



## STRATIGRAPHY AND SEDIMENTOLOGY OF CRETACEOUS-TERTIARY BOUNDARY BRECCIA DEPOSITS IN BELIZE, CENTRAL AMERICA

**David T. King, Jr.<sup>(1)</sup> and Lucille W. Petruny<sup>(2)</sup>**

<sup>(1)</sup>**Department of Geology, Auburn University, Auburn, Alabama 36849 USA  
E-mail: [kingdat@auburn.edu](mailto:kingdat@auburn.edu)**

<sup>(2)</sup>**Department of Curriculum and Teaching, Auburn University, Auburn, Alabama 36849 USA  
E-mail: [lpetruny@worldnet.att.net](mailto:lpetruny@worldnet.att.net)**

### ABSTRACT

At Albion Island, in northern Belize, Cretaceous-Tertiary (KT) boundary deposits, a.k.a. Albion formation, rest upon intensively fractured Maastrichtian dolostones and consist of a basal, spheroid-bearing clay layer (< 1 m thick) and an upper impact-related carbonate-clast breccia (or Adiamictite®) up to 15 m thick. Albion's diamictite, the focus of this paper, shows crude stratification (2 to 7 m thick) containing intrastratal structures like flow laminations and size grading. Most of Albion's carbonate clasts show a broad range of angularities and shapes, with the most common being subangular and compact-bladed to compact-elongated, respectively. We made *in-situ*, apparent-diameter measurements of diamictite carbonate clasts, which ranged in size from 10 to 300 mm (or -3.3 to -8.2  $\phi$ ). Matrix, the total area comprised of less-than-10 mm (-3.3  $\phi$ ) particles, ranged from 50 to 70 percent. Log-log distributions of Albion's grain sizes have consistent, distinctive shapes displaying slope breaks near -4  $\phi$  and -7  $\phi$ , which may signify a potentially complex origin for this unit. Bedding characteristics and sedimentary structures combined with grain-size frequency analysis suggest to us that multiple events delivered diamictite material of impact-related origin to this region. These multiple events are likely related to sequential stages in the collapse of Chicxulub's ejecta curtain and/or phases of interaction between that ejecta curtain and Earth's atmosphere.

### INTRODUCTION

In northern Belize and in closely adjacent areas of the state of Quintana Roo, Mexico, a discontinuous layer of carbonate breccia (or diamictite) lies between Maastrichtian dolomites and Paleocene limestones. This breccia unit, known locally as the Albion formation (Pope et al., 1999), represents terrestrial ejecta deposits from Chicxulub impact crater, which is centered 300 to 350 km away in the state of Yucatan, Mexico (Sharpton et al., 1996). Ocampo et al. (1996) marshaled much evidence strongly favoring interpretation of Albion Formation and laterally

equivalent breccias as coeval ejecta units of Chicxulub, and theirs is the current working hypothesis for origin of these materials.

The Albion formation consists at least three distinctive members, including basal spheroid-bearing clay layer, a diamictite unit, and a bed that is rich in highly polished pebbles (called Pook's pebbles, hence the informal name Pook's pebble bed; Ocampo et al., 2000). Albion formation, as developed at Albion Island, Belize (and exposed within Albion Quarry near San Antonio) also extends into adjacent parts of the Mexican state of Quintana Roo. In this vicinity, Albion formation consists of the basal spheroid-bearing clay layer and overlying diamictite bed (Pope et al., 1999) and ranges from 8 to 15 m thick. Less than 50 km away, in central Belize, this formation is a few meters thick and consists of the basal spheroid-bearing clay layer and overlying Pook's pebble bed, apparently without intervening diamictites (Ocampo et al., 2000). Both Pope et al. (1999) and Ocampo et al. (2000) have suggested different mechanisms of emplacement for the three constituent Albion facies in order to account for their stratigraphic and geographic occurrence. Specifically, they interpret the spheroid-bearing clay bed as having formed directly upon the karsted and fractured Maastrichtian land surface by action of a very hot, rapidly expanding vapor cloud. They interpret overlying diamictites as secondary, ballistic sediments principally formed from a more slowly moving, volatile-rich vapor cloud associated with the collapsing ejecta curtain. They note that the diamictites seem limited to a distance of approximately 360 km (or 4 crater radii) from crater center, and beyond this limit they pinch out. Lastly, they interpret the Pook's pebble bed as lofty high-velocity ejecta originating mainly from shallow target rock material, which fell in Belize mainly beyond the limit of the diamictite.

The focus of this paper is upon the Albion's diamictite bed in northern Belize and what stratigraphy and sedimentology of that diamictite can tell us about possible emplacement processes for this diamictite. Various mechanisms have been proposed for development of the diamictite (reviewed by Pope et al., 1999), and thus our goal is to add basic knowledge of this unit and its attributes and to comment on possible processes of emplacement based upon our data. Our work was conducted at Albion Quarry (Figure 1), located on Albion Island, near San Antonio in the Orange Walk District, Belize.

## STRATIGRAPHY

Cretaceous-Tertiary boundary stratigraphy on Albion Island and vicinity consists of the Maastrichtian Barton Creek Formation and overlying Cretaceous-Tertiary boundary deposits (i.e., basal spheroid-bearing clay layer and overlying diamictite), which are capped by an erosional surface and modern soils. A direct upper contact with Paleocene rocks was not observed on



Albion Island, but occurs 30 km farther south in the Cayo District of central Belize (King, 1996a), and in adjacent Quintana Roo, Mexico (M.A. Gibson, personal communication). Cornec (1985; 1986) also describes an apparent contact between Cretaceous-Tertiary boundary deposits and Paleocene rocks in the northern foothills of the Maya Mountains.

#### Barton Creek Formation

Maastrichtian Barton Creek Formation, a formal stratigraphic unit of northern Belize, is a thick sequence of tan to medium gray, dolomitized shallow-water carbonates. On Albion Island, Barton Creek beds consist of cyclically arranged groupings of strata, approximately 5 m thick, each comprised of two main lithic types (or facies). In each cycle, the upper facies consists of 8 to 15 cm thick beds of planar, cross-stratified, relatively coarsely crystalline dolomitic packstone and grainstone. Within coarsely crystalline dolostones near the top of some cycles, voids (vugs) several centimeters across suggest the former presence of nodular evaporite minerals. The lower facies in each cycle consists of several 3 to 5 cm thick beds of dolomitic wackestone and packstone.

Barton Creek is largely devoid of substantially intact macrofossils, and the few that may be discerned are typically moldic voids in dolostone. Abundant microfossils, especially foraminifers, were present in original sediment texture, but are now reduced to fine moldic voids or textural ghosts in the rock.

Age of the Barton Creek is established by two relatively rare, but key macrofossils: a Maastrichtian carcineretid crab (*Carcineretes planetarius* Vega) and a nerineid gastropod with infolding wall structures (Vega et al., 1997; Pope et al., 1999). As reported in Ocampo et al. (1996), late Maastrichtian age of upper Barton Creek is supported by  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios ranging from 0.70786 to 0.70796.

The upper surface of Barton Creek outcrops on Albion Island is highly irregular, including solution pits and pipes (probably related to Late Cretaceous subaerial exposure and solution weathering) and deep fractures (probably related to impact-generated ground motion from the Cretaceous-Tertiary bolide event). Pope et al. (1999) report patches of caliche composed of angular Barton Creek fragments with iron-oxide crusts cemented by calcite and dolomite upon the Barton Creek upper surface. Fouke et al. (2000) cites "negative covariation trends in  $\delta^{13}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$ " within uppermost Barton Creek as evidence of subaerial exposure during time of emplacement of overlying spheroid-bearing clays. This agrees with Ocampo et al.'s (1996) hypothesis that erosion by a supersonic vapor plume would have stripped away most paleosol at Albion Island.

## Albion formation

The Albion formation is an informal stratigraphic unit first described by Ocampo et al. (1996). It remains informal, as no formal description has been given and its mapability has not been demonstrated. As an astrostratigraphic unit (*sensu* King and Petruny, 2000), it is a genetic unit related to the Chicxulub bolide impact. The Albion formation has been subdivided into two informal members at Albion Island: a spheroid-bearing clay layer and the diamictite unit.

### Spheroid-bearing clay layer

Albion's spheroid-bearing clay layer rests directly upon Barton Creek dolostones (Figure 2) and consists of brown to rust-colored clay, which is locally rich in oblate, pebble-size dolomitic spheroids. Near this bed's base, it is rich in irregular red or green clay clasts. This whole clay layer ranges from 15 cm to 1.5 m thick, averaging about 90 cm. This bed tends to be thicker in low areas of the irregular Barton Creek surface. The bed's basal contact is sharp and is usually marked by a paper-thin hematitic rind on the underlying Maastrichtian dolostone. The spheroid-bearing clay layer is highly deformed, as attested to by numerous internal planes of glide marked by distinctive slickensides. Pope et al. (1999) recognized four individual beds within this clay layer, but we have not been able to consistently delineate such strata. Significant iridium concentration has been detected at the base of the spheroid-bearing clay layer (W. A. Alvarez, personal communication).

Spheroids comprise about 5 percent by volume of this layer and are its most unusual constituents. Pope et al. (1999) likened the internal structure of these spheroids, which consists typically of a core and crudely layered coating, to that of accretionary lapilli. Ocampo et al. (1996) conducted petrographic and isotopic analyses of several spheroids and demonstrated that they are likely high-temperature vapor-phase condensates.

Studies of associated red and green clay clasts suggest that they are glass fragments that have been altered since impact formation (Ocampo et al., 1996). Green clay clasts (called clay spheroids by Pope et al., 1999) are smectites with Si:Al ratios higher than normal, but similar to other Cretaceous-Tertiary boundary glasses (Pope et al., 1999). Green clay clasts have compositional similarities with palagonites formed during alteration of glass spherules from the Cretaceous-Tertiary boundary in Haiti (Pope et al., 1999).



Pope et al. (1999) have given the most parsimonious interpretation of the possible origin of this unit. They suggest that the spheroid-bearing clay layer consists mainly of fine material, initially caught up in turbulent clouds of primary ejecta, that became entrained in a rapidly expanding vapor plume. In this model, dolomitic spheroids are viewed as condensates of Chicxulub's vapor plume.

#### Diamictite unit

The diamictite unit rests directly upon the spheroid-bearing clay layer (Figure 2) and consists of light tan, moderately indurated and matrix-rich, poorly sorted breccia. At Albion Island, the whole diamictite unit is approximately 14 m thick and is capped at ground surface by an erosion surface of unknown age. In adjacent Qunitana Roo, Mexico, some Paleocene carbonates overlie weathered diamictites, 15 m thick, in what appears to be a primary depositional contact (M. A. Gibson, personal communication).

The diamictite unit contains at least 5 individual sedimentary beds (Figure 2). Each of these individual beds ranges from 2 to 7 meters thick, and bed thickness varies laterally over several hundred meters. Individual beds appear to pinch and swell and cannot be correlated accurately unless each bed is directly traceable between measured sections (e.g., compare in Figure 2 sections AQ1 and AQ2, 2 m apart, *versus* sections AQ2 and AQ3, 10 m apart; King, 1996b). Bases and tops of beds are relatively sharp, but do not show good evidence of significant intrastratal erosion. Bedding within this diamictite was delineated mainly by slope breaks caused by weathering, but changes in clast size and composition, changes in sorting and clast density, and changes in matrix composition played a role too.

Within individual beds, crude grading (with floating boulder clasts near or at the top of beds) is common (Figure 2). As part of the crude grading, boulders located at the base of some beds show imbrication and clast support. Other internal structures are crude flow laminations, which are located in the upper one to 2 meters of each bed. Some beds have rare megaboulders (or 'boulders with bedding,' 1 to 9 m diameter) near their bases or tops. Other beds contain rare matrix-coated boulders, i.e., boulders with concentric layers of armored matrix around them, which evidently formed by rolling, up to 3 m in diameter. Some of these boulders' locations are shown in Figure 2.

Diamictite matrix is mainly highly comminuted dolomite in the silt-clay size range. Matrix content commonly equals approximately 50 to 70 percent of the rock and matrix is more abundant near the tops of most beds. This matrix contains some red and green clay clasts, similar to those

found within the underlying spheroid-bearing clay layer. These clay clasts are thought to have a similar origin to the ones mentioned earlier from within the spheroid-bearing clay layer (Ocampo et al., 1996). Red and green clay clasts are much more common in the lower 2 to 3 meters of the diamictite unit's matrix.

## SEDIMENTOLOGY

### Shape analysis

Albion's diamictite contains abundant carbonate clasts that show a broad range of angularities and shapes. The most common stage of angularity is 'subangular' and the most common shape is compact-bladed/compact-elongated. Extremes within clastic angularity are highly abraded and rounded ("subspherical") clasts *versus* highly angular bladed and platy slabs of rock. Angular and subangular clasts tend to retain bladed and platy shapes, which likely were derived from comminution of original layering (Petruny and King, 2000). Subrounded and rounded clasts, which are substantially more highly abraded, apparently were produced by an intensive "milling" (i.e., rolling and grinding) process (Petruny and King, 2000).

### Surface texture analysis

Carbonate clasts within the diamictite unit at Albion have several types of distinctive surface markings that are related to their genesis and transport history. These surface markings include: facets; polish; striations; cryptographic markings; pits and bruises; and chips. Facets are primary bounding surfaces of polygonal blocks. Polish is composed of compound ultrafine striations that make a smooth and shiny surface. Striations are parallel grooves of a fine to coarse nature that give the clast surface a distinctive "ruled" surface. Cryptographic markings are branching, dendritic channel-like networks composed of segments that are in turn made of closely spaced parallel scratches (bundles) or individual relatively wide scratches (King et al., 1997). Pits and bruises are indentations in the rock. Pits are generally circular (or concentric) chipped spots with sharp, fractured rims, whereas bruises are shallow, diffuse and rimless, amoeboid areas. Chips are the result of brittle deformation of a clast's edge or margin.

These surface markings are arranged in an approximate order with facets coming first, followed by polish and striations. Cryptographic markings, if present, are superimposed, and such markings are followed by pits and bruises. Lastly, chips occur. Not all clasts show this order of markings entirely, but study of numerous clastic surfaces has established this sequence. King et al. (1997) interpreted these features as representing effects of hypervelocity clast interactions during ballistic sedimentation (especially facets, polish, and striations) and later particle

interactions within turbulent debris clouds (i.e., cryptographic markings, pits and bruises, and chips).

#### Grain-size frequency analysis

Using meter-square grids, we made *in-situ*, apparent-diameter measurements (5 mm-increments) of the diamictite's carbonate clasts. We measured all carbonate clasts, which ranged in size from 10 to 300 mm (or -3.3 to -8.2 *phi*). These apparent-diameter measurements were then converted to equivalent-area statistics for calculating percents within each size class. The following is a synopsis of each step involved in this process.

1. We delineated an appropriate one-meter square area on scraped face of diamictite exposure and divided this one-meter square area into 10 vertical strips, 10 cm wide.

2. Within each successive vertical strip, beginning at the top and moving downward, we individually measured all particles' *in-situ* diameter (i.e., long-axis aspect presented in outcrop) to within nearest 0.5 cm. All measurements were thus 'binned' within 0.5 cm intervals, e.g., 0.5 to 1.0 cm, 1.0 to 1.5 cm, 1.5 to 2.0 cm, etc. All particles under 0.5 cm were considered as part of the finer matrix, and thus not measured separately. Typically, we measured over 400 particles within each one-meter square grid.

3. We used percent of area to assess grain-size frequency by converting all measurements to cross-sectional areas of spheres with diameters equal to the long-axis aspect measured in step 3. Thus, individual counts within each 0.5-cm 'bin' were multiplied by cross-sectional area to determine the total amount of area assigned to each grain-size 'bin.'

4. We added together areas of all grain-size 'bins' and subtracted from the total area of one square meter (or 10,000 square cm). This value is equal to all matrix, or the total area of material under 0.5 cm in diameter.

5. We computed cumulative percent by using the matrix percent area from step 5 as the value for the first grain-size 'bin,' 0.0 to 0.5 cm.

6. We converted grain sizes originally measured in cm to *phi* units for making log-log grain-size frequency plots. The unit *phi* is the negative  $\log_2$  of the grain size in mm (Folk, 1968). The *phi* value of the larger end of each grain-size 'bin' is used for this purpose, e.g., 2 cm equals -4.32 *phi*. Grain sizes ranged from fine clay (approximately +16 *phi*) to boulders (< -8.0).

Diamictite matrix, the total area comprised of less-than-10 mm (-3.3 *phi*) particles, ranged from approximately 50 to 70 percent, and measured clasts, the balance. Very rare boulders with bedding (-8.5 to -12.3 *phi*) and matrix-coated boulders also occur at Albion, but are not part of our analyses. Log-log distributions of Albion's grain sizes have consistent, distinctive shapes displaying slope breaks near -4 *phi* and -7 *phi*, which may signify a potentially complex origin for





this unit (Petrundy and King, 2000). Figure 3 shows two characteristic log-log grain-size frequency distributions from different meter-square areas at Albion Quarry. Area 1 (Figure 3) has matrix content equal to 67.6% and Area 2 (Figure 3) has 56.5%. Both show breaks at approximately  $-4$  and  $-7 \phi$ , and have other irregularities in their distribution, which strongly suggests mixing of populations of grains and a strongly 'non-normal' distribution. The coarse tails of both size-frequency distributions are poorly defined due to low numbers of grains (i.e., many higher size 'bins' are empty).

Because such a high percent of matrix is involved in our measurements, and because we could not disaggregate the matrix for purposes of compatible detailed size-frequency analysis, we are limited as to the type of statistical analysis that can be performed upon these grain-size data. Specifically, we are unable to compute a mean grain-size value (*sensu* Folk (1968) and as defined in other standard sedimentology texts) owing to absence of data points within the fine tail. However, using a modified 'moment method' (modified from Folk, 1968), which allows comparisons of standard deviations within grain-size populations without computing a mean (i.e., where mean is unknown), we were able to compute an approximation of standard deviation (i.e.,  $SD_{\phi}$  see Folk, 1968, p. 50) for comparative purposes.

Grain-size frequency curves from Areas 1 and 2 both yield  $SD_{\phi}$  values approximately equal to 4  $\phi$ , indicating an "extremely poorly sorted" sediment (Folk, 1968). Combined with widely variable angularities and grain shapes and evident slope breaks in grain-size frequency curves, this additional quantitative measure of poor sorting suggests mixed populations of clasts from multiple sources.

## DISCUSSION

We find no evidence that might contradict the well-founded interpretations of Ocampo et al. (1996; 2000) and Pope et al. (1999) regarding ejecta-related origin of Cretaceous-tertiary boundary strata in northern Belize. As our emphasis in this study was upon the diamictite unit, we offer the following conclusions regarding some of our specific observations.

Individual beds within the diamictite unit and their intrastratal bedding characteristics suggests to us that multiple events likely generated the five or more beds at Albion Island. As crude grading is present throughout most beds and laminar flow features characterize the upper reaches of most beds, we think that these units were sedimented within a substantially viscous fluid medium. Considering the presence of matrix-coated boulders and complex surficial markings on most clasts, we think that sedimentation conditions for each bed may have been initially turbulent, but





near the end of emplacement they were more nearly laminar. This further implies a sequence of bed-placement events that would be requisite to development of Albion diamictite stratigraphy as at Albion Island.

Grain-shape analysis suggests that many diamictite clasts display shape characteristics derived directly from original sedimentary bedding. However, some clasts are highly abraded and perhaps transported over very significant distances. Diamictite clasts display surficial evidence of a sequence of events that may have been initially very violent and on the whole indicates intensive clast interaction. We think this suggests a mixing of clast populations having different transport histories and distances.

Comparison of Barton Creek facies at Albion Island and lithologies of diamictite clasts shows significant differences. For example, none of the cross-stratified, coarsely crystalline dolomitic packstone and grainstone, which is a common lithic type at Albion, is present in the overlying diamictite. Mainly for this reason, we think that the underlying Barton Creek at Albion Island was *not* the main source for Albion's diamictite clasts. We recognize that a local Albion source would seem to be the most likely explanation and is the previous interpretation of the Bunte Breccia from Ries crater, Germany, a widely cited analogue of the Albion formation (Horz et al., 1983). However, our interpretation is supported by work of Fouke et al. (1996) who showed that cathodoluminescent signatures of carbonate cements in Albion diamictite clasts were substantially different from those of bedrock samples taken from the Barton Creek at Albion Quarry.

Distinctive slope breaks within grain-size frequency curves and supporting statistical analysis that shows "extremely poor sorting" within the diamictite. Grain-size distribution at Albion is clearly not 'normal' and probably represents a mixing of several populations. We think this supports our contention that Albion diamictite clasts have a complex provenance.

## CONCLUSIONS

Our observations on the stratigraphy and sedimentology of Cretaceous-Tertiary diamictite deposits of northern Belize lead us to conclude that multiple events delivered material of complex impact-related origin to this region. These multiple events are likely related to stages in the collapse of Chicxulub's ejecta curtain and or interactions between that ejecta curtain and the atmosphere. More work is needed on the ground in Belize and in modeling ejecta-atmosphere interactions in order to understand the process-product relationship in more detail.



## REFERENCES

- Cornec J.H. (1985): Note on the provisional geological map of Belize at the scale 1:250,000. Petroleum Office, Belmopan, Belize. 22p.
- Cornec J.H. (1986): Provisional geological map of Belize. Petroleum Office, Belmopan, Belize.
- Folk R.L. (1968): Petrology of sedimentary rocks. Hemphill's Company, Austin, Texas. 170p.
- Fouke B.W., Alvarez W., Claeys P., Ocampo A.C., Pope K.O., Smit J., Vega F.J. (1996): Cathodoluminescence study of carbonate growth phases in bedrock and KT ejecta from the Chicxulub impact, Albion Island quarry, Belize. *Geol. Soc. Amer. Abst. w. Prog.*, v. 28, no. 7, A183.
- Fouke B.W., Zerkle A.L., Alvarez W., Pope K.O., Ocampo A.C. (2000): Paleoenvironmental reconstruction of the KT impact event from proximal sedimentary ejecta, Albion Island, Belize. *Geol. Soc. Amer. Abst. w. Prog.*, v. 32, no. 7, A451.
- Horz F., Ostertag R., Rainey D.A. (1983): Bunte breccia of the Ries: continuous deposits of large impact craters. *Rev. Geophys. Space Phys.*, v. 21, 1667-1725.
- King, Jr. D.T. (1996a): Stratigraphy, layers of evidence (at Albion Quarry). *Planetary Rept.*, v. 16, no. 3, 10-11.
- King, Jr. D.T. (1996b): Cretaceous-Tertiary boundary stratigraphy near San Antonio, Orange Walk District, Belize, Central America. *Gulf Coast Assoc. Geol. Soc. Trans.*, v. 46, 213-217.
- King, Jr. D.T., Petruny L.W. (2000): Astrostratigraphic units – some proposed nomenclature for terrestrial impact-derived and impact-related materials. *Lunar Planet. Sci.*, v. 31, abst. no. 2019.
- King, Jr. D.T., Pope K.O., Ocampo A.C. (1997): Surface markings on Chicxulub ejecta clasts from Belize, Central America. *Geol. Soc. Amer. Abst. w. Prog.*, v. 29, no. 3, 12.
- Ocampo A.C., Pope K.O., Fischer A.G. (1996): Ejecta blanket deposits of the Chicxulub crater from Albion Island, Belize. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, no. 307, 75-88.
- Ocampo A.C., Pope K.O., Vega F., Fouke B.W. (2000): Depositional facies of the Chicxulub ejecta blanket in the southern Yucatan Peninsula. *Eos, Trans. Amer. Geophys. Union*, v. 81, no. 48, F798.
- Petruny L.W., King, Jr. D.T. (2000): Grain-size frequency distributions of Cretaceous-Tertiary boundary breccia deposits in Belize, Central America. *Geol. Soc. Amer. Abst. w. Prog.*, v. 32, no. 7, A451-452.
- Pope K.O., Ocampo A.C., Fischer A.G., Alvarez W., Fouke B.W., Webster C.L., Vega F.J., Smit J., Fritsche A.E., Claeys P. (1999): Chicxulub impact ejecta from Albion Island, Belize. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 170, 351-364.
- Sharpton V.L., Marin L.E., Carney J.L., Lee S., Ryder G., Schuraytz B.C., Sikora P., Spudis P.D.

- (1996): The Cretaceous-Tertiary event and other catastrophies in Earth history. Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, no. 307, 55-74.
- Vega F.J., Feldman R.M., Ocampo A.C., Pope K.O. (1997): A new species of Late Cretaceous carcineretid crab (Brachyura: Carcineretidae) from Albion Island, Belize. Jour. Paleontol., v. 71, 615-620.

## FIGURES

1. Location map showing the Yucatan peninsula of Mexico. Chicxulub crater rim and the study site at Albion Quarry (AQ) are indicated.
2. Correlation among five measured sections in Albion Quarry. Top of all sections is the ground surface. Datum is the Barton Creek-spheroid-bearing clay layer contact. Spacing between sections is indicated at bottom. Clasts are shown to relative scale; smallest clast shown (dot) is pebble size. Spheroid symbols indicate degree of flattening. Abbreviations: Cfl = crude flow lamination; Mcb = matrix-coated boulder; Bwb = boulder with bedding; RGcc = red and green clay clasts; Gpl = glide planes. Sections: AQ1 = loading road, north end, upper part; AQ2 = pit road, north end, east side; AQ3 = loading road, north end, lower part; AQ4 = pit road, south end, east side.
3. Grain-size frequency curves for Areas 1 and 2, Albion Quarry. Matrix smaller than  $-2.32 \phi$  (5 mm) was not measured in the field. Rare boulders larger than  $-8.23 \phi$  (300 mm) were not part of our analyses.



## EL LÍMITE CRETACICO-TERCIARIO EN LA REGION DE BABINEY, PROVINCIA GRANMA, CUBA.

**Dora E. García Delgado, Raisa Delgado Damas, Consuelo Díaz Otero, Rafaela Pérez(\*)**

(\*) Instituto de Geología y Paleontología. MINBAS. Vía Blanca s/n y Carretera Central. San Miguel del Padrón. CP 11000. Ciudad de la Habana. Cuba. Fax: (537) 55-7004

Teléfonos: 55-7232, 55-7079. Email: [igpcnig@ceniai.inf.cu](mailto:igpcnig@ceniai.inf.cu)

### RESUMEN.

En este trabajo proponemos una nueva localidad para el Límite K/T en la región de Babiney, ubicada en una cantera abandonada en el lado oeste de la carretera Babiney-Bayamo, provincia Granma.

La composición litológica predominante es terrígena, terrígeno-carbonatada y en menos proporción tufogénica. El espesor aflorado es de 153.48 metros.

Se confeccionó la columna bioestratigráfica y una tabla con la distribución vertical de cada una de las especies por muestra, lo que deja ver claramente el cambio brusco de las asociaciones fósiles del Cretácico Superior (Maastrichtiano), biozona ***Racemiguembelina fructicosa*** a la asociación del Paleoceno basal con una asociación típica de la biozona ***Globigerina eugubina***.

Estas asociaciones, así como las relaciones notablemente transicionales entre estos dos paquetes demuestran la presencia de un corte continuo de edad Maastrichtiano-Paleoceno en la región de Babiney y por tanto la presencia del límite Cretácico-Terciario en esta región.

### ABSTRACT

We propose in this paper a new locality for the K/T boundary in the Babiney region, located in an abandoned quarry in the west side of the Babiney-Bayamo road, Granma province.

The predominant litologic composition is terrigenous, terrigenous-carbonated and less tufogenic. The outcropping thickness is 153.48 meters.

It was made the biostratigraphic section and a chart with the vertical distribution of each species for sample, that allows us to see the abrupt change in the fossil associations for the Upper Cretaceous (Maastrichtian), *Racemiguembelina fructicosa* biozon to the association of the basal Paleocene with a typical association of the *Globigerina eugubina* biozon.

These associations, as well as the notably transitional relationships among these two sequences demonstrate the presence of a continuous section Maastrichtian-Paleocene age in the Babiney region and therefore the presence of the K/T boundary in this region.



## INTRODUCCION

Los depósitos de edad Cretácico Superior Maastrichtiano en la región de Babiney fueron nombrados como Formación Babiney por M. T. Kozary; 1957. Este autor le asigna a esta unidad “una serie de capas compuestas por una intercalación regular de arenas con derivados no volcánicos poco consolidados, esquistos y calizas margosas, que está cubierta por “una serie” de margas, arenas heterogéneas y gruesas capas de conglomerados”, los cuales designó como Formación Victoria, de edad Paleoceno, reconociendo su alternancia rítmica y considerando que “ambas pueden formar parte de un mismo ciclo sedimentario”

Esta Formación bajo este mismo nombre fue reconocida por H. Kenny, 1957, dándole similar posición en el corte, aunque su descripción litológica es algo diferente.

J. L. Cobiella, (1973) a capas de similar edad en la región del Valle de Mícará las denominó como Formación Sabanilla. Durante los trabajos de mapeo geológico de la brigada Cubano-Húngara de la Academia de Ciencias de Cuba (E. Nagy y otros, 1976) esta asociación litológica de edad Maastrichtiano en la región de Babiney fue incluida dentro de lo que ellos denominaron como Miembro Mícará de la Formación Picota, con la cual guarda cierta similitud litológica, fosilífera y de ambiente deposicional bastante notoria, aunque el corte de Babiney es más carbonatado.

En estos momentos la Formación Mícará constituye una unidad independiente (Iturralde-Vinent, 1976; Gyarmati y otros, 1981) la cual en la región de la Sierra Cristal ha sido estudiada en detalle por G. Fernández y otros (1992); proponiendo la existencia de un corte continuo que se extiende desde el Cretácico Superior Maastrichtiano al Paleoceno Inferior, con las biozonas ***Racemiguembelina fructicosa*** y ***Globigerina eugubina*** en la localidad de la Alcarraza.

Esta localidad fue muestreada en detalle por nuestro grupo de trabajo y los resultados por Nannoplancton (T. Bralower, comunicación personal ) no confirmaron la edad Maastrichtiano para esta sección, pues solo se obtuvieron especies paleocénicas con un abundante redepósito de foraminíferos planctónicos del Maastrichtiano Superior.

La Formación Mícará constituye una secuencia turbidítica depositada durante la primera etapa de evolución de las cuencas de piggy back (Iturralde-Vinent, M. A.; 1997) que yacen discordantemente



sobre el arco volcánico cretácico. Esta unidad presenta algunas diferencias en su contenido litológico en las diferentes regiones donde ha sido cartografiada.

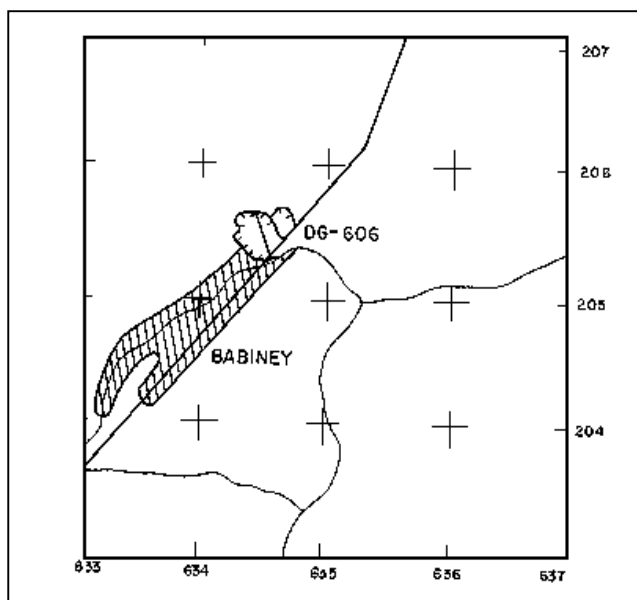


Fig.1. Ubicación de la localidad DG-606

En la región de Babiney solo aflora en una pequeña área de menos de 10 km<sup>2</sup>, y su composición litológica es predominantemente terrígena y terrígeno-carbonatada y el principal componente de sus clastos lo constituyen las rocas volcanogénicas provenientes del arco volcánico cretácico extinto. Mientras que en las regiones noreste de las provincias de Guantánamo y Holguín ocupa grandes áreas, estrechamente relacionadas con los macisos ofiolíticos de Sierra de Nipe y Cristal, los que tienen una gran importancia en la constitución de los fragmentos de las rocas clásticas, llegando a formar areniscas serpentiniticas. La Formación Mícara se formó sincronicamente con el emplazamiento de los mantos de sobrecorrimiento del arco volcánico y las ofiolitas, llegando a presentar secuencias con características olistostrómicas intercaladas en la secuencia terrígena de la formación.

La Formación Mícara al igual que otras unidades de igual edad en el resto de nuestro territorio constituye un testigo de la ocurrencia de una sedimentación continua entre el Maastrichtiano Superior y el Paleoceno ocurrida en algunas de las cuencas superpuestas.

## MATERIALES Y METODOS

### Descripción del corte

La localidad estudiada se encuentra en una cantera abandonada situada a unos pocos metros al noroeste del poblado Babiney (Fig. No.1) y el corte presenta una composición predominantemente terrígena, terrígeno-carbonatada y tufogénica, areniscas polimícticas de diversa granulometría que se



intercalan con limolitas, lutitas, conglomerados y tobas, aunque se observa un considerable volumen de rocas carbonatadas, calizas y margas, sobre todo hacia la parte superior del corte, de edad paleocénica. (Fig. No. 2).

Las areniscas son de composición polimíctica, al igual que los conglomerados, que en esta localidad son de fragmentos pequeños y las limolitas y lutitas pueden ser calcáreas o polimícticas, mientras que las rocas carbonatadas se clasifican como wackstone o mudstone, en ocasiones ligeramente silicificadas.

En general este paquete litológico se depositó en un ambiente nerítico-batial, de mares profundos fríos y de baja salinidad.

Coordenadas	Iniciales x: 534 600	Finales x: 534 500
	y: 203 500	y: 205 625

Hoja Topográfica 4877-I

- 0.0-0.45 m Intercalación de lutitas, limolitas y margas, las margas son de color crema, las lutitas son de color crema a gris carmelitoso y las limolitas son de color crema verdoso, en capas de hasta 5 cm.

DG-606-marga

DG-606-1 limolita

DG-606-2 lutita

- 0.45-10.35 m Intercalación de limolitas y areniscas. Las limolitas son polimícticas y calcáreas, de color crema en capas de 7-10 cm de espesor con mucho contenido de óxido de hierro. Las areniscas son de color carmelita a beige en capas finas de 3-4 cm.

DG 606-3 limolita calcárea

DG 606-4 limolita polimíctica

- 10.35-15.55 m Intercalación de limolitas y areniscas. Las limolitas forman capas de 5-7 cm de espesor de color beige y crema-grisáceo. La superficie de estratificación entre las limolitas y las calizas es irregular y se observa gradación en las areniscas desde grano grueso en la base hasta grano fino en el tope de las capas. Son de color carmelita; los fragmentos son angulosos o





subangulosos de rocas vulcanógenas y sedimentarias. Las capas de areniscas llegan a alcanzar hasta 1 m de potencia.

DG –606-5 limolita

DG-606-6 arenisca.

- 15.55-20.55 m calizas blancas masivas

DG-606-7 Mudstone. Algo silicificadas.

- 20.55-27.25 m Intercalación de limolitas y areniscas idem a la anterior.
- 27.25-30.75 m Intercalación de calizas y areniscas. Las calizas son de color beige en capas de hasta 50 cm y las areniscas son de color carmelitoso en capas de 50 cm gradacionales de grano grueso a fino.

DG-606-8 wackstone

- 30.75-35.75 m limolitas calcáreas de color carmelitoso.

DG-606-9 limolitas

- 35.75-36.05 m lutitas calcáreas de color crema – grisáceo

DG-606-10 lutitas.

- 36.05-46.05 m areniscas que predominan en el corte, similar a las anteriores con intercalaciones de limolita calcárea.

DG 606-11 arenisca

DG-606-12 arenisca

DG-606-13 limolita

- 46.05-51.15 m Intercalación de lutitas de color crema, en capas de hasta 5 cm y calizas de color beige, en capas de hasta 10 cm

DG-606-14 calizas arcillosas

DG-606-15 lutitas

- 51.15-55.35 m Intercalación de calizas, limolitas y areniscas. Las calizas son color crema, con espesor de sus capas entre 5-7 cm. Las limolitas son de color crema, en capas de hasta 5 cm.
- 55.35-56.15 m Areniscas a microconglomerados, con fragmentos redondeados de rocas volcánicas y terrígenas, de color carmelitoso, con espesor de hasta 10 cm.

DG-606-16 arenisca

- 56.15-78.05 m Intercalación de calizas y limolitas



- 78.05-79.05 m Calizas recristalizada de color pardo rojizo muy pesada, conteniendo abundante óxido de hierro.

DG-606-17 calizas.

- 79.05-95.45 m Intercalación de areniscas finas de color crema, en capa de hasta 10 cm, limolitas grisáceas en capas de hasta 7 cm, calizas arcillosas, de color crema, los espesores de hasta 10cm y lutitas cremas, en capas de 3-4 cm.

DG-606-21 limolita

DG-606-22 conglomerado.

- 95.45-97.75 m Intercalación fina de areniscas polimícticas, limolitas y lutitas.
- 97.75-107.75 m Arenisca polimíctica gruesa a conglomerado fino con aislados clastos de rocas ígneas, de hasta 20 cm.

DG-606-23 conglomerado

DG-606-24 (clasto).

- 107.75-117.75 m Sin afloramientos.
- 117.75- 124.98 m Intercalación de calizas arcillosas de color crema blancuzcas, con espesor de sus capas de hasta 20 cm, lutitas en capas de 10 cm, de color beige y margas blancas, en capas de hasta 20 cm. Predomina la caliza arcillosa

DG-606-25 calizas arcillosas

DG606-26 limolita

DG606-27 mudstone

DG-606-28 marga

DG 606-29 lutitas

DG-606-30 mudstone

DG-6060-31 mudstone

DG-606-32 marga

- 124.98-141.98 m Secuencia bien estratificada de intercalación de calizas arcillosas, lutitas y margas de colores claros con espesor de sus capas de hasta 20 cm, muy bien estratificadas.

DG-606-33 marga

DG-606-34 lutitas

- 141.98-153.48 m Brechas de calizas, margas, limolitas, etc., en una matriz margosa



## Asociación fosilífera

Como se puede observar en la columna litológica (Fig 2) se realizó un detallado muestreo para estudios paleontológicos tanto en secciones delgadas como en lavados y la distribución vertical de las especies para cada muestra aparece en la tabla No. 1. Las asociaciones fósiles de las muestras situadas desde la base (Muestra DG-606) hasta la muestra DG-606-22, reflejan claramente una edad Maastrichtiano Superior, correspondiente a la biozona ***Racemiguembelina fructicosa***, mientras que la asociación faunal comprendida entre las muestras DG-606-23 hasta la DG-606-34 muestran el cambio hacia el Paleógeno, estando representado el Paleoceno basal en la muestra DG-606-26, con una asociación típica de la biozona ***Globigerina eugubina***. Este perfil alcanza en su parte superior una edad de Eoceno Inferior con la aparición de ***Truncorotaloides sp.***

## Conclusiones

La composición litológica de la sección estudiada conjuntamente con los resultados de los estudios paleontológicos demuestran la presencia en el intervalo Cretácico Superior Maastrichtiano – Paleoceno basal e incluso Eoceno Inferior de una cuenca de sedimentación considerablemente profunda con un abundante aporte de material de origen volcanomórfico de carácter turbidítico con una sedimentación continua y compensada, que prueba la presencia del Límite Cretácico-Terciario en esta región.

## REFERENCIA BIBLIOGRAFICA

- BERMUDEZ, P.J. (1961). Las formaciones geológicas de Cuba. Instituto Cubano Recursos Minerales. 73, No. 16, August 15. (pag. 5159-5173).
- COBIELLA, J. L., 1973. Estratigrafía de Sabanilla. (Inédito) Universidad de Oriente.
- COBIELLA, J.L.; RODRIGUEZ, J. (1978). Algunos rasgos de la Geología de Cuba Oriental. Ciencias Técnicas 3. pág. 7-21.
- ITURRALDE-VINENT, M. (1977). Estratigrafía del área Calabazas-Achotal. Rev. La Minería en Cuba. Vol.2 No.4
- ITURRALDE-VINENT, M. 1994. Arcos volcánicos y ofiolitas de Cuba. (En Prensa).
- JAKUS, P. (1983). Formaciones vulcanógeno-sedimentarias de Cuba Oriental en: Contribución a la Geología de Cuba Oriental. Editorial Científico-Técnica. La Habana. Cuba.
- KENNY, H.; 1957. Estratigrafía al este del Cauto para determinar la columna estratigráfica del area Babiney-Jiguaní, por geología de superficie, en coordinación con 500 pies de barrenos. Oficina Nacional de Recursos Minerales, MINBAS, La Habana.



- KOZARY, M. T.; 1957. Geología de la Cuenca del Cautillo. Oficina Nacional de Recursos Minerales. MINBAS, La Habana.
- NAGY, E.; BREZSNYANSZKY, K.; BRITO, A.; COUTIN, D.P.; FORMELL, F.; FRANCO, G.L.; GYARMATTI, P.; JAKUS, P. y RADOCH, G.Y. (1976). Texto Explicativo del Mapa Geológico de la provincia Oriente a escala 1:250 000 levantado y confeccionado por la Brigada Cubano-Húngara entre 1972-1976. Inst. Geología y Paleontología, Academia de Ciencias de Cuba.

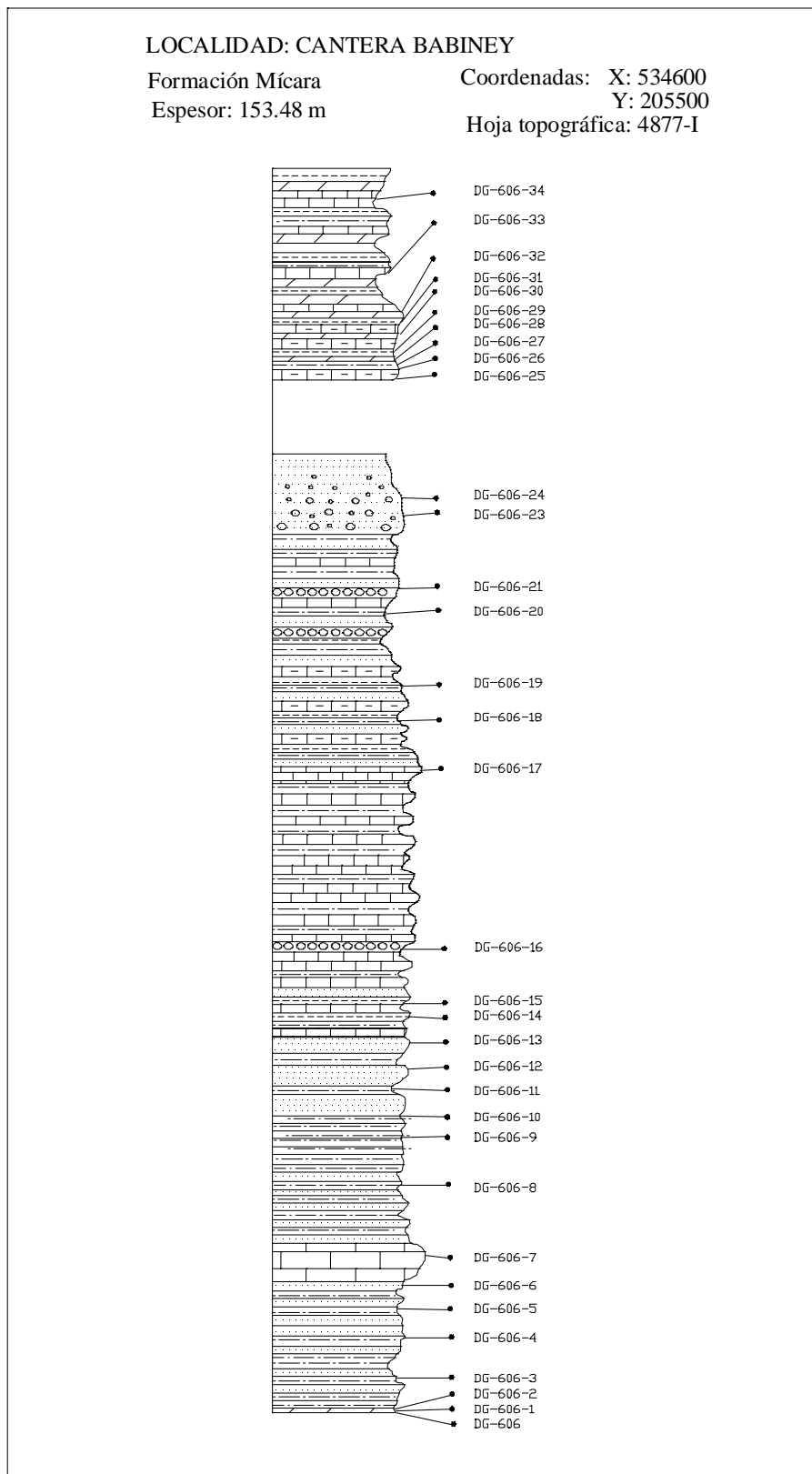


Fig.2 Columna litológica de la Formación Mícara en la localidad



MEMORIAS GEOMIN 2001, LA HABANA, 19-23 DE MARZO. ISBN 959-7117-10-X

[illegible]

## EL EVENTO CHICXULUB DEL LIMITE K/T: SU IMPACTO EN LA SEDIMENTACION DE LA PLATAFORMA DE YUCATAN Y SONDA DE CAMPECHE, SURESTE DE MEXICO.

J. Manuel Grajales-Nishimura<sup>(1)</sup>, Esteban Cedillo-Pardo<sup>(1)</sup>; Gustavo Murillo-Muñetón<sup>(1)</sup>, Jesús García-Hernández<sup>(2)</sup>, Ignacio Arenillas<sup>(3)</sup>, José Antonio Arz<sup>(3)</sup>, Carmen Rosales Domínguez<sup>(1)</sup>, Dante J. Morán-Zenteno<sup>(4)</sup> Philippe Claeys, P. <sup>(5)</sup> y Walter Alvarez<sup>(6)</sup>

1. Instituto Mexicano Petroleo, Eje Central Norte Lázaro Cárdenas No. 152, México, D.F. 07730: mgrajal@imp.mx, [ecedillo@imp.mx](mailto:ecedillo@imp.mx), [gmurill@imp.mx](mailto:gmurill@imp.mx).
2. Petróleos Mexicanos-PEP, RMNE, Calle 33 No. 90, Col. Burócratas, Cd Carmen, Campeche, México: [jgarcia@mne.pemex.com](mailto:jgarcia@mne.pemex.com)
3. Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Zaragoza, E-50009, España: [ias@posta.unizar.es](mailto:ias@posta.unizar.es); [josearz@posta.unizar.es](mailto:josearz@posta.unizar.es)
4. Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F 04510, México
5. Vrije Universiteit Brussel, B-1050 Brussels Belgium: [claeys@mac.com](mailto:claeys@mac.com)
6. Department of Geology and Geophysics; University of California at Berkeley, Berkeley, CA 94720-4767, USA

### RESUMEN

En la Sonda de Campeche del sureste de México, el intervalo estratigráfico más importante productor de hidrocarburos consiste de una brecha carbonatada sedimentaria. Los datos estratigráficos, mineralógicos y micropaleontológicos indican que esta brecha carbonatada y un intervalo de materiales bentoníticos suprayacente están ligados genéticamente al impacto en Chicxulub ocurrido en el límite Cretácico-Terciario (K/T). Esta brecha se depositó al pie del talud en un ambiente de plataforma externa y posteriormente fue afectada por eventos tectónicos y diagenéticos que modificaron su porosidad y permeabilidad principalmente durante el Oligo-Mioceno y posiblemente en el Plio-Pleistoceno. En la plataforma de Yucatán, los efectos del evento Chicxulub se manifiestan por materiales de expulsión (ejecta) seguidos de una brecha formada por megabloques de calizas de facies someras.

Estudios realizados en afloramientos de la brecha en Tabasco y Chiapas, así como en columnas estratigráficas del Campo Petrolero Cantarell y otros campos cercanos de la Sonda de Campeche, permiten correlacionar la brecha en localidades distantes hasta 250 km. La sucesión sedimentaria del límite K/T en estas localidades consiste de un depósito sedimentario gradado formado, de la base a la cima, por megabrechas calcáreas, brechas de grano fino, arenas y arcillas con abundante material bentonítico. Esta sucesión descansa sobre mudstone calcáreo hemipelágico con *Trinitella scotti*, *Racemiguembelina fructicosa* y *Contusotruncana contusa* que sugieren una edad Maastrichtiano Medio-Tardío y está cubierta por margas y/o mudstone



arcilloso donde se reconoció la biozona de *Guembelitria* cretacea (zona P0 y parte baja de zona P1) del Daniano basal. Los depósitos asociados al evento del límite K/T acumulados sobre facies someras de la Plataforma de Yucatán han sido descritos en Belice y Quintana Roo y consisten de una capa con esferulitas y bentonita, seguida de una brecha con bloques de calizas de ambientes someros de hasta 10 m de diámetro.

La presencia de cuarzo y plagioclasa de choque, cuarzo tipo "ballen", fragmentos de esferulitas, lapilli acrecionario y material bentonítico (que aquí se interpreta como vidrio de impacto alterado) hacia la cima de la secuencia sedimentaria, tanto en las facies de talud como en las someras, así como la anomalía de Iridio en las secciones de Bochil y Guayal, sugieren que el origen de esta sucesión sedimentaria está íntimamente ligado al impacto en Chicxulub. Asimismo, se reconoció que la capa bentonítica de hasta 30 m de espesor en la Sonda de Campeche actúa como la roca sello del Campo Cantarell.

Se reconocieron hasta diez diferentes microfacies en los componentes de la brecha que indican que los fragmentos tuvieron su área fuente en diversos ambientes de la plataforma de Yucatán y la mayoría corresponden al Cretácico Superior.

Finalmente, se concluye que la brecha calcárea del Campo Cantarell tiene un origen único ligado a un evento catastrófico que ocurrió hace 65 Ma. Posteriormente, durante el Oligo-Mioceno y Plio-Pleistoceno sufrió procesos diagenéticos ligados a sepultamiento, así como eventos tectono-estructurales que en algunos casos modificaron positivamente y en otros negativamente la porosidad y permeabilidad de la roca.

•

## EVIDENCIAS DEL “COCTEL” PALEONTOLÓGICO DEL LÍMITE CRETÁCICO-TERCIARIO EN CUBA OCCIDENTAL.

**Consuelo Díaz Otero<sup>(1)</sup>, M. Iturralde-Vinent<sup>(2)</sup> y D. García Delgado<sup>(1)</sup>.**

**(1) Instituto de Geología y Paleontología. Vía Blanca s/n y Línea del Ferrocarril, San Miguel del Padrón, Ciudad de la Habana. E mail [igpcnig@ceniai.inf.cu](mailto:igpcnig@ceniai.inf.cu)**

**(2) Museo Nacional de Historia Natural de Cuba. Obispo 61. Plaza de Armas. Habana Vieja. E-mail [geopal@mnhnc.inf.cu](mailto:geopal@mnhnc.inf.cu)**

### RESUMEN

La asociación fósil del Límite Cretácico-Terciario (KTB) para el área del Caribe recientemente se ha descrito como un “coctel” de elementos fósiles redepositados de estratos más viejos que Paleoceno, siguiendo la teoría del impacto cósmico ocurrido hace 65 millones de años en la región de Yucatán, México (Bralower et al., 1998)

Una mezcla distintiva similar de foraminíferos redepositados fue encontrada en algunas formaciones de Cuba occidental, asociada con cuarzo choqueado, esférulas y presencia de Iridio. Dentro de estas formaciones se encuentran la Formación Peñalver, calcarenitas Moncada y Formación Amaro, que litológicamente están caracterizadas por secuencias clástico-carbonatadas relacionadas probablemente con el impacto KTB.

En la Formación Peñalver esta asociación fósil incluye foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y nannofósiles de diferentes edades dentro del Cretácico. Los foraminíferos planctónicos y bentónicos están representados por especies índices de diferentes intervalos desde el Albiano hasta el Maastrichtiano Superior Tardío. Los nannofósiles corresponden al Neocomiano.

En las calcarenitas Moncada sólo se han encontrados foraminíferos planctónicos de diferentes edades desde el Aptiano hasta el Maastrichtiano Superior. Es característico en estas calcarenitas encontrar los fósiles deformados por compresión y rellenos de una mezcla de arcilla con material orgánico de color pardo oscuro.

La Formación Amaro está representada por una abundante asociación fósil muy semejante a la reportada para la Formación Peñalver, pero además incluye fósiles “Incertae Sedis”, calpionélidos y nannofósiles del intervalo Jurásico Superior-Neocomiano.

No se reportan taxones del Paleoceno en ninguna de las formaciones estudiadas.

### ABSTRACT

The Cretaceous-Tertiary boundary (KTB) fossil association has been described as a “cocktail” of fossil elements reworked, older than Paleocene, according to the theory of Cosmic Impact taking place 65 million years ago.

A distinctive mixture of reworked foraminifera was found in several formations in western Cuba. It is associated with shocked quartz, “spherules” and iridium enriched layers.

The investigated formations are Peñalver (Pszczolkowski, 1986), Moncada calcarenites (Iturralde-Vinent, 1997) and Amaro (Wassall, 1953)

The Peñalver Formation fossil assemblage includes cretaceous foraminifera belonging to different intervals from Albian to Upper Maastrichtian. Nannoconids correspond to Neocomian.

In the Moncada calcarenites there are only planktic foraminifera that belong to the Aptian-Upper Maastrichtian.

Amaro Formation is represented by a rich fossil assemblage very similar to the Peñalver Formation, but it also includes Upper Jurassic-Neocomian fossils as “Incertae Sedis”, calpionellids and nannoconids.

No Paleocene taxa were found in these three formations.

## INTRODUCCIÓN

La cercanía de nuestra isla a la península de Yucatán, México, donde se supone ocurrió el choque del meteorito que ocasionó el cráter de Chicxolub a finales del Cretácico implica una gran probabilidad de encontrar las evidencias de esta catástrofe en los sedimentos cubanos.

García y Díaz (1997) presentan un estudio sobre las probabilidades de la presencia del KTB en Cuba, que incluye las formaciones del occidente de la isla, donde no se realizaron estudios paleontológicos detallados como los presentados en este trabajo..

Durante los últimos tres años nuevos cortes relacionados con el KTB han sido investigados con gran detalle como parte de los trabajos que se ejecutan a través del Proyecto Internacional Cuba-Japón sobre estos estudios y los resultados paleontológicos obtenidos de estas investigaciones constituyen el objetivo fundamental del presente trabajo.

Los estudios paleontológicos detallados tienen como antecedentes los realizados en el Caribe por Bralower, Paull y Leckie (1998) sobre la teoría del “coctel” paleontológico del KTB , donde reportan elementos fósiles redepositados de diferentes edades dentro del Cretácico, más viejos que Paleoceno.

Una mezcla distintiva similar de foraminíferos redepositados fue encontrada en algunas formaciones de Cuba occidental, asociada con cuarzo choqueado, esférulas y presencia de Iridio. Dentro de estas formaciones se encuentran la Formación Peñalver (Pszczolkowski, 1986), calcarenitas Moncada (Iturralde-Vinent, 1992) y Formación Amaro (Wassall, 1953), que litológicamente están caracterizadas por secuencias clástico-carbonatadas relacionadas probablemente con el impacto KTB.

El reconocimiento del “coctel” en las rocas cubanas constituye una evidencia más a favor de la teoría del impacto cósmico ocurrido hace 65 millones de años.

## MATERIALES Y METODOS.

El estudio micropaleontológico presentado está basado en la observación al microscopio biológico de luz transmitida de más de 200 secciones delgadas de rocas. Estas secciones delgadas corresponden a diferentes cortes de las unidades litoestratigráficas mencionadas, en sus localidades tipo.

Las determinaciones de los foraminíferos planctónicos (grupo taxonómico más abundante en estos sedimentos) están basadas en los trabajos de Premoli-Silva y Sliter (1995) y de Sliter (1989, 1999)

## DISCUSIÓN Y RESULTADOS

### Calcarenitas Moncada.

Las calcarenitas Moncada (Iturralde-Vinent, 1992) están distribuidas solamente en la parte más occidental de Cuba, en la Sierra de Viñales, provincia de Pinar del Río. Esta unidad contiene foraminíferos planctónicos y radiolarios y descansa sobre las calizas negras del Cretácico. Los microfósiles están ligeramente recrystalizados, parcialmente rotos, comprimidos y rellenos de una mezcla de material orgánico y arcilla, de color gris parduzco.

Los foraminíferos redepositados pertenecen al Aptiano (*Ticinella bejaouaensis*, *Hedbergella excelsa*), Albiano-Cenomaniano (*Ticinella primula*, *T. roberti*, *Hedbergella rischi*, *Globigerinelloides bentonensis*, *Praeglobotruncana delrioensis*) y Campaniano Tardío-Maastrichtiano Tardío (*Globotruncana bulloides*, *G. mariei*, *G. arca*, *Ventilabrella multicamerata*). Los taxones más jóvenes están representados por *Racemiguembelina fructicosa* y *Contusotruncana contusa* (fig. 5). La especie *Abathomphalus mayaroensis*, marcadora del tope del Maastrichtiano, no ha sido identificada con certeza. Los taxones el Paleoceno no han sido encontrados. (Tabla I).

En esta formación han sido encontradas "esférulas," identificadas al microscopio biológico de luz transmitida. Ellas son de color gris claro, constituidas por material vítreo, isótropo y prácticamente opaco (es traslúcido solo en los bordes), con un índice de refracción mayor que el del Bálsamo de Canadá. Con luz reflejada se observan inclusiones metálicas alineadas concéntricamente. Su forma es de esférica a elíptica (aerodinámica), de 0.25 mm de tamaño en su eje mayor y 0.20 mm en su eje menor, como promedio. Además se ha podido determinar la presencia de cuarzo choqueado y enriquecimiento de iridio.

### Formación Peñalver

Esta formación sobreyace a la Formación Vía Blanca del Campaniano Superior-Maastrichtiano. Está representada por una rica asociación de microfósiles redepositados que incluye foraminíferos planctónicos y bentónicos, radiolarios y nannofósiles. La mayor cantidad de microfósiles redepositados pertenece al intervalo Campaniano-Maastrichtiano, probablemente erosionados de la Formación Vía Blanca, la cual también contiene microfósiles redepositados de diferentes edades. Esta unidad se desarrolla en las provincias de Ciudad de La Habana, La Habana, Matanzas y Pina del Río y su área tipo está localizada en la Avenida Monumental entre la Vía Blanca y la Autopista Nacional, en la provincia Ciudad de La Habana.

Los foraminíferos planctónicos identificados pertenecen a los intervalos: Albiano (*Ticinella primula*, *T. praeticinensis*, *Hedbergella rischi*), Cenomaniano (*Rotalipora cushmani*), Coniaciano-Santoniano (*Dicarinella concavata*, *Marginotruncana ssp.*), Campaniano (*Radotruncana calcarata*) y

Campaniano Superior-Maastrichtiano Inferior (***Globotruncana venticosa*, *G. arca*, *G. bulloides*, *G. linneiana*, *Gansserina gansseri*, *Contusotruncana patelliformis***). La edad más joven está dada por la presencia de ***Abathomphalus mayaroensis*** (fig. 4), ***Racemiguembelina fructicosa*** y ***Contusotruncana contusa***.

Las especies más frecuentes de foraminíferos bentónicos son: ***Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Torreina torrei*** y ***Chubbina cardenasensis***, del Maastrichtiano y ***Nummuloculina heimi*, *Biconcava bentori*** y ***Nezzazatidae*** del Albiano-Cenomaniano. En esta formación tampoco fueron encontrados microfósiles del Paleoceno. (Tabla I)

### Formación Amaro.

La Formación Amaro está bien representada en la parte este y central de Cuba. Buenas secciones han sido reportadas en pozos profundos de petróleo, en la localidad Boca de Jaruco, al noreste de la provincia de La Habana. Esta formación sobreyace las unidades marinas profundas del Jurásico Superior-Cretácico (Veloz, Santa Teresa y Carmita).

La asociación de foraminíferos redepositados incluye ***Nannoconus s.l.*, *Favreina sp.*** y Calpionélidos (Jurásico Superior Tithoniano-Cretácico Inferior Neocomiano), ***Ticinella roberti*** ***Planomalina buxtorfi*** y ***Biticinella sp*** (Albiano), ***Rotalipora cushmani*** (Cenomaniano), ***Marginotruncana spp.*, *Globigerinelloides casseyi*, *Whiteinella spp.*** (Turoniano-Santoniano) y ***Globotruncana arca*, *G. linneiana*, *Contusotruncana fornicata*** y ***Ventilabrella spp.*** (Campaniano Superior-Maastrichtiano) (fig. 6). La edad más joven de estos sedimentos está dada por la misma asociación determinada en la Formación Peñalver.

Los foraminíferos bentónicos están representados por ***Orbitoides apiculata*, *Omphalocyclus macroporus*, *Torreina torrei*, *Chubbina cardenasensis*, *Sulcoperculina globosa*, *Pseudorbitoides sp.*** y Rudistas del Maastrichtiano Superior.

Al igual que en las demás formaciones no se han reportados especies del Paleoceno (Tabla I)

## CONCLUSIONES

Las asociaciones fósiles de las formaciones Peñalver, calcarenitas Moncada y Amaro claramente representan al llamado "coctel" del KTB, reportado por Bralower et al., 1998. La edad de estas formaciones puede ser resuelta como KTB, de acuerdo a la posición estratigráfica de las mismas por encima de las rocas del Cretácico y por debajo de los depósitos del Paleoceno. Este hecho es una contribución más al sustento de la teoría del impacto cósmico en el Caribe hace 65 millones de años.

## REFERENCIAS

1. Bralower, T. J., Ch. K Paull and R. M. Leckie, 1998. The Cretaceous-Tertiary boundary cocktail: Chicxulub impact triggers margin collapse and extensive sediment gravity flows. *Geology* 26 (4):331-334
2. García, D. and Díaz-Otero, C., 1997. Probable presence of Cretaceous-Tertiary boundary in Cuba. *Newsletter Project 384 PICG-UNESCO*; (3):31-38
3. Iturralde-Vinent, M. 1992. A short note on the Cuban late Maastrichtian megaturbidite (an impact-derived deposit?): *Earth & Planetary Science Letters*, 109: 225-228.
4. Iturralde-Vinent, M., 1997. Field Guide. Sedimentary Geology of Western Cuba. 1<sup>st</sup> SEPM Congress on Sedimentary Geology, St. Pete Beach, Florida, 21 pp.
5. Premoli Silva, I. and Sliter, W. V.; 1995. *Paleontographia Italica*. LXXXII. 40 pp.
6. Psczczlkowski, A., 1986. Megacapas del Maestrichtiano en Cuba occidental y central. *Bulletin of the Polish Academy of Earth Science*, 34(1): 82-94.
7. Sliter, W. V.; 1989. Biostratigraphy zonation for Cretaceous planctonic foraminifers examined in thin section. *Journal of Foraminiferal Research*. 19(1): 1-19.
8. Sliter, W. V.; 1999. Cretaceous planctonic foraminifers examined in thin section. U.S. Geological Survey . Special Publication.
9. Wassall, H., 1953, in: Truitt, P. and Pardo, G., 1953. Geological Memorandum PT-20. Reconnaissance of Santa Clara, Cuba, Calabazar-Camajuaní- Placetas area. Oficina Nacional de Recursos Minerales. Minist. Ind. Básica. La Habana, Cuba (inédito)

Foraminíferos planctónicos (*) especies que no llegan al tope del Maastrichtiano	Edad	calcarenitas Moncada	Fm. Amaro	Fm. Peñalver
<i>Abathomphalus mayaroensis</i>	Maastrichtiano Superior	X	?	X
<i>Contusotruncana contusa</i>	Maastrichtiano Superior	X	X	X
<i>Contusotruncana fornicata</i>	Coniaciano Sup.-Maastrichtiano*	X	X	X
<i>Contusotruncana patelliformis</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano Inf.	--	--	X
<i>Dicarinella concavata</i>	Coniaciano- Santoniano	sp.--	X	X
<i>Favusella</i> cf. <i>F. washitensis</i>	Aptiano Sup.-Cenomaniano Inf.	--	X	X
<i>Globigerinelloides</i> cf. <i>G. barri</i>	Aptiano	X	--	--
<i>Globigerinelloides bentonensis</i>	Albiano	X	--	--
<i>Globigerinelloides cassey</i>	Cenomaniano -Santoniano	--	X	--
<i>Globotruncana arca</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano*	X	X	X
<i>Globotruncana bulloides</i>	Santoniano Sup.-Maastrichtiano*	X	--	X
<i>Globotruncana falsostuarti</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	--	--	X
<i>Globotruncana linneiana</i>	Santoniano- Maastrichtiano*	X	X	X
<i>Globotruncana mariei</i>	Campaniano- Maastrichtiano*	X	--	X
<i>Globotruncanella havanensis</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Globotruncanella petaloidea</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	--	X
<i>Radotruncana calcarata</i>	Campaniano Superior	--	X	X
<i>Globotruncanella conica</i>	Maastrichtiano Superior	X	X	X
<i>Globotruncanella stuarti</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Globotruncanella stuartiformis</i>	Campaniano-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Guembelitra cretacea</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	--	--
<i>Hedbergella excelsa</i>	Aptian Inferior	X	--	--
<i>Hedbergella holmdelensis</i>	Santoniano-Maastrichtiano	--	--	X
<i>Heterohelix striata</i>	Campaniano-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Marginotruncana</i> spp.	Turoniano-Santoniano	X	X	X
<i>Planoglobulina acervulinoides</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Planomalina buxtorfi</i>	Albian Superior	--	X	--
<i>Praeglobotruncana delrioensis</i>	Albiano Sup.-Cenomaniano Inf.	X	sp.	X
<i>Praeglobotruncana stephani</i>	Albiano Sup.-Turoniano Inf.	X	--	-
<i>Pseudoguembelina costulata</i>	Campaniano-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Pseudotextularia elegans</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Racemiguembelina fructicosa</i>	Maastrichtiano Superior	X	X	X
<i>Rotalipora</i> cf. <i>brotzeni</i>	Cenomaniano	X	X	-
<i>Rotalipora cushmani</i>	Cenomaniano	--	X	X
<i>Rugoglobigerina macrocephala</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	-
<i>Rugoglobigerina rugosa</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	?	X
<i>Schackoina</i> cf. <i>cenomana</i>	Cenomaniano	--	X	--
<i>Ticinella bejaouaensis</i>	Aptiano Superior	X	sp.	--
<i>Ticinella praeticinensis</i>	Albiano Superior	--	--	X
<i>Ticinella primula</i>	Albiano Superior	X	--	X
<i>Ticinella roberti</i>	Albiano Superior	X	X	--
<i>Tritinella scotti</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano	X	X	X
<i>Ventilabrella</i> cf. <i>multicamerata</i>	Campaniano Sup.-Maastrichtiano*	sp.	sp.	X
<i>Whiteinella paradubia</i>	Cenomaniano Sup.-Coniaciano Inf.	X	sp.	X

Tabla I. Foraminíferos planctónicos índices de las formaciones Peñalver, calcarenitas Moncada y Amaro, del Límite Cretácico-Terciario en Cuba occidental.



Formación Peñalver  
Espesor: 20-150 m

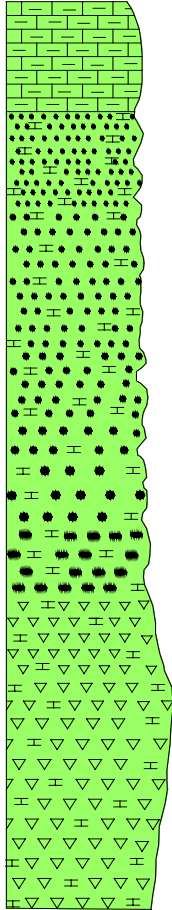


Fig. 1

Calcarenitas Moncada  
Espesor: 2.0 m

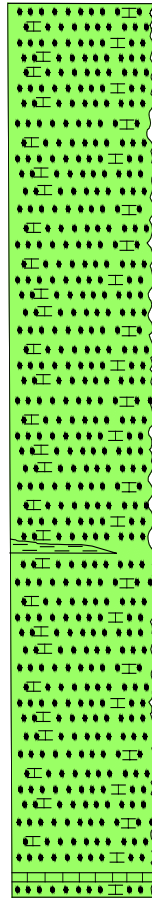


Fig. 2

Formación Amaro  
Espesor: >350 m

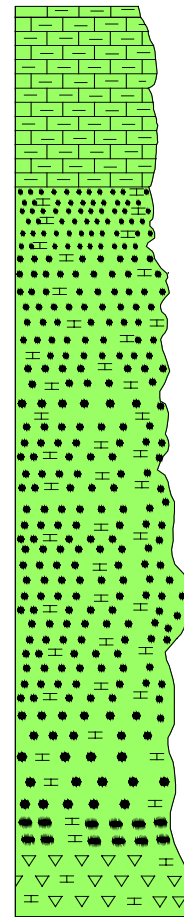


Fig. 3



4



5



6

- 4 ***Abathomphalus mayaroensis*** (100X) Maastrichtiano Superior. Fm. Peñalver  
5 ***Trinitella scotti*** y ***P. elegans*** (40X) Maastrichtiano Superior. calcarenitas Moncada  
6 ***Globotruncana*** sp. con calpionélidos (40 X) Cretácico Inferior y Superior (coctel). Fm. Amaro

### Leyenda



CALIZAS



CRINOIDES GUESO



CRINOIDES



CALCILITAS



RUDESTONES



ARCILLA