

García y Barragán, J.C., y Jacques-Ayala, César, 2011, Estratigrafía del Cretácico de Sonora, México, *in* Calmus, Thierry, ed., Panorama de la geología de Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 118, cap. 5, p. 113–199, 36 figs., 1 tabla.

Capítulo 5 ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO DE SONORA, MÉXICO

Juan Carlos García y Barragán[#]
y César Jacques-Ayala**

RESUMEN

El Cretácico está ampliamente representado en Sonora, México, por lo que es el período mejor conocido desde el punto de vista estratigráfico. En este trabajo, se hace una compilación de la estratigrafía de las rocas cretácicas y se plantea algunas hipótesis y cuestiones sobre la evolución paleogeográfica y tectónica durante este período en dicho Estado.

La primera descripción de unidades del Cretácico en toda la región, en particular en el extremo noreste de Sonora, fue hecha por don José Guadalupe Aguilera, desde fines del siglo XIX. Este notable geólogo mexicano cartografió un conjunto de calizas fosilíferas al sur y oeste de Agua Prieta que correlacionó con el Grupo Comanche de Texas. La secuencia que describió pertenece a la Caliza Mural, del Grupo Bisbee, del Cretácico Inferior.

El Grupo Bisbee se depositó en el extremo noroeste de la cuenca del mismo nombre, la cual tuvo dimensiones generales de 300 km por 400 km. En el extremo sureste de Arizona y en el extremo suroeste de Nuevo México, el Grupo Bisbee, en el depocentro de la cuenca Bisbee, muestra una estratigrafía que tiene dos elementos clave: (1) un conglomerado basal marcadamente diacrónico, el Conglomerado Glance de Arizona y Sonora, y (2) un intervalo marino de caliza del Aptiano-Albiano (Formación Mural) intercalado entre estratos clásticos no marinos a transicionales.

El Grupo Bisbee está constituido tradicionalmente por las formaciones Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. Se han agregado otras unidades y se cambió el nombre de Caliza Mural por el de Formación Mural. La interpretación de la litología de estas unidades permite visualizar una cuenca del Cretácico Temprano que se inició como un rift (Conglomerado Glance) y que evolucionó como resultado de subsidencia termotectónica, con una topografía relativamente baja. La Formación Mural representa el período de máxima transgresión, cubriendo gran parte del norte de Sonora, hasta lo que hoy es Caborca. A fines del Albiano se produjo una regresión regional con algunos períodos cortos de transgresiones locales. Esta regresión es producto de un levantamiento tectónico y el inicio de una orogenia cuyas evidencias fueron reportadas en la porción centro-oriental de Sonora.

Por otro lado, las cuencas del Cretácico Tardío se formaron probablemente en el Cenomaniano o, quizá, en el Turoniano, y se cerraron a fines del Maastrichtiano. El Cretácico Superior apenas se está descubriendo y entendiendo. La razón por la que no se ha reportado más unidades de este período es que muchas secuencias volcánicas continentales fueron asignadas al Jurásico, asociándolas a la megacizalla Mojave-Sonora.

El Grupo Cabullona es la secuencia del Cretácico Superior primero reportada y estudiada. Durante muchos años se consideró como la unidad representante del Cretácico

*Estación Regional del Noroeste, Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Apartado Postal 1039, Hermosillo, Sonora 83000, México.

[#]E-mail: jcarlosg@servidor.unam.mx

Superior. También, al inicio del siglo pasado, se había reportado la Formación Tarahumara, pero se asignó al Cretácico Superior por la interpretación errónea de unas calizas estromatolíticas intercaladas con rocas vulcanogénicas.

El conocimiento actual nos permite establecer que el Cretácico Superior está ampliamente representado en Sonora, sobre todo en el norte. En esta parte de Sonora se han descrito diferentes unidades estratigráficas del Cretácico Superior (Grupo Cabullona, Grupo El Chanate, formación El Tuli, formación La Palma) que se depositaron sobre el Grupo Bisbee. Sin embargo, se ha reportado otras secuencias depositadas sobre el Paleozoico, el Triásico o el Jurásico. Esto ocurre en la parte central y noroeste de Sonora, aun cuando ya se han reportado otras en la región de Huépac-Banámichi. Esta diferencia en el basamento de las cuencas del Cretácico Tardío sugiere que aquellas unidades que se depositaron sobre rocas pre-cretácicas lo hayan hecho sobre una placa cabalgante (cuencas piggyback), mientras que las que sobreyacen al Grupo Bisbee pertenezcan a la placa cabalgada. Esta hipótesis de las cuencas piggyback implica la existencia de una deformación que se inició a finales del Albiano.

Existen otras evidencias estructurales, magmáticas y estratigráficas de un incremento significativo en el tectonismo cordillerano durante el Albiano tardío al Cenomaniano temprano en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos. En este contexto también se ha propuesto un rasgo paleogeográfico generado por tectónica vertical: el Alto Cananea. Este rasgo se ubicaría en la porción norte-central de Sonora y habría consistido en un levantamiento semi-regional que habría involucrado hasta el Grupo Bisbee. La erosión de este grupo y de rocas jurásicas subyacentes en la columna estratigráfica, habrían originado una secuencia clástica y volcanoclástica del Cretácico Superior: la formación El Tuli y otras secuencias correlacionables aún sin estudiar pero ya reconocidas en porciones del norte de Sonora. Sin embargo, todavía quedan cuestiones esenciales estratigráficas, estructurales y geocronométricas por resolver para consolidar esta teoría.

Varios episodios de magmatismo de margen continental convergente tuvieron lugar durante el Cretácico Tardío en Sonora. Estos episodios incluyeron el emplazamiento de batolitos del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano, así como la andesita, riolita e ignimbrita asociadas de la Sierra Madre Occidental del Terciario medio. En consecuencia, se originó un ambiente vulcanosedimentario que predominó durante el Cretácico Tardío en partes de Sonora. Uno de los registros más evidentes de este cambio es la Formación Tarahumara.

En el área de Quitovac, al noroeste de Caborca, se han cartografiado y fechado una serie de rocas graníticas cretácicas. Estos intrusivos se encuentran muy deformados y cabalgan unos sobre otros, indicando que hay una deformación del Cretácico Tardío-Paleoceno.

En la sierra de Sonoyta, rocas que forman parte de la estratigrafía del terreno Pápago, muestran una trama que ha sido reorientada y que se encuentran adyacentes a un pequeño plutón de granito peraluminoso, supuestamente del Paleógeno inferior. En una estrecha aureola dínamo-termal en las porciones sur y suroeste de este plutón, el meta-pórfido fue re-metamorfoseado profundamente a un ortoesquistos cuarzo-feldespático.

En el distrito de Cananea, el vulcanismo del Cretácico está representado por la Formación Mesa compuesta de toba andesítica, lahares y flujos; una muestra alterada de esta unidad tiene una edad de 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtiano). La Formación Mesa descansa discordantemente sobre las Formaciones Elenita y Henrietta, aunque está intrusiva por la Diorita Tinaja y otras intrusiones más tardías. La Diorita Tinaja es textural y composicionalmente similar a la Granodiorita Cuitaca, la cual ha sido fechada en 64 ± 3.4 Ma

(Paleoceno). Como otras intrusiones del Cretácico en Sonora, la Granodiorita Cuitaca está asociada con metamorfismo de contacto y skarns de cobre y tungsteno en Puertecitos y al oeste de Cananea.

El vulcanismo del Cretácico Tardío al Eoceno es común en el oriente de Sonora. Estas rocas volcánicas son predominantemente andesita y rocas félsicas alteradas propiamente y fueron erupcionadas durante el amplio intervalo representado por las rocas plutónicas de Sonora. En las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, en el este de Sonora, ocurrieron episodios de actividad magmática desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno, particularmente en el área de Santa Rosa de Yécora.

Por otro lado, la orogenia Sevier (por equivalencia en edad con la orogenia Sevier en el oeste de los Estados Unidos) no se había documentado como tal en Sonora. Sin embargo, algunos trabajos postularon la presencia de una deformación albiano-cenomaniana o mesocretácica en la región central y centro-oriental de Sonora, en donde el Paleozoico se encuentra cabalgando al Cretácico Inferior y, a su vez, éste está cubierto por el Cretácico Superior.

En la región de Caborca se ha documentado la presencia de la orogenia Laramide (por equivalencia en edad con la orogenia del mismo nombre en otras regiones de América del Norte). Entre Caborca y Santa Ana, está muy bien expuesta la secuencia cretácica (Grupos Bisbee y El Chanate y el Complejo Volcánico El Charro). Esta secuencia está plegada y foliada en grados variables, llegando a estar metamorfoseada. Recientemente se determinó, por medio de edades de U-Pb en circones, que la edad del protolito del Esquisto Altar varía del Jurásico al Cretácico Tardío. Con esto se documenta una orogenia que ocurrió a fines del Cretácico. De aquí que las cuencas del Cretácico Tardío en el norte de Sonora sean cuencas de antepaís. La orogenia del Cretácico Tardío se inició en el Cenomaniano y culminó probablemente en el Paleoceno-Eoceno.

En la región de Sahuaripa-Arivechi también se ha identificado una fase tectónica muy importante entre el Albiano tardío y el Santoniano tardío. Ésta fase fue responsable de un cabalgamiento hacia el nor-noreste de unidades mesozoicas de dominio cordillerano con su sustrato paleozoico sobre el Cretácico Inferior de dominio Mesogeano (Tethysiano). Finalmente, durante el Paleógeno ocurrió una fase laramídica oblicua, responsable de pliegues recostados hacia el suroeste. Esta fase incluye el emplazamiento de cuerpos plutónicos del Eoceno inferior.

Cerca del fin del Campaniano, los mares se retiraron, una vez más, hacia el este y una buena parte de Sonora fue el escenario de actividad volcánica extensa, la cual inició las últimas etapas de la fase Pimana de la orogenia Laramide.

Aunque el conocimiento de la estratigrafía del Cretácico ha avanzado con rapidez en los últimos años, aún quedan por resolver algunos problemas tales como la edad y extensión de la deformación cretácica: ¿realmente inició en el Cenomaniano?, ¿en dónde se puede encontrar esta deformación, que podría ser correlativa con la orogenia Sevier?, ¿culminó en el Paleoceno-Eoceno, que es la edad más joven que se ha considerado para la orogenia Laramide? Y una cuestión que sigue sin resolverse y que podría tener implicaciones paleogeográficas importantes: ¿hasta dónde se extendía la cuenca Bisbee? y ¿hasta dónde se extendían las cuencas del Cretácico Tardío?

Palabras clave: Cretácico, Sonora, México, cuenca Bisbee, rift, cuenca Cabullona, orogenia meso-Cretácica, Tarahumara, orogenia Laramide

ABSTRACT

The Cretaceous period is broadly represented in Sonora, and therefore is the best known geologic period from the stratigraphic point of view. In this work we made a compilation of the stratigraphy of Cretaceous rocks and we present some hypotheses and questions about the paleogeographic and tectonic evolution during this period.

The first known description of Cretaceous units in the whole region, and particularly in northeastern Sonora, was made by the outstanding Mexican geologist don José Guadalupe Aguilera, at the end of the XIX century. This remarkable geologist mapped a set of fossiliferous limestones south and west of Agua Prieta, and correlated it with the Comanche Group of Texas. The stratigraphic sequence he described belongs to the Mural Formation of the Lower Cretaceous Bisbee Group.

The Bisbee Group deposited in the northwest corner of the same Bisbee basin, which was about 300 km wide and 400 km long. In the southeastern corner of Arizona and the southwestern corner of New Mexico, the Bisbee Group, that fills the depocenter of the Bisbee basin, shows a stratigraphy with two key elements: (1) a basal conglomerate, clearly diachronic, the Glance Conglomerate of Arizona and Sonora, and (2) a marine interval of Aptian-Albian limestone (Mural Formation) interbedded with clastic, nonmarine to transitional strata.

The Bisbee Group is traditionally composed of the Glance Conglomerate, the Morita Formation, the Mural Limestone and the Cintura Formation. Other units have been added and the name Mural Limestone changed to Mural Formation. Lithologic interpretation of these units allows to consider an Early Cretaceous basin that initiated as a rift (Glance Conglomerate) and evolved by means of thermotectonic subsidence forming a relatively low topography. The Mural Formation represents the transgression peak, covering great part of northern Sonora including the Caborca area. At the end of the Albian, a regional regression occurred with short periods of local transgression. This regression was generated by a tectonic uplift and the first stages of an orogeny whose evidences were identified in east-central Sonora.

On the other hand, Late Cretaceous basins probably originated during Cenomanian or even during Turonian times, and closed at the end of Maastrichtian. Late Cretaceous beds have been recently discovered and we are just beginning to understand their significance. In the past, many of these sequences were confused with Jurassic continental, volcanoclastic strata hypothetically linked to the Mojave-Sonora megashear. This is the reason why many sequences have not been previously reported as truly from the Cretaceous.

The Cabullona Group is the first Upper Cretaceous reported and studied sequence. For many years, it has been considered as the only typical Late Cretaceous unit. Also, at the beginning of the last century, the Tarahumara Formation was described but was wrongly assigned to the Early Cretaceous because of an erroneous interpretation of stromatolitic limestone interbedded with volcanogenic rocks.

Up-to-day knowledge allows to consider that Upper Cretaceous units broadly crop out in Sonora, particularly in the northern region. In this part of Sonora, several Upper Cretaceous units have been described (Cabullona and El Chanate groups, El Tuli and La Palma formations) which deposited above the Bisbee Group. However, there are other units that deposited on Paleozoic, Triassic or Jurassic units. These stratigraphic relationships are known in the central and northwestern parts of Sonora, although this contact has also been reported in the Huépac-Banámichi area. The different nature of the basement of the Late Cretaceous basins suggests that the rocks deposited on pre-Cretaceous sequences

belonged to an overthrusting plate (piggyback basins), and that those rocks deposited above the Bisbee Group belonged to the lower plate. This piggyback basins hypothesis implies the existence of a deformation that began at the end of the Albian age.

Other structural, magmatic and stratigraphic evidences exist and prove that there was an increasing Cordilleran tectonism during late Albian to early Cenomanian in north-western Mexico and southwestern United States.

In this geologic framework, it has also been proposed a paleogeographic feature originated by vertical tectonics: the Cananea High. This feature would be located in the north-central part of Sonora and would consist of a semi-regional uplift that would have involved up to the Bisbee Group. Erosion of this group and of underlying Jurassic rocks in the stratigraphic column, would have originated an Upper Cretaceous clastic and volcanoclastic sequence: El Tuli formation and correlative sequences which have been recognized in parts of northern Sonora, although they have not been studied yet. However, several key questions are still unsolved and have to do with stratigraphy, structure and geochronometry data in order to consolidate this hypothesis.

Several episodes of convergent continental margin magmatism took place during Late Cretaceous in Sonora. These stages included emplacement of batholiths since Late Cretaceous to early Paleocene, as well as the generation of andesites, rhyolites and ignimbrites linked to middle Tertiary Sierra Madre Occidental. Therefore, a volcanosedimentary environment originated and prevailed during Late Cretaceous in parts of Sonora. One of the most evident records of this change is the Tarahumara Formation.

In the Quitovac area, northwest of Caborca, a suite of Cretaceous granitic rocks has been mapped and dated. These intrusive bodies are very deformed and overthrust on themselves, indicating that a Late Cretaceous-Paleocene deformation occurred.

In the Sonoyta range, rocks that are part of the Pápago terrane exhibit a reoriented fabric parallel to the margins of a small, peraluminous granitic stock, supposedly early Paleogene in age. In a narrow, dynamo-thermal aureole in the south and southwest sides of this stock, the meta-porphyritic rock was deeply metamorphosed to a quartzofeldspathic orthoschist.

In the Cananea district, Cretaceous volcanism is represented by the Mesa Formation which is composed of andesitic tuff, lahars, and flows; an altered sample of this unit has an age of 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtian). The Mesa Formation unconformably rests on the Elenita and Henrietta formations, although it is intruded by the Tinaja Diorite and other later intrusives. The Tinaja Diorite is texturally and compositionally similar to the Cuitaca Granodiorite, which has been dated as 64 ± 3.4 Ma (Paleocene). Similarly to other Cretaceous intrusives in Sonora, the Cuitaca Granodiorite is associated with contact metamorphism and copper and tungsten skarns in Puertecitos and west of Cananea.

Late Cretaceous to Eocene volcanism is very common in eastern Sonora. These volcanic rocks are predominantly andesite and felsic, propylitically altered rocks which were erupted during the broad period represented by the plutonic rocks of Sonora. At the foot of the Sierra Madre Occidental, east of Sonora, several magmatic events took place since the Late Cretaceous to the Miocene, particularly in the Santa Rosa de Yécora area.

On the other hand, the Sevier orogeny (by equivalence in age with the Sevier orogeny in western United States) has not been documented as such in Sonora. However, some researches proposed the presence of an Albian-Cenomanian or meso-Cretaceous deformation in the central and east-central parts of Sonora, where the Paleozoic is overriding the Lower Cretaceous and in turn is covered by the Upper Cretaceous.

In the Caborca region the Laramide orogeny (by equivalence with the orogeny of the same name in other regions of North America) has been identified. Between Caborca and Santa Ana, the Cretaceous sequence is very well exposed (Bisbee and El Chanate groups and El Charro volcanic complex). This sequence has been folded and foliated at various degrees, reaching a medium-grade metamorphism. Recently, the Altar Schist protolith has been dated by means of U-Pb in zircons; the age of it varies from Jurassic to Late Cretaceous. These data prove the existence of an orogeny that took place at the end of the Cretaceous. Therefore, Late Cretaceous basins in northern Sonora are forearc basins. Late Cretaceous orogeny began in the Cenomanian and probably culminated in the Paleocene-Eocene.

In the Sahuaripa-Arivechi region, an important tectonic phase between late Albian and late Santonian has also been identified. This phase is responsible for a north-northeast overthrusting of Mesozoic units of Cordilleran domain with a Paleozoic basement over the Lower Cretaceous of Mesogean (Tethysian) domain. Finally, during the Paleogene an oblique laramidic phase occurred which was responsible for the southwestward recumbent folds. This phase includes emplacement of lower Eocene plutonic rocks.

Near the end of the Campanian, the seas retreated once more, towards the east, and a large part of Sonora was the scenery of a broad volcanic activity, which initiated the last episodes of the Piman phase of the Laramide orogeny.

Although the knowledge of the Cretaceous stratigraphy has had a rapid advance during the last years, still remain questions to be solved such as the age and extension of the Cretaceous deformation: did it really begin during the Cenomanian?, where is it possible to find this deformation that could be correlative with the Sevier orogeny?, did it culminate in the Paleocene-Eocene, which is the younger age that has been considered for the Laramide orogeny? And a question that is still unanswered and that might have important paleogeographic implications: up to where did the Bisbee basin extend?, and up to where did the Late Cretaceous basins?

Keywords: Bisbee basin, rift, Cabullona basin, mid-Cretaceous orogeny, Tarahumara, Laramide orogeny

1. INTRODUCCIÓN

El período Cretácico en Sonora dejó un registro geológico abundante y variado en cuanto a litología, paleontología, paleoecología y estructuras, sólo por mencionar algunos de los aspectos geológicos de mayor interés. Uno de los temas que ha sido motivo de investigaciones recientes cada vez más numerosas se refiere a la historia geológica del Cretácico. Este tópico necesariamente tiene que desarrollarse por medio del estudio de la estratigrafía, petrología, paleontología y la geocronometría de minerales y rocas muy diversos. Este tema, que es sólo uno del amplio espectro de posibilidades de investigación, ha hecho del Cretácico de Sonora uno de los períodos geológicos más estudiados en el noroeste de México, por un gran número de investigadores.

De esta forma, el ejercicio de resumir la historia geológica de este período ha sido abrumador, sabiendo que muchos autores dejarían de ser mencionados, ya sea porque sus trabajos están incluidos en tesis no disponibles, o porque han dejado reportes para compañías privadas o paraestatales. El riesgo que se corrió (conscientemente) al intentar revisar toda la literatura geológica sobre el Cretácico de Sonora, y aun de áreas adyacentes, fue el de dejar fuera algún estudio que pudiera ser relevante. Si éste fuese el caso, damos disculpas a los investigadores por los errores u omisiones que hayan sido cometidos en este intento de ensayo sintético sobre la geología del Cretácico de Sonora. Por otro lado, la limitante fue mantener una cantidad de información razonable para este capítulo, pues sería imposible mencionar todos los estudios que han sido

llevados a cabo sobre este tema. Así, fueron seleccionados objetivamente los estudios más importantes que ilustraran la historia del Cretácico de Sonora.

El lector encontrará un desbalance aparente en cuanto al espacio dedicado a la descripción de las unidades estratigráficas. Esta apariencia se debe a que algunas formaciones o miembros incluyen datos importantes referentes a su contenido fósil o significado estratigráfico o tectónico, y, por lo tanto, han recibido más atención de los investigadores que otras unidades que no revelan tanta información. Otras unidades han sido descritas de manera muy sucinta y no se dispone de mayor información. Esta es la razón por la que el volumen de la información es más abundante en algunas unidades que en otras.

Siendo éste un trabajo de compilación, no podemos dejar de incluir aquellos que ya han sido publicados, pero que han creado polémica porque presentan ideas novedosas o demasiado provocativas; o que todavía carecen de sustentación en datos evidentes o “duros”. Dejamos al tiempo y al avance del conocimiento geológico la comprobación de esas ideas. Por ahora, es nuestra obligación poner a disposición del lector todas las ideas sobre la evolución del Cretácico de Sonora aunque no sean aceptadas por todos.

Por otro lado, el problema de la nomenclatura estratigráfica generó disyuntivas insolubles hasta este momento, aunque ya se ha efectuado intentos para resolver algunos casos (Monreal et al., 1994). Ante tal problemática, hemos optado por apegarnos a los siguientes criterios:

1. Usar el nombre que corresponde a la descripción estratigráfica más completa, que en muchos casos ha sido la primera.
2. Aun cuando algunos nombres no son los más apropiados, hemos seguido las recomendaciones del Código Estratigráfico Norteamericano (Barragán et al., *trads.*, 2010), dejando así el nombre más utilizado o más conocido y eliminando los nombres innecesarios.
3. En otros casos, el criterio decisivo que se ha seguido para nombrar algunas unidades estratigráficas, a pesar de un cambio en la asignación de edad, ha sido el que se ha publicado en revistas arbitradas, el cual casi siempre coincide con la

descripción primera de esa unidad. De esta forma, hemos decidido no utilizar algunos nombres para unidades estratigráficas y evitar así más confusión en la nomenclatura.

CONVENCIONES

Hemos respetado las descripciones originales de litologías, fósiles y léxico estratigráfico, incluyendo tipos de estructuras sedimentarias. Se ha tratado de que no haya discrepancias con el Código de Nomenclatura Estratigráfica, aunque será evidente para el lector que algunos investigadores son más “flexibles” y utilizan términos ya sea inapropiados o, bien, obsoletos. En algunos de estos casos, se introduce entre paréntesis el término apegado al Código, o bien el aceptado por la comunidad geológica en general.

Se ha intentado reducir al máximo los términos en lenguas extranjeras, aunque para muchos de ellos no hay una transcripción apropiada y clara en español. De modo que se ha optado por dejar el término en el idioma original, ya sea porque es una convención internacional, o porque la acepción del término es claramente entendida. Este es el caso de la clasificación para las calizas de Dunham (1962) modificado por Embry y Klovan (1971). En otros casos, se ha incluido la traducción al español junto con la palabra en el idioma original.

Un caso relativamente nuevo es la propuesta de clasificación granulométrica para sedimentos de Blair y McPherson (1999). Aquí encontramos términos ingleses nuevos, cuya traducción rígida al español puede parecer no tener significado o ser completamente extraña a la geología. Excepcionalmente, remitimos al lector al examen cuidadoso del respectivo artículo, pues de otro modo se empezaría a perder el objetivo de este libro, que es la revisión sucinta del avance del conocimiento de la geología de Sonora.

Creemos que muchos miembros de la comunidad de las Ciencias de la Tierra encontrarán útil conocer nuestra propuesta de traducción a los términos extranjeros que así lo permitieron. Sabemos que puede haber traducciones más apropiadas y convenientes: estamos abiertos a cualquier sugerencia que enriquezca la lexicología geológica, que la haga más sencilla y que al mismo tiempo unifique criterios.

II. ESTRATIGRAFÍA DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR

II.1 ESTUDIOS GEOLÓGICOS DEL JURÁSICO SUPERIOR-CRETÁCICO INFERIOR EN SONORA

Las secuencias estratigráficas del Jurásico Superior al Cretácico Inferior en Sonora están incluidas en el Grupo Bisbee (Tabla 1), las cuales reciben diferentes nombres en Arizona, Nuevo México y Texas. La primera descripción de unidades del Grupo Bisbee, en el extremo noreste de Sonora, fue hecha por Aguilera (1888, *in* Suter, 2007), quien cartografió dos afloramientos: uno, al este del valle de San Bernardino, y otro, al oeste del valle de Agua Prieta. En esos lugares, Aguilera (1888, p. 20-21) encontró caliza gris, compacta, fosilífera que muy probablemente pertenecería a la serie Comanche descrita en Texas. Ahora se sabe que esta descripción corresponde a la Formación Mural del Grupo Bisbee.

Existe otra mención de la litología de la Caliza Mural por parte de Dumble (1901b), quien describió afloramientos en los alrededores de Cabullona, noreste de Sonora (Figuras 1 y 2): ahí encontró una sección compuesta por una interestratificación de arenisca y lutita abigarrada, caliza fosilífera masiva que incluye *Gryphaea* y *Trigonia*, caliza marmolizada y cuarcita, arenisca y lutita interestratificadas.

Más tarde, Dumble (1902) describió un conjunto de estratos arenosos y calcáreos cerca de Bisbee, en el sureste de Arizona. Informalmente nombró a esta unidad como “capas Bisbee”, estimando su espesor en 1,000 m. Ransome (1904) propuso el nombre formal de Grupo Bisbee para esta unidad del Jurásico Superior-Cretácico Inferior, y la dividió en cuatro formaciones, de la más antigua a la más joven: Conglomerado Glance, Formación Morita, Caliza Mural y Formación Cintura. En la localidad tipo, las montañas Mule al norte de Bisbee, este grupo tiene por lo menos 1,580 m de espesor.

En el noreste de Sonora, en la sierra El Tigre (Montaño-Jiménez, 1988) y en el centro de Sonora, al oeste de Benjamín Hill, en la sierra 3 de Mayo, existen rocas del Cretácico, correlacionables con la Formación Morita y con la Formación Mural del Grupo Bisbee.

Otras unidades estratigráficas han sido incorporadas al Grupo Bisbee: (a) la Formación Cerro de Oro, correlacionable con el Conglomerado Glance y/o la parte inferior de la Formación Morita; y (b) la Formación Arroyo Sásabe, correlacionable con la Formación Mural (Tabla 1). El Grupo Bisbee se encuentra distribuido en el sur de Arizona y una buena parte de la mitad norte de Sonora (Grijalva-Noriega, 1991; Escalona-Alcázar y Roldán-Quintana, 1993; Fernández-Aguirre et al., 1993). Ha sido reportado tan lejos como Caborca en el noroeste de Sonora (Jacques-Ayala, 1995) y hasta Cerro de Oro, al suroeste de Rayón, centro de Sonora (Figuras 1 y 2) (Servicio Geológico Mexicano, 2004; González-León et al., 2006). El Grupo Bisbee típico se depositó en ambientes costeros a marinos someros, mientras que en Sonora centro-oriental se ha encontrado facies que corresponden a ambientes marinos profundos.

Una transición concordante entre sedimentos del Jurásico Superior y Cretácico Inferior ha sido propuesta por Nourse (2001), en la región de Caborca-Altar, noroeste de Sonora. La secuencia estratigráfica de la Formación Altar, atribuida por este autor al Jurásico Superior-Cretácico Inferior, estaría cubierta concordantemente por la Formación Morita del Cretácico Inferior. Esta relación es discutible por la complejidad de las estructuras producidas por eventos tectónicos y de metamorfismo durante el Cretácico Tardío-Paleógeno que impiden una identificación incontrovertible de la Formación Morita en el área de Altar. Además, Barth et al. (2008) demostraron, con fechamientos isotópicos de U-Pb en circones, que la Formación Altar es parcialmente del Cretácico Tardío en los cerros El Amol, área de Altar (Figura 2), lo que pone en duda la relación propuesta por Nourse (*op. cit.*).

En el área de Santa Ana, unidades calcáreas fosilíferas equivalentes a la Formación Mural, han sido reportadas por Jacques-Ayala (1992a), Navarro-Fuentes (1989) y Salas-Pizá (1968).

II.2 GRUPO BISBEE

CONGLOMERADO GLANCE

El Conglomerado Glance se encuentra bien expuesto en el noreste y noroeste de Sonora y sureste de Ari-

Tabla 1. Correlación estratigráfica de las unidades más importantes del Mesozoico superior en Sonora y en los extremos sureste y sur de Arizona.

| PERIODO | EPOCA | EDAD | Frontera entre Arizona y sur de California | Noroeste de Sonora | Sur de Arizona | Sonora Norte-Central | Noroste de Sonora | Sonora Central | Sonora Oriental | |
|-----------|-----------|----------------|--|-------------------------------------|---------------------------------------|--|--|---|---|--|
| CRETÁCICO | Paleoceno | Priaboniano | Sierra El Chantale Jacques-Ayala (1993) | Montañas Sta. Rita Hayes (1970a) | Cerro Azul McKee y Anderson (1998) | Área San Antonio García y B. (2003) | Cuenca Cabullona Tallero (1933) González-L. (1994) | Área El Teguachi Rodríguez-C. (1994) | Camino Op González-Lob y Jacques-Ayala (1988) | Resión Ho. Yagui Araña-Martínez y González-Carlos (1993) |
| | | Barboniano | | | | | | | | |
| | | Luteciano | | | | | | | | |
| | | Ypresiano | | | | | | | | |
| | | Thanetiano | | | | | | | | |
| | | Selandiano | | | | | | | | |
| | | Daniano | | | | | | | | |
| | | Mastrichtiano | | | | | | | | |
| | | Campaniano | | | | | | | | |
| | | Santoniano | | | | | | | | |
| CRETÁCICO | Tardío | Albiano | Formación McCoy Harding y Concy (1985) | Formación Salero | Formación Salero | Formación El Tuli | Formación El Tuli | Formación El Tuli | Formación El Tuli | Form. Tarahumara |
| | | Aptiano | | | | | | | | |
| | | Barremiano | | | | | | | | |
| | | Hauteriviense | | | | | | | | |
| | | Valanginiano | | | | | | | | |
| | | Berriasiense | | | | | | | | |
| | | Tithoniano | | | | | | | | |
| | | Kimberliense | | | | | | | | |
| | | Oxfordiano | | | | | | | | |
| | | Calloviano | | | | | | | | |
| JURÁSICO | Tardío | Bathoniano | | | | | | | | |
| | | Balociano | | | | | | | | |
| | | Aaleniano | | | | | | | | |
| | | Toarciano | | | | | | | | |
| | | Pleensbachiano | | | | | | | | |
| | | Sinemuriano | | | | | | | | |
| | | Hettangiano | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |
| | | | | | | | | | | |

* Esta unidad puede ser parte del Complejo Estructural El Batamote que probablemente se extiende desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío. La Formación El Anol no tiene rango estratigráfico definido pero incluye circones de 74 Ma.

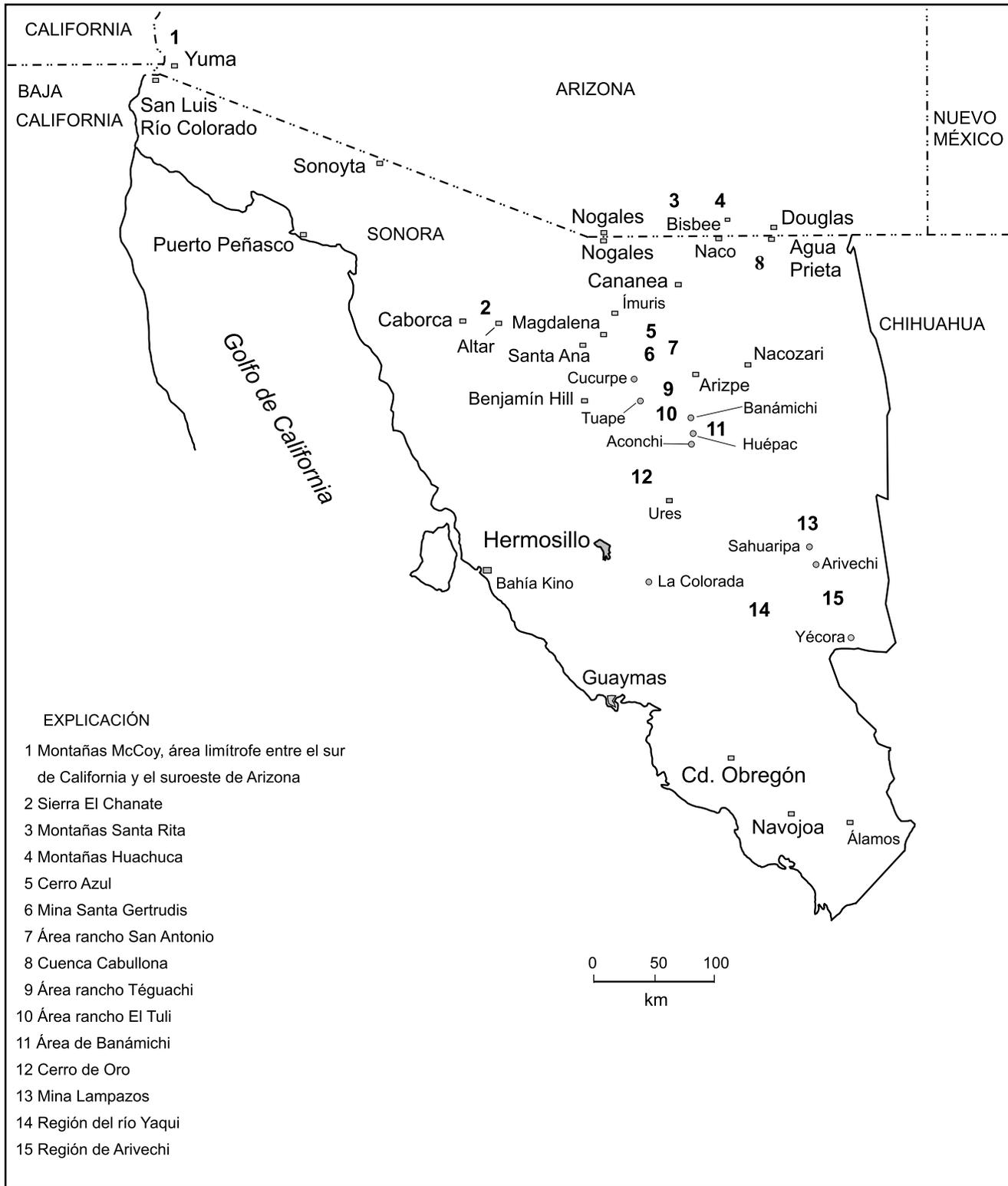


Figura 1. Mapa de Sonora donde se indica las localidades de columnas estratigráficas del Cretácico mostradas en la Tabla 1 y en la Figura 2, así como tres sitios con rocas del Jurásico y del Cretácico en el suroeste y sur de Arizona.

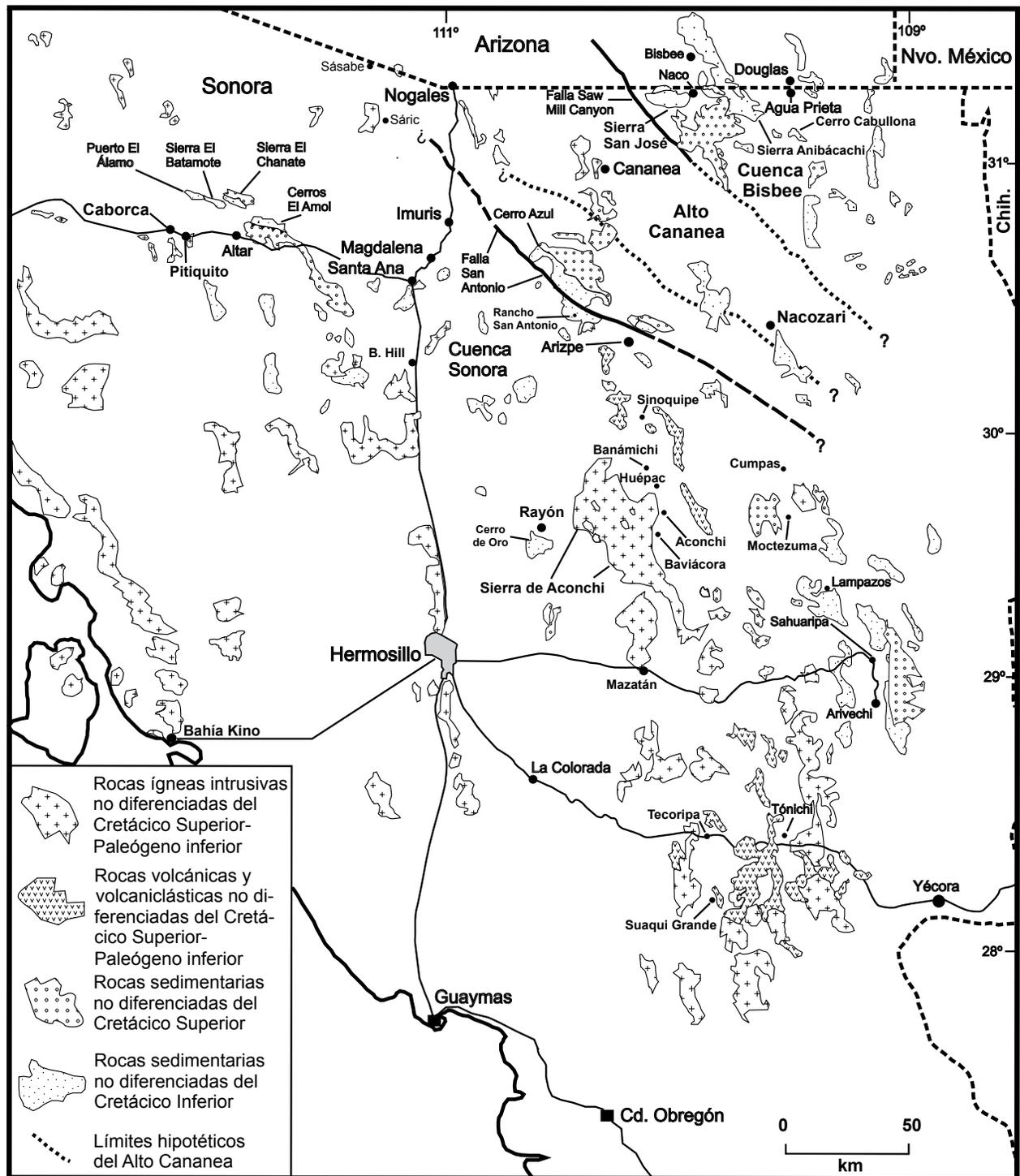


Figura 2. Mapa de afloramientos de rocas no diferenciadas del Cretácico Inferior y del Cretácico Superior. Se incluye tanto rocas volcánicas como intrusivas que pueden abarcar desde el Cretácico Superior hasta el Paleoceno inferior, a las que algunos autores también llaman “rocas del arco magmático laramídico” (McDowell et al., 2001). Muchos afloramientos no fueron incluidos por ser demasiado chicos para la escala de este mapa o que no se ha confirmado su edad isotópica. Compilación con datos principalmente de McKee (1991), Fernández-Aguirre et al. (1993), Rodríguez-Castañeda y García y Barragán (1999), McDowell et al. (2001), Servicio Geológico Mexicano (2004) y González-León et al. (2006).

zona, donde consiste en clastos derivados del Esquisto Pinal del Proterozoico y de granito de 1.1 Ga, así como también de arenitas de cuarzo y calizas del Paleozoico. En el noreste de Sonora, en la sierra Anibácachi y cerro Cabullona (Figura 2), el Conglomerado Glance está expuesto a lo largo de los flancos suroeste y sur, respectivamente. Esta unidad consiste en guijas y cantos angulares a subangulares, pobremente clasificados, de rocas volcánicas probablemente del Jurásico, y, en menor proporción, de clastos del Esquisto Pinal y fragmentos de caliza y cuarcita del Paleozoico (González-León, 1994a; 1994b) (Figura 3). Taliaferro (1933) reportó un espesor de 1,000 m para el Conglomerado Glance.

En el noroeste de Sonora, esta unidad consiste principalmente en clastos de riolita. En Cerro de Oro, el Conglomerado Glance tiene un espesor menor a 10 m y cubre a una arenisca de cuarzo del Cámbrico.

En el área de Caborca, el Conglomerado Glance aflora al norte de la sierra El Chanate (Figura 2) (Jacques-Ayala, 1992a, 1993). Esta unidad es verde, masiva, con estratos delgados de arenisca verde de grano grueso a mediano. Localmente, su espesor es relativa-

mente delgado, pues no pasa de 21 m. Los clastos son redondeados a angulares y consisten principalmente en fragmentos silicificados de grano fino de diferentes colores: verde, rojo, negro y blanco. La matriz es una arenita lítica. Al microscopio, los fragmentos son, en su mayor parte, de rocas volcánicas afáníticas, principalmente riolita. En menor proporción, también se presentan fragmentos de andesita y de rocas sedimentarias. Unas cuantas mediciones de paleocorrientes en estratificaciones cruzadas sugieren que la fuente de estos conglomerados haya sido un arco volcánico riolítico que probablemente se encontraba hacia el sur (Jacques-Ayala, 1993).

En el puerto El Álamo, 20 km al norte de Caborca, Willard (1988) identificó el Miembro Chupurate de la Formación Sásabe, compuesto principalmente de conglomerado. Más tarde, Jacques-Ayala (1993) consideró que este miembro era en realidad el Conglomerado Glance. En este lugar, esta formación tiene 485 m de espesor y consiste en conglomerado pardo rojizo a pardo amarillento, en forma de lentes, desde menos de 1 m hasta más de 5 m de espesor. Este conglomerado



Figura 3. Conglomerado Glance parcialmente brechoide, soportado por clastos, mal clasificado, compuesto predominantemente por fragmentos de caliza del Paleozoico y, en menor proporción, cuarcita y pedernal rojo. Porción suroeste del cerro Cabullona, 22 km al sur de Agua Prieta, Sonora.

está soportado por clastos y forma la base de ciclos de rocas que cambian a grano fino hacia arriba. Los clastos se derivan principalmente de rocas ígneas. Tanto en el puerto El Álamo como en la Sierra El Chanate, se encuentran algunos clastos de arenisca de cuarzo y arenisca lítica. La arenisca intercalada es de grano mediano a grueso, de regular a bien clasificada e inmadura. Su composición varía de arenita lítica a grauvaca lítica. En el tercio inferior de la sección, se encuentra una arenisca de grano muy fino con algunas intercalaciones de lutita de 50 m de espesor. Nourse (1989, 1995) reporta la presencia de un conglomerado de riolita en los alrededores de Magdalena; ahí el Conglomerado Glance podría estar fuertemente cizallado.

La edad del Conglomerado Glance no ha sido bien definida; sin embargo, en las montañas Chiricahua, en el extremo sureste de Arizona, se ha determinado como del Calloviano. De igual forma, en las colinas Canelo, en el extremo sureste de Arizona, edades isotópicas lo sitúan en el Jurásico Tardío. Bilodeau y Lindberg (1983) mencionan que la edad del Conglomerado Glance no ha quedado bien definida en el sur de Arizona, pues bien pudiera ser tan antigua como del Jurásico Tardío en ciertas áreas, o bien tan joven como del Albiano en otras. Localmente, el Conglomerado Glance descansa discordantemente sobre granito del Jurásico Medio (Hayes, 1970b; Hayes y Drewes, 1978), y en las montañas Empire se interdigita lateralmente con las Formaciones Willow Canyon y Apache Canyon (Finell, 1970).

El Conglomerado Glance se depositó en abanicos aluviales, así como en sistemas fluviales trenzados y meándricos. Se encuentran depósitos marinos correlacionables con el Conglomerado Glance en el área de Cucurpe. La escasez y distribución de estos depósitos sugieren incursiones marinas a lo largo de bloques afallados e invadidos por aguas marinas.

Rosales-Domínguez et al. (1995) encontraron que en el rancho Culantrillo, 40 km al sur de Agua Prieta, la parte superior del Conglomerado Glance incluye lentes delgadas de caliza con ostrácodos que, aunque no fueron útiles como fósiles índice, es decir, para señalar una edad, sí resultaron indicativos de un ambiente lacustre.

En la sierra El Chanate, también se determinó que el Conglomerado Glance se depositara en un ambiente

fluvial (Jacques-Ayala, 1993). El predominio de arenisca sobre el conglomerado sugiere una distancia media desde la fuente. Las rocas volcánicas que aparecen intercaladas en el Conglomerado Glance sugieren la presencia de actividad volcánica de frecuencia moderada. En Puerto El Álamo, al norte de Caborca, el Glance también se depositó en un ambiente fluvial, probablemente cerca de abanicos aluviales, como lo sugieren los conglomerados gruesos.

FORMACIÓN CERRO DE ORO

Esta unidad fue descrita en el área de Cerro de Oro (Figuras 1 y 2) por González-León (1989) y González-León y Jacques-Ayala (1988). Estos autores propusieron una nueva unidad estratigráfica como parte del Grupo Bisbee: la Formación Cerro de Oro del Barremiano-Aptiano. En la localidad de la cañada de Los Tubos, la Formación Cerro de Oro tiene un espesor de 147 m. Su contacto inferior se encuentra cubierto y sólo se observa cantos y guijarros subredondeados a subangulosos de arenita de cuarzo y dolomía de un conglomerado. En otros sitios, como el cerro El Cobrizo, este conglomerado está bien expuesto, con estratificación masiva a gruesa y con paleocanales. Algunos estratos tienen estratificación gradual y la matriz es arenosa. Hacia arriba, la secuencia está dominada por lutita pardo rojizo a amarillento y verde, en estratos de entre 3 y 6 m de espesor, con limolita y arenisca de grano muy fino y escasos estratos de caliza arcillosa interestratificados. La lutita contiene equinodermos mal conservados, y la caliza incluye ostras, moldes internos de *Trigonia* y gasterópodos. Los 50 m superiores de esta formación consisten en caliza arcillosa de color pardo amarillento, con abundantes restos de ostras y gasterópodos mal conservados, así como fósiles traza. La cima de esta formación es una caliza arrecifal tipo *framestone*, de 5 a 10 m de espesor, que incluye corales coloniales, estromatopóridos y abundantes braquiópodos; lateralmente y hacia la parte más superior, pasa a una caliza estratificada con abundantes orbitolinas, otros foraminíferos y gasterópodos.

En la sierra El Chanate, la Formación Cerro de Oro es una secuencia de lutita en estratos delgados, con intercalaciones de caliza y arenisca, que yacen debajo

de la Formación Morita (Jacques-Ayala, 1993). La lutita es de color amarillo ante; la caliza es gris claro, también en estratos delgados y, localmente, laminar, con algunos fósiles no identificados. La arenisca es de color pardo amarillento, en estratos delgados y sin rasgos internos. Esta unidad se erosiona fácilmente, en comparación con la Formación Morita, formando un área con relieve bajo. Localmente se encuentra una lutita de color amarillo parduzco claro sin las intercalaciones de caliza. Ésta se encuentra dentro de la zona de falla El Chanate, y está plegada, fracturada e hidrotermalmente alterada.

La presencia del amonite *Dufrenoyia cf. rebecca* y el foraminífero *Palorbitolina lenticularis* en la localidad tipo, indica un rango en edad del Barremiano-Aptiano temprano (González-León y Lucas, 1995). La Formación Cerro de Oro es cronocorrelacionable con la Formación El Aliso del área de Lampazos, así como con la parte superior del Conglomerado Glance y la parte inferior de la Formación Morita del norte de Sonora (González-León y Jacques-Ayala, 1988; González-León y Lucas, 1995). En la parte sur de la sierra El Chanate, la Formación Cerro de Oro está pobremente expuesta (Jacques-Ayala, 1993).

Los sedimentos de esta formación son de naturaleza marina, indicando una primera transgresión del mar del Cretácico, en la porción central de Sonora. La litología y la fauna fósil sugieren un ambiente somero, tal vez lagunar. Sin embargo, las estructuras arrecifales indican un ambiente de plataforma externa, aun de mar abierto, donde probablemente existieron condiciones de fuerte oleaje, aguas claras y bien oxigenadas, que permitieron el desarrollo de corales con facies laterales lagunares, con lodos calcáreos con foraminíferos, gasterópodos y fragmentos derivados del arrecife (Monreal, 1994).

FORMACIÓN MORITA

Esta formación consiste en una interestratificación de limolita de color rojo oscuro y lodolita en estratos masivos a gruesos, y arenisca gris púrpura o gris. La lodolita localmente exhibe laminación con estratificación cruzada. La arenisca, de grano fino a mediano, se presenta en estratos de menos de 1 m de espesor; en la base de algunas de éstas, se encuentra un conglomerado de

clastos de arranque (*rip-up clasts*) (Figura 4). Cerca de la base de la unidad, se hallan lentes de conglomerado de menos de 2 m de espesor. Los clastos son principalmente de rocas ígneas y raramente de arenisca de cuarzo. Cerca de la cima, se encuentran algunos estratos de caliza del tipo *floatstone* y *rudstone* con detritos de moluscos (Figura 4).

En la sierra El Chanate, la Formación Morita tiene estratificación cruzada bimodal, indicando una línea de costa de dirección noroeste que influyó en el depósito de los sedimentos de esta unidad; la fuente probable se encontraba al noreste o suroeste de la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1992b, 1993) (Figura 5).

En el puerto El Álamo, Willard (1988) describió que la Formación Morita tiene un espesor de 440 m. En ese lugar, la lodolita es masiva y localmente incluye nódulos calcáreos. También se presentan intercalaciones menos importantes de arenisca de grano fino, gris a gris púrpura, en estratos medianos a gruesos y un conglomerado rojo, en lentes de menos de 5 m de espesor.

La parte superior consiste en limolita púrpura gris rojizo, arenisca parda de grano mediano a grueso, en estratos medianos con algunas intercalaciones de caliza, en estratos delgados a gruesos, la cual constituye localmente una transición en la base de la Formación Mural. En algunos sitios, se ha logrado identificar estratos de ceniza interestratificados. El depósito de la Formación Morita tuvo lugar en planicies de marea, deltas y corrientes meándricas.

En los cerros Cabeza Colgada, alrededor de 5 km al sur de El Ocuca, la Formación Morita forma cerros relativamente altos y redondeados. Jacques-Ayala (1993) estimó un espesor de 800 m para esta formación, en esta área, la cual consiste en lodolita rojo a rojo púrpura, en estratos gruesos a masivos; localmente muestra estratificación muy delgada. En algunos sitios, se encuentra interestratificada una arenisca gris rosado a púrpura grisáceo o púrpura claro o azul claro, en estratos medianos a gruesos. Algunos estratos tienen estratificación cruzada plana o bien tangencial. El tamaño del grano varía de grueso a localmente muy grueso, hasta el tamaño de guijarros. Las areniscas con tonos púrpuras son principalmente arenita lítica, mientras que las rosadas son más cuarzosas. En la parte centroseptentrional de estos cerros, los conglomerados son más abundan-



Figura 4. Aspecto general de la Formación Morita en el centro-norte de Sonora. En segundo plano: arenisca y limolita en estratos finos a medianos. El rumbo de los estratos es N15°E. En primer plano: cerros arredondados de la Formación Mural. El contacto entre estas dos unidades se encuentra detrás de las colinas en el centro y a la derecha de la imagen. Vista hacia el norte-noroeste, a 8.5 km del rancho San Antonio, Arizpe, Son.

tes, con forma de lente y no más gruesos que 4 m y compuestos de rocas volcánicas. Cerca de la base de esta formación, se encuentra una toba riolítica de color crema de 2 a 3 m de espesor, la cual se extiende alrededor de 2 a 3 km al este de los cerros Cabeza Colgada.

En el área del rancho Culantrillo, Rosales-Domínguez et al. (1995) mencionan que la Formación Morita incluye tapetes de algas, bivalvos y gasterópodos que no proporcionan una edad precisa. En la parte media, se encontró *Trigonia ornata* en un horizonte de tobas híbridas, que implican un vulcanismo cercano durante el Aptiano, probablemente relacionado con el magmatismo de arco reportado en la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1989). En la cima de la unidad, se hallan carofitas, *Microcalamoides ornatus* y abundantes ostrácodos. El nanoplancton en esta formación incluye coccolitofóridos no clasificados.

Se interpreta que el ambiente de depósito de la Formación Morita haya sido una planicie fluvial o de mareas. Los colores rojizos y algunas grietas de desecación sugieren un ambiente subaéreo. Los conglome-

rados con clastos de arranque (*rip-up clasts*) probablemente indiquen erosión en ríos o canales de marea, y la ciclicidad de la reducción del tamaño del grano hacia arriba de la arenisca, y la lodolita con el predominio de la fracción de grano más fino, sugiere un sistema fluvial meándrico. La estratificación cruzada en la arenisca muestra una orientación suroeste-noreste bimodal, sugiriendo que la línea de costa tenía una orientación noroeste-sureste, con la fuente de sedimentos hacia el noreste. La presencia de caliza con ostras sugiere una incursión marina en alguna época durante el Aptiano.

FORMACIÓN (CALIZA) MURAL

La Formación Mural ha sido la formación más estudiada del Grupo Bisbee en los últimos años. Investigaciones recientes tienen que ver con el estudio de micro- y macrofósiles, muchos de los cuales son fósiles-guía (Löser, 2006; Löser y González-León, 2005; Löser et al., 2006). De la misma forma, los conjuntos bióticos identificados han determinado los ambientes de depó-



Figura 5. Arenisca de grano fino, en estratos delgados, cubierta por arenisca de grano fino a mediano, en estratos medianos de la Formación Morita (Cretácico Inferior). Esta formación yace en contacto transicional sobre el Conglomerado Glance, unidad que forma la base del Grupo Bisbee. Localización: Arroyo Sásabe, al norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

sito de la Formación Mural. Algunos investigadores han propuesto que unidades carbonatadas en el centro y oriente de Sonora que son correlacionables con el Grupo Bisbee, no tienen necesariamente el mismo origen, sino que tienen más afinidad con secuencias de Chihuahua, Coahuila y Nuevo León (Monreal y Longoria, 2000b).

Lawton et al. (2004) realizaron un trabajo bioestratigráfico detallado de la Formación Mural en el norte-centro de Sonora. Aunque algunas de las localidades reportadas por ellos ya habían sido estudiadas por otros investigadores, en ese trabajo propusieron nuevos miembros para la Formación Mural con base en la identificación de micro- y microfósiles, además de dar otra interpretación de los ambientes de depósito para esta formación.

La Formación Mural del Cretácico Inferior en Sonora norte-central es similar en sucesión estratigráfica y litofacies a estratos correlacionables del Grupo Bisbee en el suroeste de los Estados Unidos. Consiste

en caliza marina somera y lutita que abarcan en edad desde el Aptiano tardío hasta el Albiano medio-tardío. Las litologías carbonatadas consisten en general de *packestone* con ostras y *bafflestone* de rudistas, ésta última formando biohermas discontinuos y en forma de pequeños montículos. Los intervalos siliciclásticos están dominados por arenisca y lutita gris oscuro a negra con amonoideos y trigonias.

La Formación Mural en el norte-centro de Sonora, de acuerdo a Lawton et al. (2004), consiste en seis miembros formales. En orden ascendente estos miembros son Cerro La Ceja, Lutita Tuape, Los Coyotes, Cerro La Puerta, Cerro La Espina y Mesa Quemada. De acuerdo con amonoideos, trigonoideos y foraminíferos bentónicos, los dos miembros inferiores son del Aptiano superior y los cuatro miembros superiores abarcan desde el Aptiano más superior hasta el Albiano medio-superior. Espesores gruesos, poco comunes, de lutitas del Aptiano de la Formación Mural probablemente se acumularon durante el hundimiento tectónico posterior a un evento

de extensión de tipo *rift*, lo cual engrosó el espesor de estos depósitos marinos de plataforma. Los estratos marinos de la Formación Mural son un horizonte marcador en la sección del Cretácico Inferior de Sonora.

González-León et al. (2008) nombran a esta unidad como Formación Mural y le añaden los Miembros Fronteras y Rancho Búfalo. Estos dos miembros únicamente se encuentran en las inmediaciones del rancho Búfalo, alrededor de 40 km al sur-sureste de Agua Prieta, Son. (Figura 6). Según Lawton et al. (2004), las sucesiones estratigráficas de la Formación Mural son correlacionables con sucesiones similares en el suroeste de los Estados Unidos y el noreste de México, más allá de los límites de la Cuenca Bisbee.

Miembro Fronteras

Este miembro cubre discordantemente a una limolita rojiza de la Formación Morita. Tiene un espesor de 134 m y en su parte inferior consiste en *grainstone* oolítica con estratificación cruzada, estratos gruesos a me-

dianos de *packstone* bioclástica y oolítica con ostreas, *wackestone* bioturbada y lutita calcárea. Los estratos de caliza incluyen algas dasicladeas y de incrustación, miliólidos, bivalvos, gasterópodos, ostrácodos y espinas de equinodermos. También se encuentra una caliza dolomítica con estromatolitos laminados, localmente estratos de arena, limolita, lutita calcárea e intercalaciones menos abundantes de arenisca de grano fino y lutita tobácea. En las porciones media y superior predominan estratos gruesos de caliza oolítica con estratificación cruzada plana y, localmente, en espiga (*herringbone*), que gradúan hacia arriba a *wackestone-packstone* bioclásticas, estratos de coquina, caliza arenosa a arcillosa bioturbada, estratos de estromatolitos y caliza dolomítica bioturbada. Este conjunto está cubierto por lutita gris oscuro y limolita. Esta parte del miembro incluye ostreas articuladas y desarticuladas, trigonoideos, pectínidos, foraminíferos bentónicos y algas. La parte superior del miembro consiste en un estrato de 1 m de espesor de una toba blanquecina de caída y una limolita calcárea con bivalvos.



Figura 6. Base del Miembro Fronteras, Formación Mural, en contacto discordante sobre la Formación Morita, ambas del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). Localidad: Rancho Búfalo, 40 km al sur de Agua Prieta, Son. Imagen proporcionada por Carlos M. González León.

Miembro Rancho Búfalo

Este miembro tiene 86 m de espesor y está compuesto de arenisca rojiza con estratificación cruzada plana, lutita rojiza a púrpura y limolita con bioturbación local, estructuras de raíces, nódulos calcáreos e interestratificaciones de arenisca de grano mediano a grueso, en estratos medianos a gruesos, lenticular y con estratificación cruzada (Figura 7).

A diferencia de los dos miembros antes descritos, los seis miembros propuestos por Lawton et al. (2004) se encuentran en la porción norte-central de Sonora. Cerca de Tuape, el Grupo Bisbee se encuentra bien expuesto al este del río San Miguel, aunque está cortado por fallas normales de orientación noroeste. La Formación Mural buza homoclinalmente 35-40° al este-sureste. Lawton et al. (2004) designan a la sección al noreste de Tuape como la sección principal de referencia para la Formación Mural en el norte de Sonora (Figura 8).

Miembro Cerro La Ceja

Este miembro tiene entre 160 y 189 m de espesor. Consiste en caliza bioclástica gris, pardo y amarillo pardo oscuro, muy gruesa, bioturbada, con ostreas, pectínidos, trigonoideos, tubos de serpúlidos, interestratificada con estratos de limolita gris, verde y rojo pardo, de 10 m de espesor o en estratos delgados y con algunos amonites y estratos menores de arenisca calcárea de grano fino. En la parte baja de este miembro, en la limolita masiva, se hallan huesos probablemente de dinosaurio. El estrato basal de este miembro, en la cañada Los Coyotes, cubre en contacto abrupto a una limolita roja de la Formación Morita y consiste en *wackestone* a *packstone* arenosa con valvas de ostreas y guijarros aislados.

Miembro Lutita Tuape

Éste tiene entre 40 y 130 m de espesor y está compuesto principalmente por lodolita gris oscuro a negro y lutita,

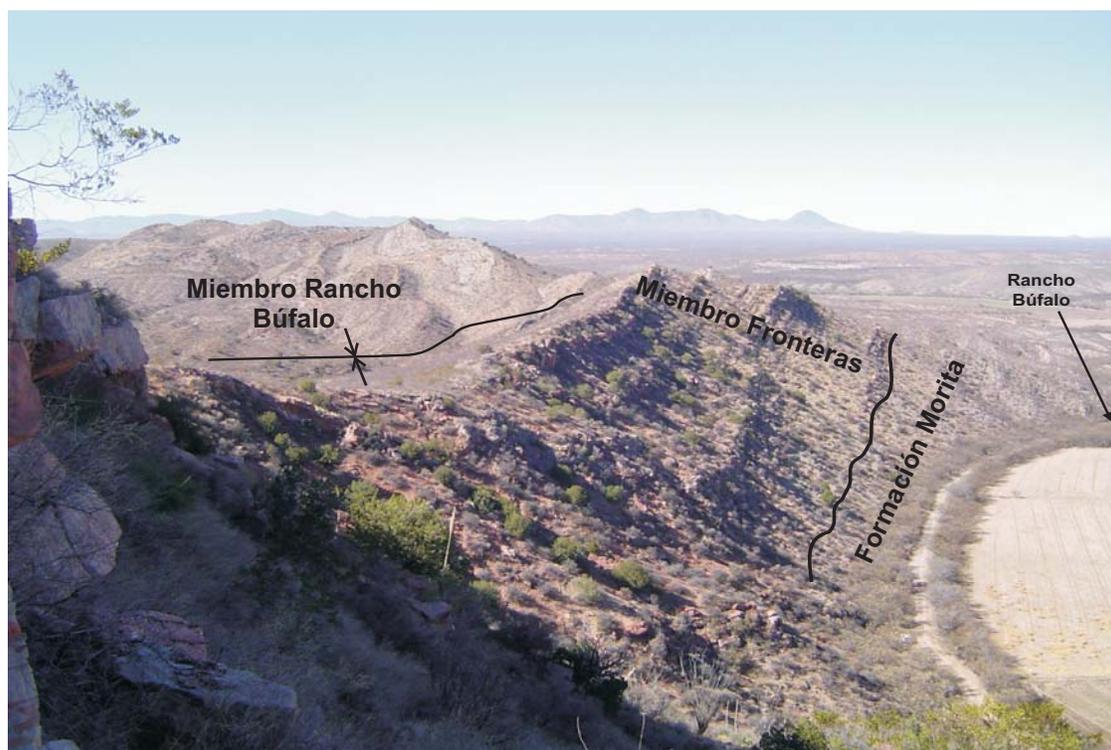


Figura 7. Aspecto general de los Miembros Fronteras y Rancho Búfalo de la Formación Mural al sur de Agua Prieta. El Miembro Fronteras descansa discordantemente sobre la Formación Morita. La estructura general de las unidades del Grupo Bisbee en esta área es un sinclinal abierto. Imagen viendo hacia el oeste. Localidad: Rancho Búfalo, 40 km al sur de Agua Prieta, Son. Fotografía proporcionada por Carlos M. González León.

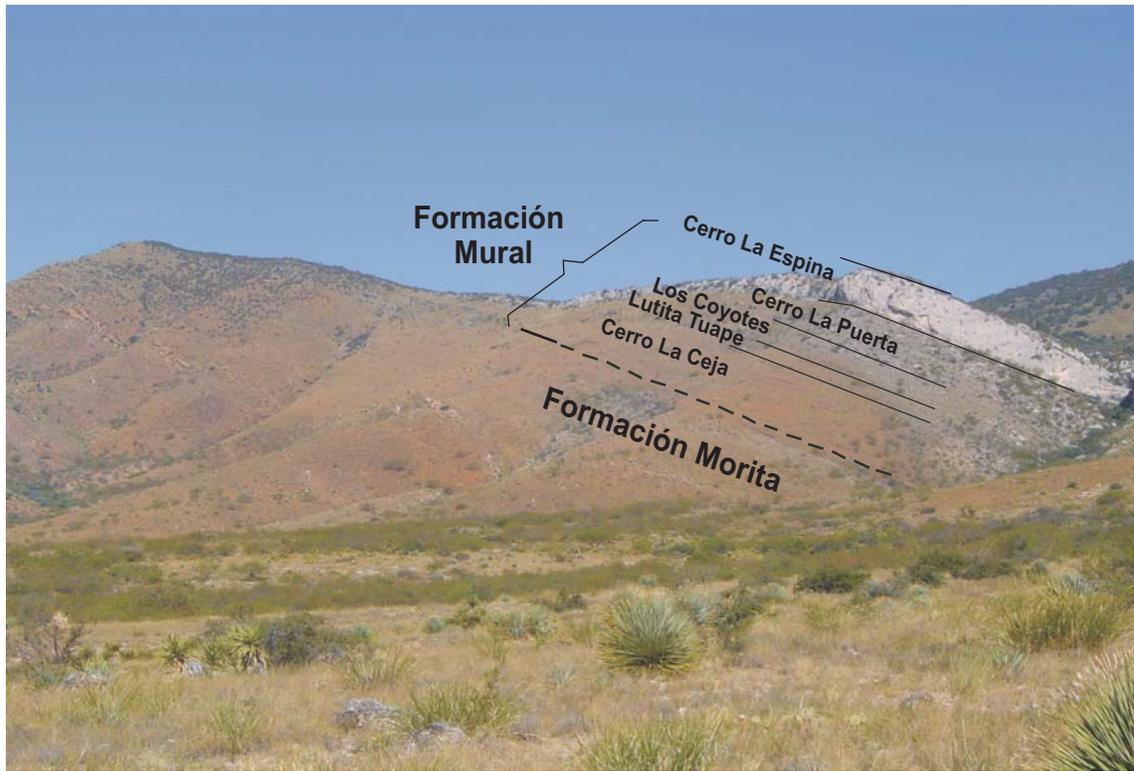


Figura 8. Miembros reconocidos de la Formación Mural en la sierra de San José, Naco, Sonora. La sección tipo está en el área de Tuape, centro-norte de Sonora y fueron descritos por Lawton et al. (2004). Imagen proporcionada por Carlos M. González León.

caliza arcillosa y estratos menores de limolita y arenisca de grano fino. Una lodolita negra forma estratos de hasta 15 m de espesor, localmente con nódulos calcáreos de 1 m de diámetro. La caliza se encuentra en estratos delgados con ostreas. En la parte inferior del miembro, en la cañada Los Coyotes, las amonites son abundantes (*Hypacanthoplites* sp.) en estratos de caliza arcillosa.

Miembro Los Coyotes

El espesor de este miembro varía entre 30 y 171 m. La parte inferior consiste en estratos delgados de lodolita de colores gris claro y pardo rojizo con nódulos septarios, limolita calcárea y caliza arcillosa con ostreas. La parte media consiste en limolita parda masiva y lodolita con interestratificaciones delgadas de arenisca de grano fino y caliza bioclástica. La parte superior consiste en una caliza arcillosa amarillenta, en estratos medianos a gruesos y rica en ostreas. Otros fósiles en este miembro incluyen trigonoideos no identificados, gasterópodos, bivalvos y equinodermos.

Miembro Cerro La Puerta

Este miembro presenta un espesor que varía entre 112 y 165 m. Su litología consiste en lutita negra lajeada con nódulos calcáreos. En la cañada Los Coyotes y el cerro La Puerta, este miembro consiste en su parte superior en estratos delgados de arenisca parda de grano muy fino. En el cerro La Ceja, los dos tercios superiores de este miembro contienen estratos gruesos de *wackestone* fosilífera con contenido de pectínidos, ostreas y gasterópodos.

En el cerro La Espina, los 60 m superiores de este miembro están representados por *wackestone* de color pardo amarillento, fosilífera, en estratos medianos con interestratificación de intervalos de lodolita calcárea y limolita. Los fósiles consisten principalmente en corales, rudistas y *Orbitolina* sp. Una trigonia, *Steinmanella mearnsi*, fue recolectada de la facies lutítica en la parte inferior del miembro en la cañada Los Coyotes, y los microfósiles son abundantes en las calizas del cerro La Ceja.

Miembro Cerro La Espina

Tiene entre 5 y 30 m de espesor y está bien expuesto en el cerro La Espina, 15 km al noreste de Tuape. Consiste en caliza masiva en estratos de 4 m con intercalaciones de estratos delgados a gruesos de limolita y lodolita, arenisca de grano muy fino y caliza arcillosa rica en ostras. Los estratos de caliza son característicamente lenticulares en todas las localidades, acuñándose lateralmente por distancias de cientos de metros, e incluyen *Orbitolina* sp., gasterópodos, rudistas y otros bivalvos. En el cerro La Espina, el miembro gradúa sección arriba a diferentes tipos de caliza con fósiles diversos: *wackestone-packstone* con orbitolinas; *packstone* dolomítica con orbitolinas; *packstone* dolomítica con la orbitolina *Lithocodium*; *boundstone* de coral, rudista, *Lithocodium* y *grainstone* peloidal bioclástica.

Miembro Mesa Quemada

Tiene entre 161 y 400 m de espesor. Este nombre fue originalmente aplicado a la interestratificación de limolita rojo y caliza fosilífera inferida como equivalente a la Formación Cintura al noroeste del cerro La Ceja. El miembro consiste en una interestratificación masiva de lodolita verde y limolita gris claro o rojo con nódulos pedogénicos, estratos delgados de arenisca de grano muy fino con laminaciones paralelas y diversos tipos de calizas que incluyen ostras, fragmentos de conchas y tubos de serpúlidos.

En el cerro La Ceja, los 150 m superiores del miembro consisten en una interestratificación de *wackestone* con ostras y limolita de color verde oliva o rojo, cubierta por *wackestone* característica en estratos gruesos con *Orbitolina* y ostras.

Espesor y contactos

La Formación Mural varía entre 600 y 900 m de espesor, cubre abruptamente a la Formación Morita y gradualmente subyace a la Formación Cintura. La parte más superior de la Formación Morita consiste en limolita rojo masivo con estratos delgados de arenisca de grano fino y escasas estratos delgados de caliza micrítica que posiblemente registran depósito de intermarea. La base

de la suprayacente Formación Cintura se coloca en la limolita nodular roja más inferior que carece de caliza fosilífera interestratificada.

En el área del rancho El Pilar y rancho San Antonio, Sonora norte-central, la Formación Mural sobreyace a la Formación Morita en forma gradual; los estratos terrígenos de ésta última incluyen estratos delgados de caliza, hasta que la litología cambia predominantemente a rocas carbonatadas. El contacto con la Formación Cintura también es transicional: gruesos estratos de caliza rojo pálido con abundantes rudistas subyacen concordantemente a estratos medianos a delgados de arenisca pardo amarillento oscuro y limolita de la Formación Cintura. El espesor total de la Formación Mural en el rancho El Pilar es de 572 m (Figura 9).

Fósiles y Edad

Los fósiles de la Formación Mural indican que esta unidad abarca del Aptiano inferior al Albiano medio, por lo que es equivalente a las Formaciones Mural y U-Bar de Arizona y Nuevo México, respectivamente. Los amonites indican que los dos miembros inferiores de la Formación Mural son del Aptiano superior. Cerca de Tuape, el Miembro Cerro La Ceja incluye los géneros de amonites *Dufrenoyia* y *Burckhardites* del Aptiano temprano a medio e *Hypacanthoplites inmunitum* (Stoyanow) del Aptiano tardío.

La parte inferior del Miembro Cerro La Puerta en la cañada Los Coyotes incluye al trigonoideo *Steinmanella mearnsi* (Stoyanow), una especie del Aptiano más tardío al Albiano temprano.

El Miembro Cerro La Puerta incluye al foraminífero bentónico *Voloshinoides* sp. aff. *murgensis* Luperto Sinni y Masse (1993), especie que es nueva en el norte del continente americano, ocurre en el Albiano inferior de Italia y cuyo género abarca hasta el Maastrichtiano.

El Miembro Cerro La Espina contiene *Mesorbitolina texana* (Roemer), *Parascoskinolina sunnilandensis* (Maync) y el morfotipo más pequeño de *Charenta* sp. cf. *C. cuvillieri* Neumann del Hauteriviano-Cenomaniaco. Este conjunto de foraminíferos del Tethys caribeño abarca desde la parte más tardía del Aptiano hasta el Albiano temprano (Figura 10).

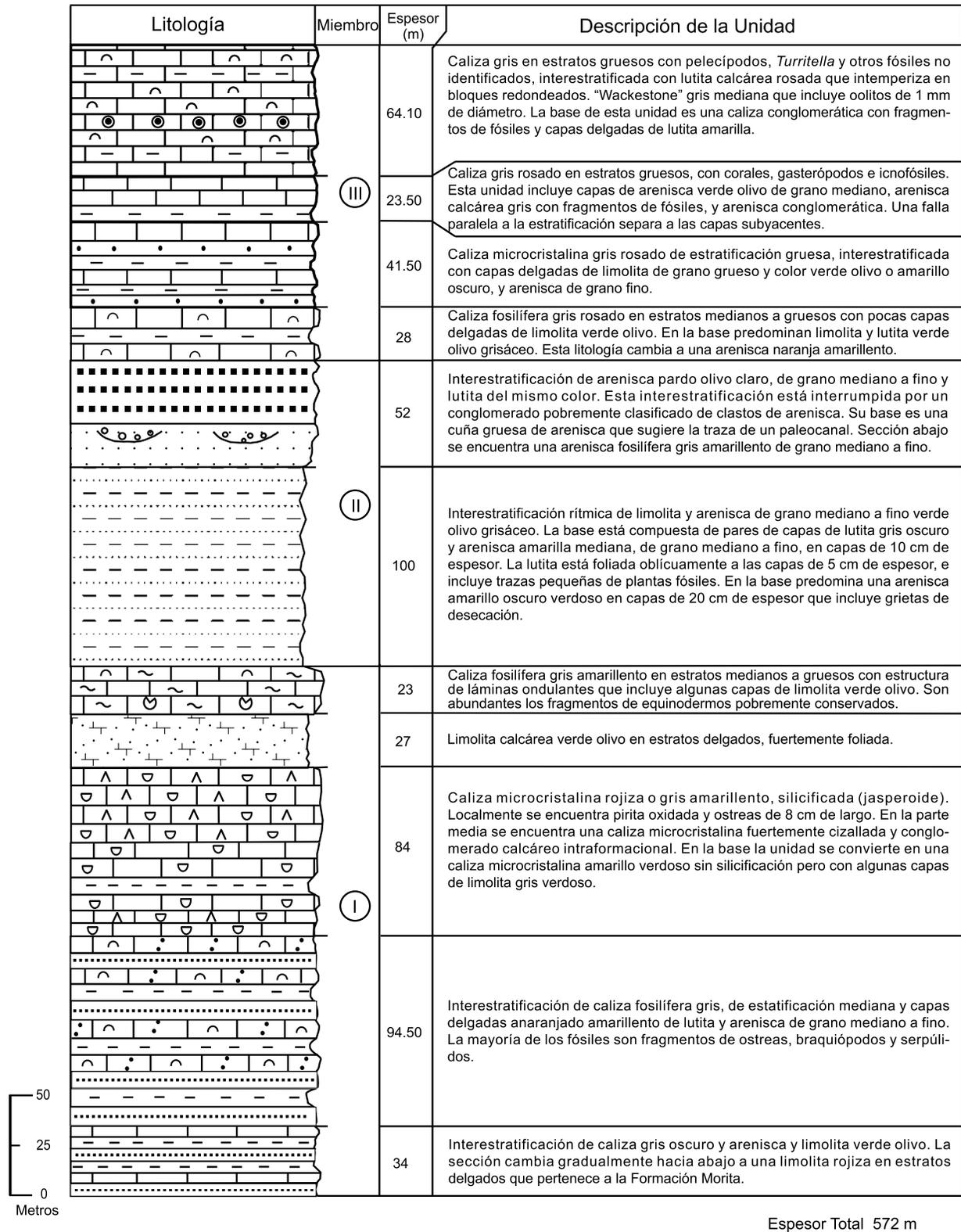


Figura 9. Columna estratigráfica de la Formación Mural, Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). Rancho El Pilar, sierra San Antonio, Arizpe, Sonora. Modificado de García y Barragán (2003).

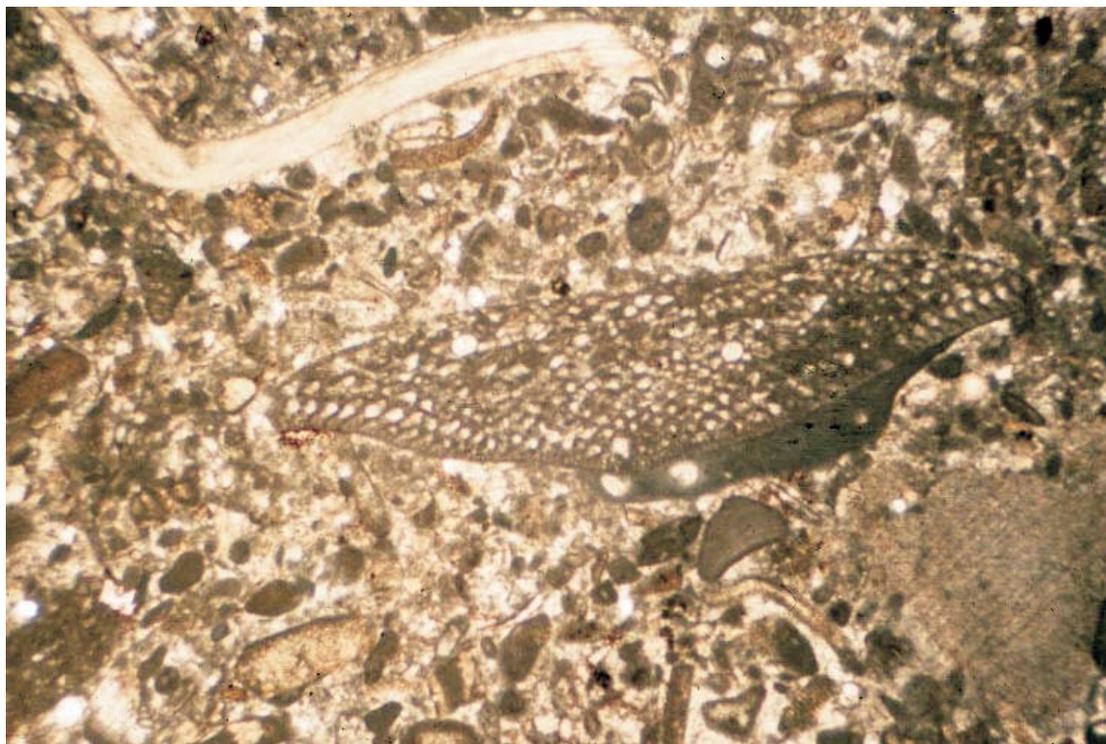


Figura 10. Fotomicrografía de una caliza tipo grainstone de la parte superior de la Formación Mural. Se encuentra un foraminífero del género *Orbitolina* en el centro de la imagen. En la esquina inferior derecha se puede identificar un fragmento de equinodermo. En la esquina superior izquierda, un molusco no identificado también forma parte del marco de granos. Rancho El Pilar, aproximadamente a 15 km al este de la mina Santa Gertrudis, Arizpe, Sonora.

La Formación Mural, tal como la definieron Lawton et al. (2004), incluye una variedad de formaciones locales previamente nombradas, cuyos nombres y definiciones deben ser abandonados. La Formación Mural en la sección de la cañada Los Coyotes, cerca de Tuape, es burdamente correlacionable con la Formación Los Tanques (Rodríguez-Castañeda, 1991), considerada del Aptiano superior y del Albiano inferior sobre la base del trigonoideo *Trigonia kleinpelli* y otros bivalvos. En el cerro La Ceja, la Formación Mural incluye parte de las Formaciones Temporales, El Macho y Mesa Quemada de González-León (1978). La Formación Temporales incluye estratos que Lawton et al. (2004) consideran parte de la Formación Morita, mientras que la Formación Mesa Quemada incluye estratos que estos autores consideran como parte de la Formación Cintura. Estratos de la Formación Mural de la sección en el cerro La Puerta, cerca de cerro Azul, incluyen las unidades informales 2–5 de McKee y Anderson (1998).

Abundantes granos cerrados de polen fueron encontrados en la parte inferior de la Formación Mural al sur de Agua Prieta (Rosales-Domínguez et al., 1995), los cuales incluyen *Hoegisporis* cf. *uniforma*, *H.* cf. *lenticuiifera*, entre otros; así como los cistos de los dinoflagelados de *Apteodinium maculatum*. Nanoplankton calcáreo abundante y relativamente bien conservado también se encuentra en este intervalo; la asociación está caracterizada por una variedad de especies, incluyendo *Lithastrinus floralis*, la cual tiene un rango estratigráfico del Aptiano tardío al Santoniano. Se encontró, además, abundantes fragmentos que podrían ser asignados a *Octocyclus reinhardii* y *Parhabdolithus infinitus*, por lo que éstos estrecharían el intervalo al Albiano. La parte superior de la Formación Mural tiene una microfauca planctónica caracterizada por la presencia de foraminíferos tales como *Hedbergella* sp., *Favusella* sp. y *Ticinella* sp. y los tintínidos *Colomiella mexicana* y *C. recta*; esta asociación corresponde al Albiano temprano.

Ambientes de depósito

La Formación Mural se depositó en ambientes que variaban desde planicies costeras hasta plataforma abierta. La mayor parte de los sedimentos se depositó en ambientes marinos de plataforma. El contacto abrupto del miembro basal Cerro La Ceja con la Formación Morita indica que la transgresión marina estuvo acompañada de erosión de la línea de costa. Las litologías y faunas fósiles asociadas sugieren que La Ceja se depositó en ambientes de planicie costera, margen marino y marino somero, donde eventos de tormenta depositaron estratos coquinoides arriba de las superficies de erosión por oleaje.

El contacto abrupto con el miembro suprayacente Lutita Tuape indica una profundización abrupta de la cuenca en todas las localidades estudiadas. Las aguas profundas y el depósito euxínico están registrados por gruesos intervalos de lutita negra con fauna de amonites pelágicas. Las condiciones con poco oxígeno fueron creadas probablemente por restricción geográfica de circulación marina más que un ambiente profundo batial (Lawton et al., 2004).

Sin embargo, otra posibilidad es que el contacto abrupto no necesariamente indique profundización de la cuenca; es factible, y podría esperarse, un contacto gradual. Las lutitas negras no son exclusivas de ambientes profundos, ya que también pueden sedimentarse en lagunas. Sin embargo, quedaría el problema de explicar la presencia de amonites en un ambiente no propicio para su desarrollo. Lawton et al. (2004) ofrecen una explicación posible sugiriendo que aunque los amonites vivieron normalmente en mar abierto, éstos son flotadores, de modo que podrían haber sido arrastrados por corrientes a mares más someros.

El Miembro Los Coyotes sugiere una progresión de facies y disminución de profundidad que resultó en depósitos terrígenos de grano fino y rocas carbonatadas impuras con fauna bentónica mixta: estratos de caliza con bioclastos re TRABAJADOS que indican depósito por encima de la base del oleaje (Figura 11).

El Miembro Cerro La Puerta registra una profundización posterior de la cuenca para formar lutita negra similar a la del Miembro Lutita Tuape. Debido a que los Miembros Tuape, Los Coyotes y Cerro La Puerta

engrosan y adelgazan dentro de un intervalo estratigráfico que no cambia de forma importante en el espesor estratigráfico general, se ha interpretado que estos miembros se interdigitan como facies laterales.

El Miembro Cerro La Espina indica una disminución en la profundidad del mar y un amplio crecimiento de biohermas en toda la cuenca. Forma un importante horizonte guía y parece aflorar ampliamente en el norte de Sonora. En el cerro La Espina, este miembro registra una transición de plataforma abierta a ambientes de biostromas o biohermas, donde organismos que construyen armazones, tales como los corales escleractínicos y rudistas, eran abundantes.

El Miembro Mesa Quemada señala una interacción de ambientes marino somero, de estuario y de planicie costera asociados con regresión que marca las fases terminales del depósito de la Formación Mural. Observaciones locales de estratos con registros de canales y estratificación cruzada de tipo espiga (*herringbone*) sugieren que este miembro incluye depósitos influenciados por mareas.

FORMACIÓN ARROYO SÁSABE

Esta formación fue formalmente definida por Jacques-Ayala (1989) en la sierra El Chanate, Altar, noroeste de Sonora. En esta localidad, la Formación Arroyo Sásabe fue dividida en dos miembros. El miembro inferior aflora en ambos flancos de la sierra, así como en los cerros El Puerto. El miembro superior ocurre en el puerto El Álamo y en la parte sureste de la sierra El Chanate. El rasgo distintivo es la ausencia de caliza en el miembro superior. Es correlacionable en tiempo con la Formación Mural. Ambas formaciones tienen gruesas intercalaciones de lutita y arenisca de grano fino; la principal diferencia es la cantidad y tipo de caliza presente. Mientras que la Formación Mural se caracteriza por cuerpos masivos de decenas de metros, la Formación Arroyo Sásabe consiste en estratos de caliza no mayores a 5 m de espesor.

En el flanco sur de la sierra El Chanate, esta formación tiene un espesor máximo de 96 m, aunque se acuña hasta 0 m, mientras que en el flanco norte tiene un espesor de 45 m (Figura 12). En el puerto El Álamo, la Formación Arroyo Sásabe puede ser tan gruesa como de 235

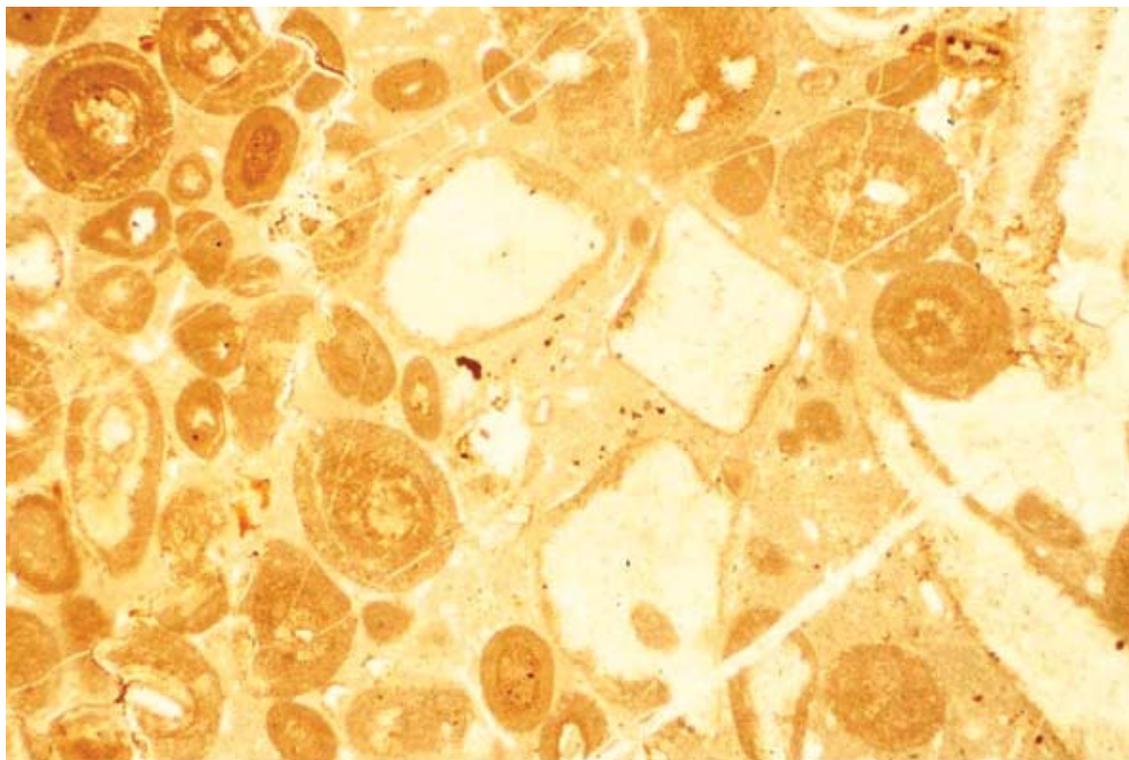


Figura 11. Fotomicrografía de una caliza tipo *packstone* de la parte superior de la Formación Mural en el rancho El Pilar (Aptiano inferior-Albiano medio). La mayoría de los granos son ooides cuyo núcleo está compuesto de pequeños cristales de calcita y están “micritizados” por inversión. Otra parte importante de los granos son conchas de moluscos y fragmentos de equinodermos. La matriz está compuesta por limo carbonatado. El ooide más grande, cerca del borde izquierdo de la imagen, tiene menos de 1 mm de largo. Aproximadamente a 15 km al este de la mina Santa Gertrudis, Arizpe, Sonora.

m, aunque Willard (1988) solo midió el miembro inferior de 125 m; en los cerros El Puerto, tiene casi 90 m de espesor. y en los cerros Cabeza Colgada, tiene menos de 600 m. García y Barragán (1992) reporta 100 m de esta formación en la porción norte de los cerros El Amol.

La Formación Arroyo Sásabe consiste en lutita, arenisca, estratos de caliza y tobas delgadas. En general, está pobremente expuesta, excepto los estratos de caliza que forman pequeñas salientes. La lutita es verde a gris o rojo, en estratos medianos a gruesos, localmente bioturbada con pequeños nódulos calcáreos. La arenisca es verde a rojo o rosa, en estratos medianos a gruesos y de grano fino a grueso. Un rasgo común es la estratificación cruzada; también se encuentra la estratificación de tipo *flaser* y rizaduras simétricas. Algunos estratos de arenisca incluyen un conglomerado de clastos de arranque, y otros contienen abundantes turrítelidos de 1 a 3 cm de longitud.

Al sur de Santa Ana, se encuentra un conglomerado en lentes delgados de menos de 1 m de espesor, soportado por clastos, bien clasificado y sin arreglo interno. Los clastos son redondeados a subangulares, de fragmentos de rocas volcánicas (algunas de toba riolítica blanquecina), vetas de cuarzo y, en menor cantidad, arenisca. Estos sedimentos forman ciclos que se vuelven de grano más fino hacia arriba. En algunos lugares se presentan tobas de caída; éstas son de color verde, en estratos medianos, vítricas a afaníticas y probablemente de composición andesítica.

Los estratos de caliza son de color pardo a pardo grisáceo, delgados a medianos que se acuñan en distancias muy cortas. Localmente, se hallan biohermas de 3 a 4 m de espesor y aproximadamente de 15 a 20 m de largo. Texturalmente, las calizas son microcristalinas arcillosas (*mudstone*), *wackestone* con detritos de moluscos y *floatstone* o *boundstone* de moluscos. Local-

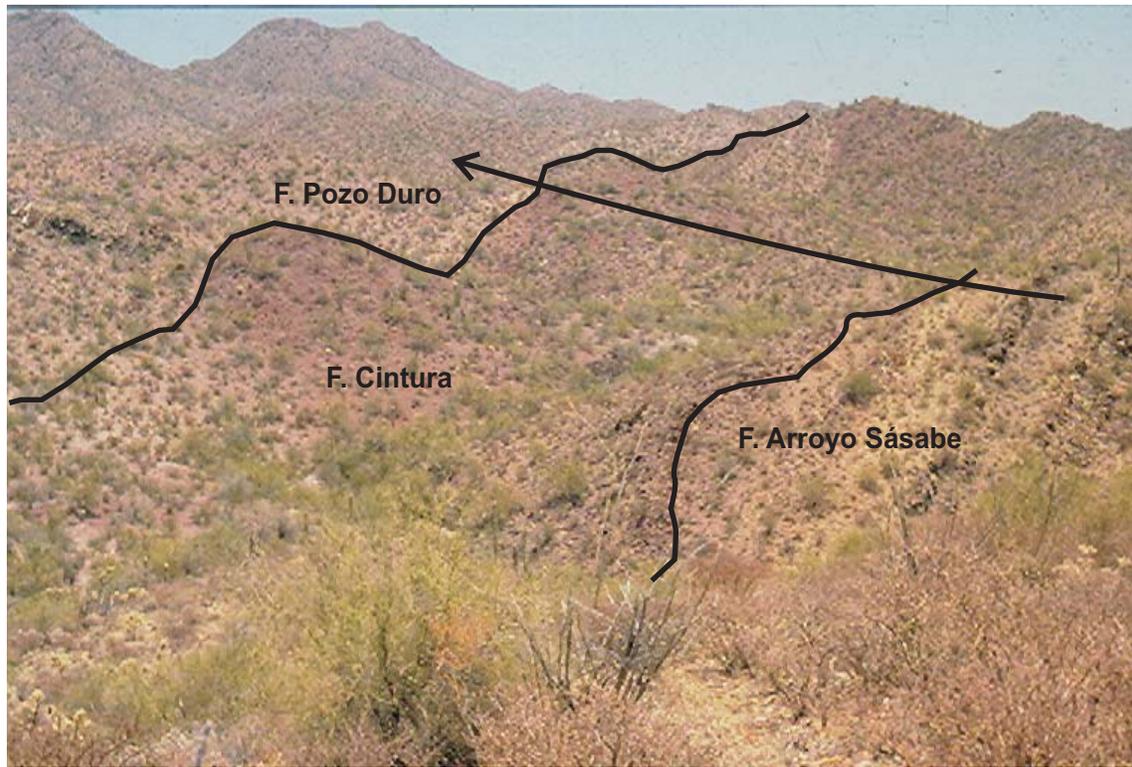


Figura 12. Panorámica que muestra parcialmente el aspecto de formaciones del Grupo Bisbee y del Grupo El Chanate. En primer plano aflora, estratificada, la Formación Arroyo Sásabe, del Grupo Bisbee (Cretácico Inferior). En segundo plano, la Formación Cintura, la unidad más superior del Grupo Bisbee, aparece en color rojo ocre en contacto con la Formación Pozo Duro, del Grupo El Chanate (Cretácico Superior), en tonos blanquecinos. En la parte más alta de la sierra, aflora el Complejo Volcánico El Charro (Cretácico Superior). La flecha indica la polaridad estratigráfica hacia la unidad más joven. Vista hacia el oriente en la falda sur de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

mente existen estratos de 0.5 m de espesor, totalmente compuestos de ostrácodos con abundantes serpulidos. En los cerros Cabeza Colgada, la madera fósil silicificada es abundante, especialmente en la parte superior de la formación.

Edad y ambiente de depósito

La fase transgresiva más importante en la cuenca Bisbee tuvo lugar entre el Aptiano tardío y el Albiano medio. Justamente durante este intervalo, se depositaron la Formación Arroyo Sásabe y la Formación Mural. La Formación Arroyo Sásabe ocurre al oeste de los cerros Pima y al sur de Santa Ana. También se encuentra al oeste de Benjamín Hill, en los cerros Mayo. Esta distribución sugiere una franja de depósitos lagunares con una orientación que va desde el norte de Caborca a Trin-

cheras, y desde El Claro, suroeste de Santa Ana, hasta cerca de Benjamín Hill. La tierra positiva se encontraría hacia el oeste, probablemente con volcanes activos. La Formación Arroyo Sásabe se depositó en ambientes lagunares con marismas y estuarios locales. Al mismo tiempo, se depositó la Formación Mural en un ambiente marino abierto, de aguas cálidas y limpias.

FORMACIÓN CINTURA

La Formación Cintura es el resultado de una etapa regresiva en la evolución geológica de la cuenca Bisbee. Durante el Albiano medio, el mar de Bisbee experimentó una regresión importante y la Formación Cintura se depositó en un mar somero, en ambientes deltaicos y en planicies aluviales (Hayes, 1970a; Klute, 1991; Jacques-Ayala, 1992c; Jacques-Ayala, 1993; Grijalva-

Noriega, 1996). Sin embargo, tuvo lugar una invasión marina relativamente menor, a la mitad del depósito de la Formación Cintura, como lo han reportado González-León (1994a), en el área de Arizpe, y García y Barragán (2003), al norte de la sierra de San Antonio, Sonora norte-central.

En el noreste de Sonora, alrededor de 20 km al sureste de Agua Prieta, Grijalva-Noriega (1996) llevó a cabo un estudio detallado de la Formación Cintura. Este autor dividió a esta formación en tres miembros: en la base, el Miembro Marquechi, en la parte media, el Miembro San Marcos, y en la cima, el Miembro San Juan. El espesor total de la formación fue de 1,146 m.

El contacto entre la Formación Cintura y la subyacente Formación Mural es transicional: algunos estratos de limolita de color rojo mediano o limolita calcárea dentro de la Formación Mural anuncian la base de la Formación Cintura. La base de la secuencia continúa hacia arriba, con una interstratificación de arenisca de color púrpura grisáceo, de grano fino en estratos medianos y limolita gris verdoso fuertemente foliada. Localmente existen estratos aislados de caliza fosilífera tipo *floatstone*, de color naranja y gris mediano.

Miembro Marquechi

Este miembro tiene 396 m de espesor y consiste en una interstratificación de lodolita y arenisca con intercalaciones de caliza fosilífera y limolita en la base. Esta secuencia cubre transicionalmente a los depósitos marinos de la Formación Mural. Los atributos sedimentológicos más prominentes de este miembro son paleocorrientes unidireccionales, disminución de la fracción fina, gradación invertida del tamaño del grano, fósiles traza, como *Cruziana* y *Skolithus*, y continuidad lateral relativamente persistente. Este miembro pudo haberse depositado en planicies de submarea, en ambientes marinos someros de alta energía o en barras de desembocadura.

Miembro San Marcos

Este miembro tiene 498 m de espesor y está compuesto por arenisca con marcas de excavación, conglomerado de guijarros, interstratificaciones de lodolita, limolita,

arenisca y algo de caliza, formando ciclos bien desarrollados de gradación de grano fino hacia arriba con colores que varían de rojo-púrpura grisáceo a gris verdoso (Figura 13). Se interpreta que los conglomerados se hayan depositado en canales distributarios, mientras que los sedimentos de grano más fino, con marcas de excavación, sugieren un ambiente fluvial de depósito. Sin embargo, la parte inferior pueden ser sedimentos de inundación por rompimiento de dique (*crevasse splay deposits*), y la parte superior, depósitos de planicie de marea en un sistema deltaico. La intercalación de estratos de mediano espesor de caliza sugiere un ambiente de estuarios.



Figura 13. Estratos delgados verticales de limolita y arenisca de grano fino de la parte media de la Formación Cintura (Albiano medio). Una falla inversa de bajo ángulo corta a la secuencia en la parte superior de la imagen. Arroyo Los Difuntos, 2.5 km al sureste del rancho San Antonio, Arizpe, Sonora.

Miembro San Juan

El espesor de este miembro es de 253 m y está compuesto por cuerpos tabulares de arenisca gris verdoso, de grano mediano a grueso, y localmente conglomerática; lodolita y arenisca con una interstratificación menos importante de limolita, formando secuencias que gradúan a grano grueso hacia arriba, en espesores promedio de 6 m. Los rasgos distintivos en esta facies son bivalvos de agua dulce pobremente conservados en la lodolita y la arenisca, impresiones de plantas fósiles sobre los planos de los estratos de lodolita y limolita de color verde oliva grisáceo. En la arenisca fosilífera también se encuentran algunos fósiles traza, probablemente bivalvos (*Pelecypodichnus*).

No menos importante es la interstratificación de estratos de carbón y lodolita carbonosa con restos de plantas carbonizadas, abundantes troncos fosilizados en la arenisca (Figura 14) y concreciones arenosas de 15 cm de diámetro.

Las secuencias que gradúan a grano fino hacia arriba y las estructuras sedimentarias primarias, como los moldes cónicos de carga (Figura 15) y la estratificación cruzada, sugieren que se depositaron en ciclos clásicos de ambientes fluviales. Se interpreta que estos sedimentos se hayan depositado en barras de punta y planicies de inundación en un sistema fluvial de meandros.

Ambiente de depósito

La distribución vertical de las facies de la Formación Cintura muestra que es característica de un sistema deltaico. La sedimentación del Miembro Marquechi estuvo controlada por procesos marinos. Las lodolitas, limolitas y areniscas de grano fino de crecimiento longitudinal en un delta gradúan hacia arriba a areniscas de grano más grueso y limolitas de barras distantes y barras de desembocadura. Los depósitos más gruesos del frente deltaico crecieron longitudinal y verticalmente sobre depósitos prodeltaicos.



Figura 14. Madera fósil silicificada de la parte superior de la Formación Cintura. Este tronco tiene 1.10 m de longitud y 25 cm de diámetro. Localización: 2 km al norte de la falda norte de la sierra San Antonio, Arizpe, Sonora.



Figura 15. Moldes cónicos de carga en la base de un estrato de arenisca de grano mediano en la Formación Cintura, Grupo Bisbee. Estas estructuras sedimentarias primarias sugieren una corriente fluvial de izquierda a derecha. Localidad a 1.3 km al noreste del rancho San Antonio, Arizpe, Sonora.

El Miembro San Marcos se depositó en un ambiente marino-marginal a fluvial, que se supone fue más bien de tipo regresivo. La ciclicidad de las interestratificaciones de lodolita, limolita y arenisca sugiere depósito en una planicie costera marginal marina. Los ambientes identificados son pequeñas radas, planicies de marea, planicies de inundación por rompimiento de dique y estuarios.

Una parte del Miembro San Juan se depositó en canales, barras de punta y planicies de inundación que pertenecían a un sistema fluvial meándrico y a una planicie aluvial. Otras facies de este miembro se depositaron en lagos y pantanos interdistributarios desarrollados en una planicie aluvial. Este intervalo caracteriza una planicie deltaica superior dominada por procesos fluviales.

En síntesis, después del depósito de la Formación Mural, entre el Aptiano medio y el Albiano tardío, en el noreste de Sonora se depositó la Formación Cintura en un delta dominado por procesos fluviales, con influencia menor de mareas o de oleaje. Estos eventos reflejan

una regresión que originó un sistema deltaico. Algunos vectores de paleocorrientes indican que las fuentes de aporte se encontraban al norte de la cuenca, y que el delta crecía longitudinalmente hacia el sur.

EDAD Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DEL GRUPO BISBEE

En la localidad tipo del Grupo Bisbee, en el distrito minero Bisbee, extremo sureste de Arizona (Figura 1), la base de este grupo, el Conglomerado Glance, está constituido por rocas sedimentarias, principalmente conglomerado y arenisca y, en menor proporción, por flujos volcánicos y tobas. Esta secuencia se depositó en cuencas estructurales estrechas (cuencas “dedos de guante” según Jacques-Ayala, 1993), orientadas N-NW al S-SE y ubicadas a lo largo de la frontera, entre el sureste de Arizona y el norte de Sonora (Lawton et al., 2004). En las montañas Santa Rita (Figura 1), las rocas volcánicas han resultado en edades isócronas de Rb/Sr de 151 Ma (Kluth et al., 1982; Asmeron et al., 1990).

En el noroeste de Sonora, la base del Grupo Bisbee es la parte inferior de la Formación Altar, la cual es correlacionable con el Conglomerado Glance. La base de esta formación está constituida por un conglomerado de clastos de cuarcita y rocas volcánicas que Nourse (2001) asignó tentativamente al Jurásico Superior.

En la región de Cucurpe-Tuape, el Grupo Bisbee descansa sobre una gruesa sección de la Formación Cucurpe (Lawton et al., 2004). Esta unidad consiste en una interstratificación de lutita, arenisca, flujos volcánicos y tobas, que incluye amonites del Oxfordiano-Tithoniano (Rangin, 1977; Araujo-Mendieta et al., 1984; Araujo-Mendieta y Estavillo-González, 1987; Villaseñor et al., 2003).

En resumen, la edad del Conglomerado Glance carece de evidencia directa en Sonora y, por correlación, se le asigna al Jurásico Tardío o bien al Neocomiano. Sin embargo, la edad del Grupo Bisbee tiene como punto de referencia a la Formación Mural. Esta formación incluye *Orbitolina texana* (Roemer), un foraminífero distintivo cuya rango de edad se extiende desde el Aptiano tardío hasta el Albiano medio. Pérez-Ramos (1986) describió *Coalcomana ramosa* (Boehm), un rudista considerado como fósil índice del Albiano temprano en la Formación Mural, en la región de Santa Ana, norte de Sonora. Este rudista se encontró en caliza en estratos gruesos, junto a corales y braquiópodos, por encima de la caliza conglomerática que incluye *Orbitolina texana* (Roemer).

En la cuenca de Cabullona, Warzeski (1987) encontró, en la Formación Mural, abundantes especímenes de calpionélidos, caprínidos, gasterópodos, equinodermos, *Orbitolina*, miliólidos y diversos tipos de algas y corales. *Coalcomana* y otros rudistas también han sido encontrados en la región de Caborca-Santa Ana (Jacques-Ayala, 1993; Navarro-Fuentes, 1989).

La Formación Cintura, la más joven del Grupo Bisbee, no tiene fósiles índice. Sin embargo, unidades correlacionables en el este de Sonora incluyen fósiles que dan edades aproximadas. Jacques-Ayala (1993, p. 43) cita a Araujo-Mendieta y Estavillo-González (1987, p. 21) y a Pubellier y Rangin (1988), quienes reportan fósiles del Albiano tardío en una secuencia equivalente a la parte alta del Grupo Bisbee en Nácori Chico y Sahuaripa, en el oriente de Sonora. Por lo tanto, se pue-

de decir que la edad de depósito de la Formación Cintura, y en consecuencia del Grupo Bisbee, no es más joven que el Albiano tardío.

AMBIENTES DE DEPÓSITO DEL GRUPO BISBEE

Las rocas sedimentarias del Cretácico Inferior, en el norte de Sonora, se acumularon en el extremo noroeste de la cuenca Bisbee, durante eventos sucesivos de regresión-transgresión-regresión. Algunas estructuras distintivas de la Formación Morita y Cintura, como son las gruesas interstratificaciones de arenisca roja de grano fino y limolita, marcas de carga, moldes cónicos (*flute casts*), estratificación cruzada, grietas de desecación y la ausencia de fósiles marinos, sugieren un depósito en un medio aluvial-fluvial. El arreglo alternado de lentes conglomeráticos delgados y estratos de arenisca, la presencia común de paleocanales de dimensiones métricas y la gradación normal de los sedimentos, confirma un depósito en medios fluviales. La sedimentación en planicies de inundación está indicada por la interstratificación de estratos muy delgados de lutita y limolita rojas, con intensa bioturbación y algunas trazas pequeñas de plantas fósiles pobremente preservadas. Algunos nódulos calcáreos y estratos muy delgados de caliza sin fósiles sugieren una transición de un ambiente fluvial a uno lacustre o tal vez, mixto.

En la parte superior de la Formación Morita, la arenisca es más calcárea y los estratos de caliza cada vez se encuentran más intercalados con estratos siliciclásticos. Esta transición gradual marca el cambio a condiciones marinas que culminaron durante la transgresión del Aptiano-Albiano con el depósito de la Formación Mural.

En el rancho El Culantrillo, la relación entre las facies del Grupo Bisbee indica que ésta es una secuencia transgresiva que varía, desde depósitos cercanos de un abanico aluvial (Conglomerado Glance), hasta una planicie deltaica con inundaciones marinas esporádicas (Formación Morita), alcanzando su máximo avance marino con la sedimentación marina somera carbonatada de la Formación Mural (Rosales-Domínguez et al., 1995).

En el norte-centro de Sonora, se infiere la existencia de dos ambientes de depósito principales en la Formación Mural. El margen de una plataforma some-

ra queda registrado por caliza en estratos medianos a gruesos, con abundantes fósiles que incluyen equinodermos, gasterópodos, corales, serpúlidos y foraminíferos, entre otros organismos. En particular, el foraminífero *Orbitolina* es indicativo de ambientes un poco más profundos de lo que generalmente se reconoce (Bloxsom *in* Warzeski, 1987, p. 345). Los patrones de distribución de determinados fósiles en la Formación Mural, especialmente los miliólidos que son de un espectro semi-restringido de aguas marinas someras, por un lado, y los foraminíferos pelágicos de aguas someras a moderadamente profundas de circulación abierta, en el otro extremo, sugieren que la Formación Mural pudo haber tenido un rango de ambientes marinos de depósito que va desde unos cuantos metros hasta los 60 m de profundidad.

Otro ambiente de depósito lo sugiere la litología distintiva en la parte media de la Formación Mural: limolita calcárea gris oscuro y lutita de color negro grisáceo, en estratos delgados con plantas fósiles y estructuras de desecación. El color de los sedimentos, el tipo de fósiles y las estructuras sedimentarias, sugieren una transición de ambientes de perimarea a condiciones pantanosas marginales a un mar muy somero. Por otro lado, la presencia local de conglomerado de bloques de caliza y cuñas de arenisca sugiere la cercanía del cambio de gradiente entre la plataforma y la pendiente continental. Sin embargo, no se descarta un origen periarrecifal para los conglomerados.

En la parte inferior de la Formación Cintura, la presencia de arenisca de grano fino a mediano, con estratificación cruzada y limolita con numerosos moldes cónicos, sugieren un depósito discreto por corrientes fluviales. La presencia local de caliza del tipo *floatstone*, con fósiles invertebrados marinos, sugiere una facies de condiciones mixtas restringidas en extensión; por ejemplo, un estuario con un solo canal hacia mar abierto.

La parte superior de la Formación Cintura se caracteriza por el predominio de limolita laminada, con estratificación cruzada y arenisca de grano fino, con grietas de desecación. Estos rasgos pueden registrar sedimentación en un sistema fluvial meándrico y en planicies de inundación que formaban parte de un delta. Las cuñas de conglomerados con lentes intercalados de

arenisca de grano grueso, con estructuras de corrientes paralelas a la estratificación, se depositaron en canales de tamaño mediano. Troncos fosilizados en estos estratos indican un ambiente subaéreo.

Todas estas estructuras sugieren que, a fines del Cretácico Temprano, el mar o cuenca Bisbee (Figura 2), se encontraba en una etapa de regresión hacia el este, dejando detrás ambientes aluviales-fluviales cubiertos con sedimentos finos, depositados en planicies de inundación por corrientes pequeñas y medianas. Escasos estratos de caliza con ostreas de extensión limitada que se interdigitan, sugieren una regresión gradual que configuró una línea de costa aserrada en el margen suroeste del mar de Bisbee.

II.3 SECUENCIA DE SAHUARIPA-ARIVECHI

Las primeras descripciones del Cretácico Inferior al oeste de la Sierra Madre Occidental fueron hechas por Rémond (1866) al oriente de Arivechi, este de Sonora, en un estudio esencialmente paleontológico. A éste siguieron otros estudios geológicos, como los de Gabb (1869), Dumble (1900), Burckhardt (1930), King (1935, 1939), Imlay (1939) y Palafox y Martínez (1985).

Al oriente de Arivechi, en el cerro de las Conchas, King (1939) describió por primera vez una secuencia sedimentaria del Cretácico Inferior. Este autor definió dos unidades estratigráficas: en la parte inferior, la Formación Palmar y, en la parte superior, la Formación Potrero. King (1939) hizo notar que Dumble (1901b) describió una unidad muy similar al suroeste de San Marcial, centro de Sonora, llamada Formación Lista Blanca. Esta formación se correlacionó con secuencias sedimentarias descritas en la región de Sahuaripa, y por lo tanto se asignó al Cretácico.

Pubellier (1987) realizó un estudio geológico en el valle de Sahuaripa, que tuvo dos enfoques: el primero, estratigráfico; y el segundo, el de la evolución tectónica de la región. Él definió, entre otras secuencias, una plataforma carbonatada, que tuvo como base un conglomerado del Neocomiano, seguida de una serie carbonatada de cuenca del Aptiano-Albiano superior. Las dos secuencias se encuentran cubiertas discordantemente por una gruesa serie volcánicla del Santoniano superior

al Paleógeno que, a su vez, está cubierta discordantemente por ignimbritas del Eoceno-Oligoceno.

FORMACIÓN PALMAR

King (1939) describió originalmente esta formación en el cerro Palmar, al este del poblado de Bámore. La base de esta formación no se conoce debido a una cabalgadura. La parte inferior de esta unidad es una arenisca limosa sin fósiles; estos estratos inferiores afloran por encima de una falla de cabalgadura. Su alta deformación sugiere que estos estratos forman parte de esa cabalgadura. Encima se encuentra un conglomerado masivo, con matriz arenosa en la parte inferior y matriz calcárea en la superior. Las gravas de los conglomerados son calizas bien redondeadas del Pérmico con abundantes fusulínidos y tallos de crinoides. El conglomerado gradúa lateralmente a una caliza azulosa masiva que incluye lentes de conglomerado.

Cubriendo a esta caliza, se encuentra una interestratificación de lutita, arenisca y caliza en estratos delgados. Localmente, la lutita incluye concreciones grandes de caliza bituminosa y de caliza de color gris claro. Las concreciones bituminosas incluyen *Phylloceras* sp. del Albiano, y las concreciones de caliza gris claro muestran fragmentos de braquiópodos, pelecípodos y corales. Estos horizontes son los únicos que tienen fósiles. La parte superior de la formación consiste en lutita, ortocuarcita en estratos delgados y caliza. La sección tiene un espesor aproximado de 1,560 m. Los fósiles de la Formación Palmar indican una edad albiana. Probablemente, la Formación Palmar sea equivalente a una parte de la Formación Morita, y a la parte que incluye fósiles del Albiano temprano de la Formación Mural.

Al este de Arivechi, la Formación Palmar consiste en lutita negra con lentes de arenisca pardo amarillento, que cambia transicionalmente a una alternancia de lutita gris oscuro y arenisca amarillenta de grano grueso. Hacia arriba, la secuencia cambia a caliza en estratos delgados, localmente con estructura nodular de color gris claro e intercalaciones delgadas de lutita. En la cima de la secuencia, se encuentra caliza en estratos delgados a medianos, de color gris claro que incluye orbitolinas, entre numerosos tipos de invertebrados. El espesor de esta secuencia es de aproximadamente 850 m.

Almazán y Palafox (1985) describieron, en el área de Arivechi, diferentes especies de rizópodos, lamelibranchios, gasterópodos, cefalópodos, equinodermos y celenterados. Se identifica por primera vez al foraminífero *Orbitolina* (*Mesorbitolina*) *texana* Roemer; pelecípodos de las especies *Pinna equivillana* Anderson, *Pecten* (*Neithea*) *texanus* Roemer y *Caprinuloidea* sp. cf. *C. lenki* (Böhm); gasterópodos de la especie *Casiope zebra* (Gabb); belemnites de la especie *Hipobolites* sp. cf. *H. aptensis* y amonites del género *Engonoceras*. Este conjunto faunístico les permitió definir un rango en edad Aptiano-Albiano. Por lo tanto, esta formación es correlacionable con la Formación Mural del norte de Sonora y sureste de Arizona.

FORMACIÓN POTRERO

Esta formación fue descrita por King (1939) al este del cerro Palmar, sureste de Arivechi, donde aflora en las partes bajas del valle. El espesor total de esta unidad es similar al de la Formación Palmar, alrededor de 1,500 m. La base de esta unidad consiste en un conglomerado andesítico, cubierto por un conglomerado de ortocuarcita y aglomerado. La parte media es una caliza con lutita, flujos de andesita y caliza en estratos delgados. La parte superior está compuesta de lutita arcillosa y lutita arenosa. Los estratos superiores de esta sección están cubiertos discordantemente por flujos de lava del Paleógeno. Además, no se encontró fósil alguno.

En el cerro de Las Conchas, al este de Arivechi, se encuentra un testigo de erosión de esta formación que consiste en marga fosilífera, caliza, conglomerado de ortocuarcita y algunos flujos andesíticos o estratos de toba. En su pendiente oeste, los estratos son abundantemente fosilíferos. Tal como las describió King (1939), probablemente sea la unidad del Cretácico más rica en fósiles de todo Sonora. Este lugar fue descubierto por Rémond (1866). La Formación Potrero puede ser equivalente a la parte superior de la Formación Mural (Monreal-Saavedra, 1997).

II.4 SECUENCIA DE LAMPAZOS

Scott y González-León (1991) y Valencia-Gómez (1994) describieron estratos marinos del Cretácico Inferior de

2,500 m de espesor en el área de Lampazos, Sonora este-central. Esta secuencia se dividió en seis unidades. Los autores mencionados describieron algas calcáreas, foraminíferos bentónicos, corales y rudistas, además de un conjunto de moluscos que fueron reportados anteriormente. *Orbitolina texana* y seis especies adicionales de foraminíferos permitieron el reconocimiento de las edades Barremiano-Aptiano temprano, Albiano temprano y Albiano medio-tardío. Un estudio más detallado de corales de esta área, por Baron-Szabo y González-León (1999), confirmó la edad de esta secuencia, desde el Barremiano tardío hasta el Albiano tardío.

La secuencia de Lampazos se compone de las siguientes formaciones: El Aliso, Agua Salada, Lampazos, Espinazo del Diablo, Nogal, y su equivalente Los Picachos. Herrera y Bartolini (1983) y Bartolini y Herrera (1986) describieron la estratigrafía de esta área y definieron las Formaciones Agua Salada y Espinazo del Diablo. Posteriormente, González-León (1988) cartografió el área de Lampazos y definió nuevas unidades litoestratigráficas. Cano-Corona (2001) definió detalladamente la estratigrafía y las microfacies de la Formación Lampazos.

FORMACIÓN EL ALISO

Esta unidad tiene 200 m de espesor y consiste en *wackestone* de color gris claro, con miliólidos, calciesferas, algas, fragmentos de bivalvos, gasterópodos y *wackestone* arcillosa en estratos delgados. Una caliza microcristalina arcillosa bioturbada se encuentra interestratificada en la parte inferior. En la parte media, predomina una *wackestone* en estratos finos a gruesos y una *packstone* con orbitolínidos. Los 40 m superiores de la formación consisten en pares de caliza microcristalina-*wackestone* amarillo claro, arcillosas en estratos delgados con intervalos más gruesos de lutita verde claro con ostreas.

FORMACIÓN AGUA SALADA

Esta unidad cubre transicionalmente a la Formación El Aliso en la porción central del área de la mina Lampazos. Tiene un espesor de 350 m; los 100 m inferiores consisten en pedernal negro, en estratos de 5 a 30 cm

de espesor, con lutita negra intercalada en estratos de menos de 10 cm de espesor. Hacia arriba, la formación continúa con una secuencia de 30 m de espesor de lutita verde parduzco, masiva con cantidades menores de arenisca de grano fino en estratos delgados. Una caliza de tipo *wackestone-packstone* masiva, con ostreas, de 10 a 15 m de espesor, cubre a la lutita, la que, a su vez, está cubierta por una secuencia de 55 m de espesor de pedernal negro con radiolarios en estratos ondulantes, delgados a medianos, con *Parahoplites* sp., y algunos estratos delgados de caliza microcristalina, *wackestone* con nódulos de pedernal y lutita negra.

La parte superior de la Formación Agua Salada es una secuencia de 150 m de espesor de lutita negra masiva, con pedernal nodular en menor cantidad en la mitad superior, y que gradúa hacia arriba a la Formación Lampazos. La lutita negra incluye estratos fosilíferos con amonites del Aptiano: *Dufrenoyia justinae*, *Hypacanthoplites* sp., *Hysterocheras* sp. La Formación Agua Salada gradúa a facies más terrígenas en la parte central del área de Lampazos, donde alcanza 250 m de espesor.

La Formación Agua Salada, en la sierra Los Chinos, norte de Sahuaripa, es muy similar a la descrita en Lampazos, distante 15 km únicamente. En esta sierra, la formación consiste en una interestratificación de arenisca negra de grano fino en estratos delgados a medianos, lutita calcárea negra en estratos delgados a gruesos, y caliza arenosa nodular gris oscuro en estratos delgados. Cerca de la cima de la formación, se encuentra un intervalo de olistostromas compuestos de caliza con ostreas en estratos gruesos. La formación tiene 330 m de espesor y está cubierta transicionalmente por la Formación Lampazos.

FORMACIÓN LAMPAZOS

Esta unidad, con espesores que varían entre 500 y 600 m, está formada por secuencias de 10 a 100 m de espesor de pares de caliza microcristalina-*wackestone* gris claro a amarillento, arcillosas y bioturbadas en estratos delgados a medianos con interestratificaciones de 1 a 60 m de espesor de lutita amarillenta, verde y oscura, respectivamente, e intercalaciones menos abundantes de arenisca de grano fino y limolita oscura en estratos delgados. Estratos gruesos de *packstone* y *grainstone*

oolíticas y arenosas, con algas codiáceas y miliólidos ocurren localmente en las partes superiores de la formación y en las secuencias de calizas, así como escasas *Toucasia* y biostromas de orbitolínidos. Se encuentran muy escasos bivalvos, gasterópodos y equinodermos pobremente conservados. La Formación Lampazos está cubierta transicionalmente por la Formación Espinazo del Diablo.

La Formación Lampazos, en la sierra Los Chinos, consiste en caliza gris oscuro, nodular o en estratos delgados a medianos, lutita gris oscuro y algunos estratos delgados de lutita gris oscuro y arenisca. La microfauna, compuesta de foraminíferos planctónicos, calpionélidos, foraminíferos bentónicos, ostrácodos y radiolarios calcificados, es típica de ambientes neríticos exteriores a pelágicos. Monreal y Longoria (1999) le asignan un rango del Aptiano superior al Albiano medio.

FORMACIÓN ESPINAZO DEL DIABLO

Ésta es una unidad característica y bien expuesta en el área de Lampazos. Alcanza su máximo espesor, de 400 m, en la sierra Espinazo del Diablo, y su mínimo espesor, de 115 m, en la sierra Los Azules. En la primera sierra, la parte basal consiste en caliza de color gris claro de 15 m de espesor, con caprínidos, requiéndidos y corales coloniales, la cual lateralmente gradúa a *wackestone-packstone* con orbitolínidos-miliólidos; encima de esta caliza, se encuentra una lutita calcárea de 25 m de espesor con interestratificaciones de caliza microcristalina-*wackestone* con los corales *Montlivaltia* sp., *Cladophyllia furcifera* Roemer, *Myriophylla* sp. y bivalvos, gasterópodos y equinodermos bien conservados. Encima de esta secuencia, están presentes pares de *wackestone-packstone* en estratos delgados a medianos de 50 a 80 m de espesor, interestratificados con espesores similares de lutita verde masiva y limolita y arenisca de grano fino, en estratos de 30 cm de espesor. La parte más alta de la formación consiste en caliza masiva de 30 m de espesor, con una facies similar a la caliza basal. Incluye corales masivos como *Columncoenia* sp.

En la parte norte-central del área de Lampazos, en el cerro Encinal, la Formación Espinazo del Diablo tiene 150 m de espesor y consiste en una estructura

biohermal de 120 m de espesor que contiene rudistas, corales coloniales (*Stylosmilia* sp., *Thamnasteria* sp.), briozoarios, gasterópodos (*Nerinea* sp., *Actaeonella* sp.) algas y foraminíferos. La parte superior de la formación consiste en caliza arcillosa en estratos delgados a medianos con espesores máximos de 30 m.

FORMACIÓN NOGAL

Ésta es la unidad más superior de la secuencia de Lampazos, la cual gradúa lateralmente a la Formación Los Picachos. La Formación Nogal se divide en tres miembros de abajo hacia arriba:

Miembro 1

Esta unidad consiste en una interestratificación de lutita gris oscuro, masiva; arenisca de grano fino, de color pardo oscuro en estratos delgados y, en menor cantidad, caliza arenosa y arcillosa de ostreas, rojo parduzco, en estratos delgados. Tiene 190 m de espesor, y presenta una fauna bien conservada de gasterópodos y bivalvos.

Miembro 2

Este miembro está compuesto de caliza biohermal de rudistas-algas-orbitolínidos que varía en espesor desde 10 hasta 70 m. Está cubierto por una *wackestone* gris claro, en estratos delgados a medianos; lutita gris oscuro, masiva, interestratificada con arenisca de grano fino en estratos gruesos y lentes de *wackestone-packstone* arcillosas de ostreas y gasterópodos. La cima del miembro 2 está constituida por un estrato de 3 a 5 m de espesor de *wackestone-packstone* de rudistas y corales con *Texicaprina vivari* (Palmer) y *Caprinuloidea* sp.

Miembro 3

Este miembro tiene un espesor de 230 m y está compuesto de secuencias interestratificadas de lutita masiva de color pardo rojo oscuro a amarillento, arenisca de grano muy fino en estratos delgados y caliza arcillosa azul claro a amarillento, en estratos delgados, que contiene una fauna bien conservada y abundante de amonites, bivalvos, equinodermos y gasterópodos.

FORMACIÓN LOS PICACHOS

Esta unidad alcanza 950 m de espesor y está bien expuesta en la parte sudoriental del área de Lampazos. Consiste en 150 a 200 m de una interestratificación continua de caliza microcristalina arcillosa de peloides-miliólidos en estratos delgados, caliza microcristalina-wackestone azul claro de calciesferas-gasterópodos en estratos delgados y lutita masiva gris a amarillenta.

En la sierra Los Chinos, 30 km al noreste de Sahuaripa, Monreal et al. (2001) dividieron esta formación en tres unidades: en la base, un conglomerado compuesto por fragmentos de caliza de tamaño muy diverso, hasta más de 25 cm de diámetro, clastos de areniscas y pedernal en una matriz arenosa, intercalados con areniscas y estratos de lutitas. Algunos fragmentos de caliza incluyen rudistas, gasterópodos y moluscos.

La parte media de la formación consiste en calizas con rudistas y orbitolinas, lutita, conglomerado y arenisca. La parte superior está compuesta de caliza masiva con rudistas, gasterópodos y moluscos, calizas delgadas y areniscas. El espesor de esta secuencia es de 300 m. Los foraminíferos planctónicos (*Hedbergella* y *Favusella*) y calpionélidos (*Colomiella* sp.) indican que esta formación pertenece al Albiano medio-Albiano superior.

FORMACIÓN LA MESA

En la porción sudoriental del área de Lampazos, aflora una secuencia de 145 m de espesor que consiste en caliza de ostreas de color pardo amarillento masiva o en estratos gruesos, arenisca de grano fino y lutita masiva gris a pardo amarillento. Esta unidad se encuentra en contacto estructural con las Formaciones Los Picachos y Nogal y, según Scott y González-León (1991), no está relacionada, paleontológica ni litológicamente, con alguna otra formación en el área.

BIOESTRATIGRAFÍA Y CORRELACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LA SECUENCIA DE LAMPAZOS

Los microfósiles y megafósiles reportados por Scott y González-León (1991), junto con los moluscos reportados por González-León y Buitrón (1984) y Herrera

et al. (1984), permiten el reconocimiento del Aptiano. La secuencia de Lampazos puede correlacionarse con otras secciones de la depresión de Chihuahua (Monreal, 1995; Monreal y Longoria, 2000b).

La zona de *Dufrenoyia justinae* (Hill), que marca el techo del Aptiano temprano (Barragán y Maurrasse, 2008), se reconoció en la Formación Agua Salada. También, se encontró *Chelonicerias* sp. que es índice del Aptiano medio e *Hypacanthoplites* sp., que es marcador del Aptiano tardío. Esta zona de conjunto es característica y se encuentra ampliamente distribuida (Young, 1974; Scott y Kidson, 1977). Se encuentra en la Formación La Peña (Barragán y Maurrasse, 2008), el Miembro Otates de la Formación Tamaulipas, la Formación Pearsall, la Caliza Cow Creek y en la parte inferior de la Formación Mural en Arizona.

Los foraminíferos bentónicos identificados también conforman taxa diagnósticos de edad en el área de Lampazos. *Palorbitolina lenticularis* (Blumenbach) en la Formación El Aliso identifica la zona de *P. lenticularis* de Moullade et al. (1985) del Barremiano superior-Aptiano inferior. Aunque este es el primer reporte de *P. lenticularis* en la provincia Caribe, también se encuentra presente en la Formación Sligo en Texas, sugiriendo una posible correlación de la Formación Los Alisos con esa unidad y sus correlativas.

González-León y Buitrón (1984) reportan *Orbitolina texana* (Roemer) en la Formación Lampazos; sin embargo los especímenes colectados por Scott y González-León (1991) no revelaron el aparato embrionario diagnóstico. De cualquier forma, el reporte de los autores primeramente mencionados es bastante consistente con el rango de estas especies en otros lugares de la costa del Golfo de México. *O. texana* es característica de la Formación Glen Rose del Albiano inferior y sus equivalentes como la Formación Mural (Scott, 1987; Scott y Kidson, 1977).

AMBIENTES DE DEPÓSITO DE LA SECUENCIA DE LAMPAZOS

Dos rasgos sedimentológicos interesantes del Cretácico Inferior en el área de Lampazos son: Primero, la presencia de lutita negra combinada con pedernal, radiolarios y amonites, que sugiere un depósito en una cuenca profunda. Un rasgo muy distintivo es la sedimentación

rítmica en estratos uniformemente delgados y alternados, y el color negruzco que sugiere una composición carbonosa, probablemente producto de un ambiente anóxico, propio de un medio relativamente profundo. La sección expuesta en el arroyo Chipajora de la sierra Los Chinos que Monreal y Longoria (2000b) describen como una secuencia de arenisca y lutita, presenta características que sugieren un depósito de turbiditas. Y segundo, la identificación inequívoca de olistolitos que definitivamente involucran sedimentación de flujos por gravedad a una profundidad importante dentro de la misma cuenca.

GEOLÓGIA ESTRUCTURAL

El Cretácico Inferior en la región de Lampazos-Sahuaripa-Arivechi forma pliegues volcados y fallas de cabalgadura kilométricas, además de fallas normales que ocurrieron, por lo menos, en dos episodios. Se puede observar diferentes facies dentro de las Formaciones Agua Salada, Nogal y Los Picachos donde sus afloramientos están separados por las fallas El Aliso y Encinal. La falla normal El Aliso tuvo desplazamiento lateral durante la deformación Laramide, y la falla Encinal es una falla de cabalgadura. La yuxtaposición de diferentes secuencias es probablemente el resultado de desplazamientos a lo largo de estas fallas.

Monreal et al. (2001) señalan que la Formación Los Picachos descansa en discordancia sobre la Formación Lampazos, ya que la Formación Espinazo del Diablo no se observa. Los clastos calcáreos del conglomerado de la Formación Los Picachos presentan una gran similitud con las calizas de la Formación Espinazo del Diablo. Ellos concluyen que al final del Albiano el depósito en ambientes marinos someros se ve interrumpido por un evento tectónico que produjo la erosión de sedimentos carbonatados de la Formación Espinazo del Diablo. Los clastos resultantes de esta erosión fueron transportados a corta distancia dentro del mismo ambiente marino somero. Este evento puede representar reactivación de fallas de desplazamiento horizontal al final del Albiano, relacionada con transpresión tectónica. Las estructuras de compresión en Los Chinos es muy similar a la deformación de la misma edad en Chihuahua, Coahuila y Nuevo León.

Según Monreal (1995), Monreal y Longoria (2000b) y Monreal et al. (2001) la secuencia estratigráfica de Lampazos está relacionada paleogeográfica y paleotectónicamente con la franja tectónica de Chihuahua, y la consideran como la extensión más occidental del antiguo Golfo de México. De igual forma, las rocas del Cretácico Inferior de la sierra Los Chinos, al noreste de Sahuaripa, están relacionadas con las rocas del área de Lampazos, este de Sonora, y por lo tanto con la estratigrafía de Chihuahua (Monreal y Longoria, 2000a).

III. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO

Durante el Jurásico Medio, la placa Farallón se hundía por debajo del margen suroeste de la placa Norteamericana. Esta subducción originó un arco magmático con orientación noroeste, a lo largo del margen continental de Norteamérica (Tosdal et al., 1989; Dickinson, 1989).

En el período comprendido entre el Jurásico Medio más tardío y el Jurásico Tardío, el vulcanismo se intensificó, principalmente en el sur de Arizona y el norte de Sonora. Algunas rocas volcánicas fueron retrabajadas para formar sedimentos clásticos inmaduros. Algunos *stocks* subvolcánicos e hipabisales comagmáticos y diques y plutones epizonales intrusieron sus rocas volcánicas contemporáneas (secuencia Artesa de Tosdal et al., 1989).

La mayor parte del movimiento sinistral de la hipotética megacizalla Mojave-Sonora ocurriría durante el Jurásico Tardío, entre 156 y 146 Ma (Silver y Anderson, 1983; Anderson y Silver, 1979). Los efectos de este supuesto gran fallamiento a rumbo en la estratigrafía precedente aún quedan por demostrarse.

En el extremo meridional de Arizona, prácticamente colindante con la parte septentrional de Sonora, durante el Jurásico Tardío y el Cretácico Temprano ocurrió actividad volcánica discreta, indicada por la presencia de clastos volcánicos en las areniscas del cerro Whitcomb en las montañas Sierrita, en la Formación Temporal y en la Formación Bathub, y en el Conglomerado Glance en las montañas Huachuca (Hayes, 1970a).

En el Cretácico Temprano, la subducción por debajo del noroeste de México se evidencia por vulcanismo y plutonismo contemporáneos (Silver et al., 1975; Clark et al., 1978; Gastil et al., 1978; Gastil, 1985; Clark, 1987) empezando en la Baja California actual, hace alrededor de 130 Ma, y progresando hacia el este de Sonora hace 60 Ma (Meinert, 1980). Este vulcanismo era más máfico que el vulcanismo del Jurásico más temprano y consistió principalmente de tobas y flujos andesíticos intrusionados por grandes plutones singenéticos de diorita a monzonita de cuarzo. Estos plutones son abundantes en Sonora (Anderson y Silver, 1974) y en numerosas localidades están asociados con metamorfismo de contacto y *skarns* de cobre o tungsteno.

III.1 RELACIONES ENTRE LA DEPRESIÓN DE CHIHUAHUA Y LA CUENCA BISBEE

En el aspecto de la geología sedimentaria, la evolución del norte de México durante el Mesozoico tardío está íntimamente ligada a la apertura del Golfo de México (Hayes, 1970b; Rangin y Córdoba, 1976; Dickinson y Coney, 1980; Anderson y Schmidt, 1983; González-León y Jacques-Ayala, 1990). Durante el Jurásico Medio, una cuenca marina se formó cuando la porción suroeste del cratón Norteamericano se fragmentó debido a *rifting* (Bilodeau, 1979, 1982; Mack, 1987). Esta cuenca avanzó desde el actual Golfo de México hacia el noroeste de México sobre corteza continental (Lawton y Dickinson, 1999). Este brazo marino recibe diferentes nombres de acuerdo a su posición geográfica: cuenca Sabinas, depresión de Chihuahua, mar o cuenca Bisbee y cuenca McCoy, esta última en el suroeste de Arizona y sureste de California (Dickinson, 1989; Dickinson y Lawton, 2001b). Diferentes autores infieren que la deformación extensional, la cual penetró en el bloque continental por una distancia de aproximadamente 1,750 km desde la bahía del río Grande en el margen del Golfo de México, se generó por el *roll-back* de una placa que se hundía en el manto por debajo del arco continental cordillerano (Lawton y McMillan, 1999; Dickinson y Lawton, 1999, 2001a). Esta explicación para el evento de *rifting* es especulativa pero la existencia de una franja de *rift* incluyendo la cuenca

Bisbee es un hecho incontrovertible. El Grupo Bisbee se depositó en el extremo noroeste de la depresión de Chihuahua.

La cuenca Bisbee, con dimensiones generales de 300 km por 400 km, ocupa el segmento central de la conexión de *paleorift* resultante entre las provincias Cordillerana y del Caribe (Rangin, 1982; Dickinson et al., 1986). El paleoalto Mogollon del centro de Arizona y su extensión sudoriental a lo largo del levantamiento tectónico Burro de Nuevo México, formó un margen de *rift* prominente que flanqueaba la cuenca Bisbee en su lado norte. El margen del *rift* yacía a lo largo de la dirección tectónica del Cretácico Inferior con las plataformas Diablo y Burro al noreste de la depresión Chihuahua y de la cuenca Sabinas, respectivamente.

III. 2 INTERPRETACIONES ESTRATIGRÁFICAS Y TECTÓNICAS PARA EL CRETÁCICO INFERIOR

En el extremo sureste de Arizona y en el extremo suroccidental de Nuevo México, el Grupo Bisbee en el núcleo de la cuenca Bisbee, muestra una estratigrafía que tiene dos elementos clave: (1) un conglomerado basal marcadamente diacrónico, el Conglomerado Glance de Arizona y Sonora y (2) un intervalo marino de caliza del Aptiano-Albiano intercalado a la mitad del relleno de la cuenca que está compuesto de estratos clásticos no marinos a marginalmente marinos, la Formación Mural.

El Conglomerado Glance basal es un depósito sintectónico que localmente varía en espesor en órdenes de magnitud (desde 10 hasta 2,000 m). El conglomerado más grueso está conservado dentro de *grabens* y semi-*grabens* remanentes, con secciones más delgadas cubriendo *horsts* y bloques inclinados adyacentes. Las secciones más antiguas del Glance subyacen a estratos fosilíferos del Jurásico Superior, aunque intervalos más jóvenes del Glance están separados de calizas del Aptiano-Albiano del Grupo Bisbee por breves secciones de estratos ricos en lutita del Cretácico Inferior que localmente apenas alcanzan de 10 a 20 m de espesor.

Las rocas volcánicas de un conjunto ígneo bimodal asociadas con el *rifting* de arco localmente subyacen y, en determinados sitios, están intercaladas con

el Conglomerado Glance o cubren estratos marinos del Jurásico Superior. El intervalo del Conglomerado Glance que localmente se interdigita con estratos suprayacentes del Grupo Bisbee, se infiere que varía en edad del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano.

González-León y Lucas (1995) propusieron que la Formación Cerro de Oro sea el primer depósito transgresivo de los tres eventos de transgresión-regresión registrados en la porción sonorense de la cuenca Bisbee. Sin embargo, la transgresión marina máxima en la cuenca Bisbee está registrada por la Formación Mural y la Formación U-Bar en Nuevo México (Hayes, 1970b). Esta transgresión ocurrió durante el Aptiano-Albiano; las porciones marinas del Grupo Bisbee y rocas correlacionables se acumularon en un mar epicontinental marino (Nations, 1989). Parches arrecifales localizados de corales, algas y rudistas de la parte superior de la Formación Mural se desarrollaron sobre paleoaltos estructurales residuales sumergidos durante los niveles máximos del mar (Hayes, 1970b; Monreal, 1989).

Durante el Cretácico Temprano más tardío, la mayor parte de la cuenca Bisbee estuvo ocupada por una planicie aluvial que drenaba hacia la depresión de Chihuahua (Dickinson et al., 1989). Un basculamiento general hacia el noreste sucedió durante el Albiano tardío y el Cenomaniano temprano, tal como está representado por rocas equivalentes al Grupo Washita de Texas (Hayes y Drewes, 1978). Durante ese tiempo, la sedimentación aparentemente cesó tanto en el extremo sur de Arizona como en Sonora (Rangin, 1982), y los mares se extendieron por la mayor parte de Nuevo México y en el oriente de Arizona (Hayes, 1970b). La sedimentación marina se reanudó breve y parcialmente durante ese tiempo en el suroeste de Nuevo México, como está registrado por los fósiles marinos de edad Washita en la parte superior de la Formación Mojado de Zeller (1965) en el área de las montañas Big Hatchet (Hayes, 1970a).

Durante casi todo el Turoniano, las condiciones permanecieron supuestamente igual que durante el Albiano tardío y el Cenomaniano, cuando los mares cubrieron una buena parte de Nuevo México y el noreste de Arizona mientras que el sureste de Arizona y Sonora permanecieron emergentes (Hayes, 1970b).

Es probable que el mar de Bisbee tuviera conexión con el océano Pacífico a través del sur de Arizona y norte de Sonora como lo atestiguan los fósiles marinos de afinidad Pacífica identificados por Stoyanow (1949) en la montañas Mule, Arizona, y en la región de Caborca-Santa Ana (Popenoe et al., 1960; Jacques-Ayala, 1993). Dos especímenes de *Trigonia mearnsi* fueron colectados en los cerros Pima, 15 km al oeste de Santa Ana, noroeste de Sonora, donde la Formación Mural aflora con un rumbo general este-oeste.

Una nueva perspectiva de la evolución geológica del norte de Sonora fue presentada por McKee (1991), McKee et al. (1991) y McKee y Anderson (1998) quienes postularon la cuenca Sonora (Fig. 2), un depocentro diferente de la Cuenca Bisbee, la cual ocupaba el noreste de Sonora durante el Cretácico Temprano más tardío. Las secuencias sedimentarias depositadas en la cuenca Sonora son correlacionables con el Grupo Bisbee y las interpretaron como alóctonas, de origen pelágico y resedimentadas por deslizamiento de masas por flujos por gravedad. El límite norte de la cuenca Sonora definiría el margen de plataforma Bisbee.

III. 3 HIPÓTESIS DEL ALTO CANANEA

La resedimentación antes mencionada, así como el origen de un plegamiento volcado y con vergencia hacia el suroeste, se atribuye a un levantamiento tectónico hipotético llamado Alto Cananea (McKee y Anderson, 1998; Rodríguez-Castañeda, 2002), anteriormente llamado Isla Cananea por McKee et al. (1991). Este alto estaría localizado entre la parte continental de Norteamérica y la hipotética traza NW-SE de la megacizalladura Mojave-Sonora.

Bergmann et al. (1993) estudiaron tres deslizamientos de masas compuestos de rocas correlacionables con el Grupo Bisbee del sur de Arizona, al este de Naco, Sonora. El mismo marco de resedimentación fue documentado por McKee et al. (1993) en la Sierra Anibácachi y los Montes Cánova, al suroeste de Agua Prieta. En esos lugares las Formaciones Morita, Mural y Cintura fueron resedimentadas por debajo de la base del oleaje de tormenta y fueron estructuralmente duplicadas por deslizamiento por gravedad sobre una pendiente submarina hacia el noreste. Son comunes las

fallas de bajo ángulo con desplazamiento inverso reducido, similares a las que se encuentran en las montañas Mule, Arizona. Estos investigadores advirtieron que las estructuras de deslizamiento por gravedad podrían conducir a interpretaciones erróneas sobre la geología estructural en áreas cercanas.

McKee et al. (1994) encontraron en la franja entre Bisbee, Arizona y Nacozari, Sonora, plegamiento, duplicación de unidades estratigráficas, clivaje y deformación que parecía relacionada con regímenes de compresión y extensión. Sin embargo, esta relación no es real puesto que la cartografía demostró que estos rasgos correspondían a un levantamiento tectónico limitado por fallamiento de alto ángulo y estructuras de bajo ángulo dominadas por gravedad e inversión tectónica que originó plegamiento y fallamiento local inverso.

Otro argumento presentado por estos autores, para sustentar la hipótesis del Alto Cananea, es la aparente ausencia de rocas del Grupo Bisbee en una región alargada en sentido noroeste-sureste. La margen sur de este corredor estaría localizada al norte de Arizpe y Nacori Chico, y la margen norte iría desde el este de Nogales hasta la sierra de Anibáachi en el sureste. En cambio, Jacques-Ayala (1993) argumenta que esta región está caracterizada por batolitos del Terciario, rocas volcánicas y fallamiento de gran escala con abanicos aluviales gruesos, y que por lo tanto la aparente ausencia del Cretácico Inferior se relaciona con estos fenómenos o a la erosión durante el Cretácico Tardío, más que debido a un alto paleogeográfico.

Por otro lado, Rodríguez-Castañeda (1999) propuso un régimen de tectónica de extensión que originó el deslizamiento por gravedad del bloque estructural del cerro El Vigía, al noreste de Banámichi. Este bloque deslizado incluye rocas del Precámbrico, Paleozoico y Cretácico Inferior con un espesor estimado de 10 a 15 km. El transporte tectónico fue estimado en 40 km, por lo menos, basado en el desplazamiento de litologías de facies del Paleozoico que ocurre en el batolito de Aconchi en el centro de Sonora. La validez de un desplazamiento tan grande es cuestionable tomando en cuenta el ligero basculamiento actual de la secuencia del Cretácico Superior. Igualmente, no hay evidencia directa de la edad de este deslizamiento.

III.4 PALEOGEOGRAFÍA Y EVOLUCIÓN GEOLÓGICA DURANTE EL CRETÁCICO TEMPRANO EN EL ORIENTE DE SONORA

En cuanto a la parte oriental de Sonora, Monreal y Longoria (2000b) describieron en detalle la estratigrafía del Cretácico Inferior del área de Lampazos. Ellos propusieron un mecanismo de transporte para la secuencia carbonatada de Lampazos desde el centro de Chihuahua hasta su posición actual en el este de Sonora, por medio de un modelo hipotético de transpresión; el mecanismo pudo haber sido fallamiento a rumbo. Este estudio consideró el origen de las rocas carbonatadas del Cretácico Inferior y secuencias correlacionables en Sonora como aquéllas de la plataforma de Chihuahua, así como en Banco Lucero y Aldama. Ellos propusieron que el estilo de deformación en Lampazos es muy similar al estilo de transpresión tectónica de Chihuahua.

En la región de Arivechi se ha propuesto un régimen tectónico compresivo hacia el final del Cretácico Temprano o inicios del Cretácico Tardío. En esa región Minjárez-Sosa (1991) propuso el cabalgamiento de una secuencia andesítica del Jurásico Superior sobre rocas siliciclásticas con amonites del Jurásico Tardío y sobre conglomerado polimíctico, arenisca, lutita y lodolita del Cretácico Inferior. A su vez, todas estas secuencias estarían cabalgadas por unidades calcáreas y siliciclásticas del Paleozoico superior.

IV. ESTRATIGRAFÍA DEL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO

IV.1 ESTUDIOS GEOLÓGICOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR-PALEOCENO EN SONORA

Las rocas sedimentarias del Cretácico Superior en la parte nororiental de Sonora han sido estudiadas intermitentemente a lo largo de varias décadas. Taliaferro (1933) describió al Grupo Cabullona del Cretácico Superior (Tabla 1) y lo dividió en cinco formaciones: Snake Ridge, Areniscas Camas, Lutita Packard, Capas Rojas Superiores y Toba Riolítica. Estas unidades consisten en arenisca, lutita, conglomerado, lodolita carbonatada y toba riolítica depositadas en ambientes fluviales, lacustres y continentales. En ellas, se identificó gasterópodos, pelecípodos, foraminíferos y huesos de dinosaurio del Cretácico Tardío. Almeida y Martí-

nez (1982) llevaron a cabo un estudio palinológico en la cuenca Cabullona, al suroeste de Agua Prieta, que mostró que el Grupo Cabullona tuvo un origen lacustre y que de acuerdo a los palinomorfos encontrados en la Formación Corral de Enmedio, su edad era Campaniano-Maastrichtiano. Estudios estratigráficos más detallados con objetivos de exploración por carbón fueron realizados por la Comisión Federal de Electricidad (1983) en el noreste de Sonora, principalmente en la cuenca Cabullona.

González-León (1994a) renombró a tres unidades del Grupo Cabullona, quedando la secuencia de abajo arriba de la siguiente manera: Formación Corral de Enmedio, Areniscas Camas, Lutita Packard, Formación Lomas Coloradas (Figura 16) y una unidad equivalente lateral de las dos últimas formaciones, el Conglomerado El Cemento.

Lucas y González-León (1990), González-León et al. (1993), González-León (1994a), Lucas et al. (1995) y González-León y Lawton (1995) también realizaron estudios concernientes a la estratigrafía, paleontología y sedimentología del Grupo Cabullona. Los ambientes de depósito interpretados para el Grupo Cabullona incluyen depósitos lacustres someros con una fauna rica en invertebrados y vertebrados y flora fósil, ríos meándricos y trezados, un sistema deltaico y abanicos aluviales.

Lucas et al. (1995) llevaron a cabo un estudio paleontológico del Grupo Cabullona, descubriendo nuevas especies de gasterópodos y pelecípodos, y describieron otros fósiles no reportados antes, tal como los dinosaurios *Albertosaurus*, Hadrosauridae y Ceratopsidae. Ellos refinaron la edad de esta unidad como del Campaniano tardío-Maastrichtiano, y más importante, concluyeron que todos los fósiles vivieron en ambientes terrestres o de agua dulce.

Valentine (1936) hizo un estudio geológico del área de Cananea, que por primera vez pone énfasis en la estratigrafía y petrología como marco para la mineralización por metamorfismo de contacto y de tipo cobre porfídico. Wodzicki (1995) estudió el magmatismo larámido y la mineralización en el distrito de Cananea. Mulchay y Velasco (1954) mencionaron afloramientos de lutitas del Cretácico cubiertas por rocas volcánicas en el norte-centro de Sonora, en el área de la sierra San Antonio.

Por medio de la interpretación de imágenes de satélite, Bennett (1993) describió de manera general la estratigrafía del distrito aurífero Santa Teresa, ubicado a 40 km al suroeste de Cananea. Este estudio incluyó la descripción, entre otras unidades, de una interestratificación de conglomerados y areniscas que atribuyó al Conglomerado Glance pero que ahora sabemos corresponden a la formación El Tuli del Cretácico Superior. Su investigación tuvo como principal propósito encontrar guías estratigráficas y estructurales para la mineralización de oro en la región.

La formación El Tuli fue descrita sucintamente por Calmus y Radelli (1987) cerca del rancho Téguachi, al noroeste de Sinoquipe, aunque todavía sin darle un nombre a esta unidad. Rodríguez-Castañeda (1994) la describió con más detalle y le asignó informalmente su nombre, en un sitio ubicado al oeste del rancho El Tuli, en el municipio de Banámichi, aproximadamente a 150 km al noreste de Hermosillo. Otros sitios donde se ha identificado esta formación son a lo largo de los arroyos Zatecona y Motepori, al noroeste de Banámichi, y alrededor del rancho Téguachi en el cerro La Cuchilla, a 25 km al noroeste del poblado de Sinoquipe. Esta unidad consiste en conglomerado, toba riolítica, toba arenosa, arenisca, andesita, ignimbrita y caliza con bandas de pedernal, el cual incluye restos fósiles de plantas.

González-León et al. (2000) llevaron a cabo un estudio estratigráfico, petrológico y tectónico entre Arizpe y Bacanuchi, centro-norte de Sonora. Su investigación estuvo apoyada por análisis geoquímicos y geocronométricos en rocas del Cretácico Superior y Paleógeno superior. Tres unidades abarcan los periodos mencionados: el conglomerado Picacho (Cenomaniano-Coniaciano), rocas andesíticas Alcaparros (Campaniano-Maastrichtiano) y rocas volcánicas Las Jarillas (Paleógeno superior). Estas unidades son equivalentes en edad y de litología similar a la formación El Tuli, e incluyen conglomerado, arenisca, flujos andesíticos, brecha volcánica, rocas volcánicas, toba riolítica y flujos de dacita. El ambiente tectónico que prevaleció durante el depósito de estas unidades fue interpretado como un régimen de compresión, el cual corresponde muy probablemente a la deformación regional Laramide durante el Paleógeno.

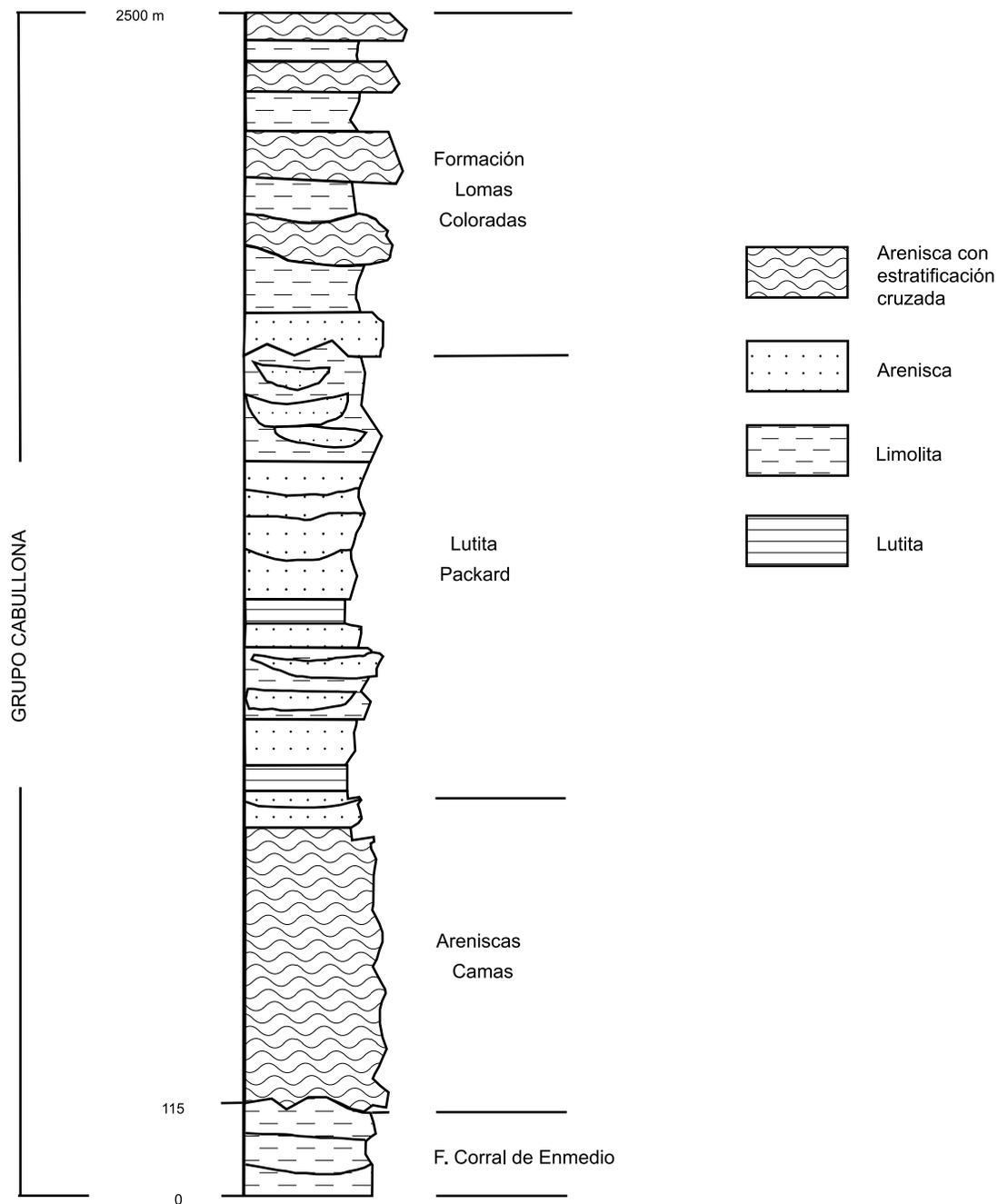


Figura 16. Columna litoestratigráfica compuesta del Grupo Cabullona, noreste de Sonora. Modificada de González-León (1994a).

Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro (1988) describieron la estratigrafía y litología al oriente de Huépac, dentro del cuadrángulo Aconchi. Su principal contribución fue la descripción de la unidad Salto del Álamo, la cual consideraron como del Cretácico Inferior, y que consiste en caliza interestratificada con pedernal en estratos del-

gados, conglomerado, arenisca con lentes de pedernal y andesita afanítica. Posteriormente Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz (1993) y Ricalde-Moreno (1994) reasignaron la unidad al Cretácico Superior al identificar restos de raíces y tallos de palmas en los estratos de pedernal, los cuales se desarrollaron en ambientes lacustres.

Beraldi-Campesi (2000), Chacón-Baca et al. (2002), Beraldi-Campesi et al. (2004) y Beraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz (2005) profundizaron el estudio de microfósiles permineralizados en la misma localidad de Huépac, confirmando la edad de Cretácico Tardío para los estratos de pedernal asignados a la Formación Tarahumara. Entre la gran variedad de fósiles encontrados en esta formación, estos autores describieron microalgas, polen, esporas, conidiosporas, acritarcos y fragmentos de plantas y de artrópodos. El conjunto biótico apoya la interpretación original de un ambiente de depósito lacustre.

Martínez-García y Soots-López (1994) hicieron el estudio estratigráfico y estructural de la hoja Banámichi. En la misma región, al norte de la sierra San Antonio, 40 km al sur de Cananea, García y Barragán (2003) realizó un estudio estratigráfico y sedimentológico de la formación El Tuli del Cretácico Superior. Los conglomerados y areniscas de esta unidad fueron caracterizados petrográficamente, definiéndose una procedencia de arco volcánico disecado y mixto para esta secuencia. Se sugiere la posibilidad de que el origen de la parte clástica de esta formación haya estado ligado a la hipotética existencia del Alto Cananea (García y Barragán y Rodríguez-Castañeda, 1996).

En el área de Cerro de Oro, González-León y Jacques-Ayala (1988) y González-León (1989) describieron la formación La Palma, del Cretácico Superior, como una secuencia sedimentaria que yace discordantemente sobre el Grupo Bisbee. Esta unidad consiste en conglomerado polimíctico en la base; el resto de la unidad es una serie de limolita y arenisca interestratificada con escaso conglomerado polimíctico que hacia arriba se convierte a grano fino. El espesor total es desconocido, aunque se estima en aproximadamente 2,000 m.

En la sierra El Chanate, al noreste de Caborca, Jacques-Ayala (1993; 2000) y Nourse (2001) documentan el plegamiento de estratos del Cretácico. En esa sierra se encuentra una secuencia del Cretácico Superior de casi 3,000 m de espesor, la cual fue plegada formando un sinclinal asimétrico con su plano axial orientado NW-SE con evidencias de haber sido afectado por: (1) cabalgaduras con el bloque de techo moviéndose hacia el noreste; (2) fallamiento normal de bajo ángulo con el bloque de techo moviéndose hacia el suroeste, y (3) una

falla normal de alto ángulo en donde el bloque hundido es la misma sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1993).

En la sierra La Víbora, al sur de Pitiquito, DeJong et al. (1988) describen la secuencia paleozoica (placa superior) en contacto por falla de cabalgadura sobre unas areniscas verdes que asignan al Mesozoico (placa inferior). En las cercanías de esas areniscas, y todavía en la placa inferior, se encuentra una pequeña prominencia en donde afloran rocas muy parecidas al Grupo Bisbee. Hacia el sur, sobre la misma porción topográficamente baja, Keller (1928) reportó la presencia de rocas del Cretácico Inferior.

Más hacia el oriente, al norte de Trincheras, se encuentra una secuencia paleozoica plegada, casi vertical, formando el cerro Arituaba, medida por Stewart y Jacques-Ayala (no publicado). Al norte de ésta, forman una topografía baja, afloran areniscas y conglomerados de cuarcita y volcánicos muy foliados y ligeramente metamorfoseados del Mesozoico. La distribución de ambas unidades, la paleozoica y la mesozoica, indican, sin lugar a dudas, que la primera cabalga sobre la segunda, formando un "klippe". La secuencia sedimentaria foliada no ha sido fechada. Se asigna al Cretácico Tardío porque está al sur y en aparente continuidad estratigráfica con una secuencia no deformada que sobreyace al Grupo Bisbee del Cretácico Inferior.

En otras localidades, como en la sierra de Santa Rosa y en la sierra El Álamo, noroeste de Sonora, aunque el Cretácico Inferior está ausente, el Cretácico Superior sí aflora cubriendo a unidades del Triásico y del Jurásico (Hardy, 1973). En la sierra El Álamo, el Triásico-Jurásico se encuentra cubierto en discordancia angular por una secuencia de brechas volcánicas probablemente del Cretácico Superior. En la sierra Lista Blanca, también en el noroeste de Sonora, la Formación Tren del Paleozoico, está cubierta por un conglomerado de caliza y cuarcita, que a su vez está cubierto por un conglomerado de rocas volcánicas andesíticas, muy semejante a la Formación Anita de la sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 2000).

IV.2 GRUPO CABULLONA

Como ya se ha mencionado, la primera descripción formal de este grupo fue hecha por Taliaferro (1933).

González-León (1994a) reagrupó a las unidades, de más antigua a más joven, de la siguiente forma: Formación Corral de Enmedio, Arenisca Camas, Lutita Packard y Lomas Coloradas. Un equivalente lateral de las dos últimas unidades es el Conglomerado El Cemento. El espesor de la sección medida fue de 2,500 m, aunque ni la base ni la cima de la secuencia afloran (Figura 16).

FORMACIÓN CORRAL DE ENMEDIO

Esta formación consiste en lodolita y limolita abigarradas, arenisca y caliza lenticulares. La lodolita y la limolita ocurren en forma masiva, lateralmente continuas que varían de negro grisáceo a rojo moderado. Localmente, la estratificación no está claramente definida aunque está marcada por intervalos de colores verdes, amarillos, pardos y grises. La bioturbación intensa es común en la secuencia. La base de esta unidad no está expuesta y en consecuencia tiene un espesor incompleto de 115 m.

Las estructuras sedimentarias más comunes en la arenisca son estratificación cruzada a gran y pequeña escala y, menos comúnmente, estratificación cruzada de cuenca (*trough cross-stratification*), superficies de acreción lateral y laminación convoluta. Localmente, los estratos de arenisca están fuertemente bioturbados.

La caliza es abundante en forma de estratos lenticulares incluidos entre la lodolita y la limolita, y raramente se encuentra con estructuras estromatolíticas laminadas u oncolitos en la parte superior de la formación. Interestratificadas en la sección se encuentran intervalos de hasta 7 m de espesor de lodolita y limolita de color rojo, rojo negruzco y púrpura con cantidades menores de lentes delgadas a gruesas de arenisca rojiza. Abundantes nódulos calcáreos y rizolitos están incluidos en la secuencia de lodolita y lutita.

Esta formación es muy fosilífera: ejemplares bien conservados de gasterópodos, pelecípodos, vértebras de peces, huesos de tortuga y ostrácodos son abundantes en los estratos de lodolita y limolita de color gris claro, así como en los nódulos calcáreos y los estratos lenticulares de caliza. Huesos de grandes dinosaurios, particularmente vértebras, se encuentran en todas las litologías, aunque son especialmente abundantes en la lodolita y limolita de colores más oscuros. La madera fósil también es abundante en esta unidad.

Se ha interpretado que la Formación Corral de Enmedio se haya depositado en lagos someros. El clima durante la sedimentación parece haber sido cálido con suficiente lluvia para apoyar la existencia de lagos por períodos largos y sostener una rica variedad de fauna y vegetación. Sin embargo, la superficie del lago o lagos se redujo de vez en cuando, permitiendo la formación de horizontes de suelo con acumulaciones de nódulos calcáreos en los intervalos rojizos a púrpuras de la lodolita y la limolita, cuyo origen se considera como depósitos aluviales. También se interpreta un ambiente deltaico para la interestratificación de limolita, arenisca y caliza en la parte más alta de la formación.

ARENISCA CAMAS

Esta unidad forma dos anticlinales abiertos los cuales están disecados longitudinalmente por los arroyos El Nogalar y El Cemento. La base de la Arenisca Camas cubre en discordancia erosional a sedimentos de grano fino de la Formación Corral de Enmedio, mientras que su parte superior cambia gradualmente al miembro inferior de la Lutita Packard. La sección tipo, al sur del rancho Corral de Enmedio, tiene 620 m de espesor.

Esta formación consiste en arenisca, limolita y lodolita, todas de color gris oscuro a gris claro, con lentes locales de conglomerado, en secuencias que se vuelven de grano fino hacia arriba, de 3 a 18 m de espesor. Estratos de 2 m de espesor de toba blanca a amarilla se encuentran localmente interestratificados con arenisca y limolita. Con base en el tamaño del grano, los conjuntos de estructuras sedimentarias y relaciones geométricas, esta unidad forma tres tipos de facies.

Facies A

Esta facies consiste en conglomerado de grano grueso o de guijarros, lentes de arenisca de 1 a 10 m de espesor en la parte baja de la formación, y hasta de 6 m de espesor en la parte alta de la misma. Clastos de arranque de limolita y lodolita, y nódulos de caliche son abundantes localmente como depósitos remanentes en estructuras de erosión en paleoarroyos. En la parte superior de la formación se encuentran superficies de acreción lateral.

En esta facies es común encontrar fragmentos de fósiles vertebrados y troncos fosilizados de 3 m de largo y 30 cm de diámetro. La superficie inferior de muchos cuerpos de arenisca muestran abundantes icnofósiles de forma cilíndrica en la parte alta de la formación.

Facies B

Esta facies consiste en arenisca de grano fino a grueso y limolita en estratos que varían de muy delgados a gruesos. Son comunes la laminación paralela, estratificación cruzada a pequeña escala y estratificación cruzada de cuenca. Menos abundantes son las laminaciones cruzadas con rizaduras y pequeños lentes calcáreos en arenisca laminada de grano fino.

Facies C

Esta facies consiste en secuencias de 12 m de espesor de lodolita masiva con limolita masiva interestratificadas con estratos delgados de arenisca de grano fino más escasos. Esta facies es muy abigarrada: gris oscuro, gris azulado, rojo grisáceo, verde grisáceo azulado, verde oliva, amarillo verdoso y naranja amarillento. Son comunes los nódulos calcáreos de 5 cm de diámetro de origen pedogénico en la parte inferior de la formación, donde también son abundantes las horadaciones calcáreas y rizolitos. En la parte superior de la formación, esta facies se encuentra fuertemente bioturbada, y localmente con abundantes gasterópodos de concha delgada y pelecípodos.

En la parte inferior de la formación, la geometría interna de la Facies A y su relación con otras facies, indica que estos cuerpos de arenisca de estructura de manto fueron depositados por ríos trenzados, de baja sinuosidad, que transportaban sedimento suspendido y como carga de fondo. La parte superior de la formación se interpreta como depósitos fluviales de ríos del tipo de meandros, indicado por las superficies de acreción lateral dentro de los cuerpos de arenisca y el arreglo de grano fino hacia arriba. Una facies de conglomerado en la parte superior de la Arenisca Camas a lo largo del arroyo El Cemento se interpreta como depósitos cercanos de un sistema trenzado relacionado con el cercano levantamiento de la sierra Anibácachi.

LUTITA PACKARD

Esta formación consiste principalmente de lodolita, limolita y arenisca; su espesor es de 1,070 m, y se dividió en ocho miembros.

Miembro 1

Este miembro consiste en arenisca que varía de pardo claro a pardo rojizo, de grano fino a mediano, fuertemente bioturbada, en estratos delgados a gruesos, transicionalmente cubierta por limolita y lodolita. La arenisca ocurre como lentes de hasta 3.5 m de espesor, con estratificación cruzada de cuenca y laminación paralela. La parte superior de este miembro consiste en una interestratificación en estratos gruesos a masivos de limolita y lodolita, y estratos delgados a gruesos de arenisca de grano fino. Todas las litologías muestran fuerte bioturbación en forma de cilindros de 10 cm de largo y 2 cm de diámetro que cortan a los sedimentos en todas direcciones.

La cima de este miembro incluye gasterópodos, restos de plantas, pelecípodos y ostrácodos en una limolita verde amarillento. Los huesos de dinosaurios son abundantes. El espesor de este miembro varía entre 10 y 40 m. Se interpreta que la base de la formación represente depósitos en la margen de un lago los cuales son transicionales entre los depósitos fluviales de la Arenisca Camas y los depósitos de lago abierto del miembro 2 de la Lutita Packard (Figura 17).

Miembro 2

Este miembro está compuesto de lodolita negro grisáceo laminada, toba volcánica gris amarillento muy delgada, limolita en estratos delgados y una arenisca de grano muy fino, interestratificadas con lodolita laminada. Esta lodolita es rica en fragmentos de plantas fósiles, está bioturbada y se presenta masiva o en estratos de 4 m de espesor. La arenisca se vuelve más abundante hacia arriba de la sección, sus estratos son más gruesos y su grano es de mediano a grueso. Esta arenisca incluye restos pequeños de plantas fósiles, tiene abundantes marcas de surcos y de arrastre y una gran variedad de marcas cónicas. El espesor de este miembro es de 92 m.



Figura 17. Base de un estrato de limolita con polígonos de desecación del miembro 1 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Localización: a 3 km al norte-noreste del Pico de Magallanes, Cuenca de Cabullona, noreste de Sonora.

Se interpreta que la lodolita laminada represente depósitos lacustres formados por debajo del nivel base del oleaje, posiblemente en ambientes anóxicos. Estos depósitos de lago abierto gradúan hacia arriba a una secuencia de frente deltaico distante de turbiditas de grano fino hacia arriba, en estratos delgados, lateralmente continuos, de lodolita y limolita. En la parte superior, los estratos de turbiditas gradúan a grano grueso hacia arriba, a secuencias turbidíticas más cercanas, relacionadas a un sistema deltaico representado por el miembro 3.

Miembro 3

Este miembro consiste, en su parte inferior, de una interestratificación de lodolita, limolita y arenisca. La lodolita varía de muy delgada a gruesa, masiva o laminada, gris oscuro con interestratificaciones de limolita laminada. Se presentan fragmentos de plantas fósiles en la lodolita y la limolita, con estratificación lenticular y de tipo *flaser*. La arenisca es lenticular, varía de estratos delgados a gruesos con fragmentos de plantas

fósiles, clastos de lodolita, deformación convoluta, rizaduras pequeñas y abundantes marcas de fondo (*sole marks*) (Figura 18). En la parte superior de este miembro se encuentran estratos de arenisca con forma de canales de hasta 4 m de espesor que gradúan hacia arriba a grano fino, a limolita. Los depósitos de fondo de ríos en la base de los cuerpos de arenisca están compuestos por arenisca de guijarros de intra- y extracuenca. Las estructuras sedimentarias más comunes son estratificación cruzada plana, de cuenca, laminación cruzada de rizadura, estratos con rizaduras (Figura 19) y deformación convoluta. La anchura de los cuerpos de arenisca alcanza los 200 m. El espesor de este miembro es de 103 m.

Este miembro se interpreta como un sistema complejo dominado fluvialmente y con depósitos de un frente deltaico que crecieron longitudinalmente hacia el interior de un lago. Se interpreta que los cuerpos de arenisca con gradación de grano fino hacia arriba, abundantes clastos de lodolita y contactos abruptos o planos sean barras de bocas distributarias. Los depó-



Figura 18. Estrato de arenisca de grano fino que muestra en su base huellas de corriente. González-León (1994a) interpreta que esta litología es parte de una secuencia de turbiditas que se depositaron en un frente deltaico. Miembro 3 de la Lutita Packard del Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Localización: 4 km al noreste del Pico de Magallanes, Cuenca de Cabullona, noreste de Sonora.

sitos de canales distributarios son reconocidos por la presencia de areniscas muy gruesas canalizadas con gradación normal.

Miembro 4

Está integrado por intercalaciones de arenisca parda o pardo amarillento, limolita, lodolita y caliza arenosa. La arenisca se presenta como lentes de 5 a 50 m de ancho y hasta 1.5 m de espesor, con estratificación cruzada plana y de cuenca. Está cubierta por secuencias de 6 a 7 m de espesor de limolita laminada masiva con estructuras de bola-y-almohada, estratos de caliza arenosa con gasterópodos y lodolita masiva gris oscuro con

abundantes ostrácodos y fragmentos de plantas fósiles. La parte superior de este miembro incluye cuerpos de hasta 6 m de espesor de arenisca con conjuntos de estratificación cruzada plana de gran escala, superficies de acreción lateral y deformación convoluta. Sus cimas terminan abruptamente y están cubiertos por secuencias de hasta 27 m de espesor de limolita masiva gris oscuro a gris oliva, fuertemente bioturbada y con interestratificaciones de arenisca de color pardo rojizo, lenticular y también bioturbada. Algunos estratos de 2 m de espesor y pequeños lentes delgados de caliza con gasterópodos y carofitas ocurren en menor proporción. Los gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos son localmente abundantes en la limolita. Este miembro tiene 160 m de espesor.

Se interpreta los depósitos del miembro 4 como de un ambiente de planicie deltaica. Los canales distributarios meándricos con una gran proporción de avulsión fueron sepultados por sedimentos formados en ambientes de cuenca de inundación, donde también se depositaron areniscas de planicie de inundación por rompimiento del dique natural (*crevasse splay deposits*).

Miembro 5

Este miembro consiste en limolita de color pardo oliva o gris oliva, fuertemente bioturbada con lodolita laminada en menor proporción. También hay lentes delgados de caliza con gasterópodos y pelecípodos, y escasa arenisca de grano fino fuertemente bioturbada. Hay abundantes restos de plantas fósiles en la limolita. En la parte superior de este miembro se encuentran gruesos intervalos de lodolita gris masiva con pelecípodos y ostrácodos, y limolita en estratos delgados a laminados con restos de plantas fósiles. El espesor de este miembro es de 68 m. Los sedimentos de este miembro representan depósitos de abandono de un delta y de transgresión en una cuenca en la que la subsidencia continua resultó en el crecimiento de depósitos lacustres en el delta.

Miembro 6

La parte inferior de este miembro está compuesta de lodolita laminada gris oscuro con intercalaciones de



Figura 19. Arenisca de grano muy fino con rizaduras asimétricas del miembro 3 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Ubicación: 1.5 km al oeste del cerro San Isidro, Cuenca Cabullona, noreste de Sonora.

una toba gris amarillento de menos de 3 cm de espesor. En la parte media de este miembro la lodolita contiene intercalaciones de limolita y arenisca. La limolita varía en color de gris verdoso oscuro a verde amarillento, es masiva y varía de laminar a estratos de 2 m de espesor. Incluye abundantes restos de plantas fósiles. La arenisca es de grano fino, en estratos delgados a medianos y lateralmente continua. Localmente incluye estructuras de carga como las de bola-y-almohada, marcas cónicas, clastos de lodolita y estructuras de deslizamiento de pequeña y gran escala. Este miembro tiene 65 m de espesor.

La litología y estructuras de este miembro son muy similares a las del miembro 2. interpreta que los sedimentos más inferiores correspondan a un ambiente de lago abierto, y que la falta de continuidad lateral de la lodolita laminada indica que el lago fue más somero que el lago precedente del miembro 2. La parte superior de la secuencia representa un ambiente deltaico en el que se depositaron areniscas turbidíticas de distantes a cercanas.

Miembro 7

La base está constituida por cuerpos de arenisca en estratos gruesos, de grano mediano a grueso, lenticulares a lateralmente continuos y ricos en clastos de lodolita, que están interestratificados con lodolita laminada a masiva, limolita en estratos delgados a gruesos con abundantes restos de plantas fósiles y arenisca de grano fino a mediano. En la parte media, la arenisca se vuelve más gruesa y se encuentra intercalada con lodolita, limolita y arenisca de grano fino. Las laminaciones cruzadas de rizadura y la estratificación cruzada de tipo cuenca son localmente abundantes. Las bases de los cuerpos de arenisca son ligera a fuertemente erosivas, y deslizamientos de gran escala están presentes.

En los 100 m superiores de este miembro predominan estratos de 20 m de espesor de limolita masiva a laminar, arenisca de grano fino en estratos delgados y arenisca de grano grueso a mediano en estratos delgados a gruesos. La limolita es de color verde amarillento, verde oliva grisáceo, pardo grisáceo y verde oscuro. Abun-

dantes fragmentos de plantas fósiles forman láminas paralelas en la limolita y la arenisca, y localmente ocurre estratificación tipo *flaser* en la limolita. Localmente se encuentran deslizamientos de gran escala (Figura 20).

Se interpreta que el miembro 7 sea depósitos de un frente deltaico. Las secuencias alternadas de limolita, lodolita y arenisca de grano fino son depósitos distantes de barra, y los cuerpos gruesos de arenisca intraclástica con bases relativamente planas o erosionadas y estratificación cruzada de cuenca, se interpreta que sean canales distributarios. Los intervalos de arenisca son considerados como depósitos deltaicos frontales. La deformación sinsedimentaria que genera estructuras como deslizamientos, son muy comunes en los procesos en el frente de un delta.

Miembro 8

La base está compuesta de arenisca, limolita, lodolita y caliza. La arenisca forma cuerpos lenticulares de hasta 2 m de espesor, en estratos delgados a medianos, con

estratificación cruzada plana y superficies de erosión en sus bases. Estos cuerpos cambian abruptamente hacia arriba a lodolita masiva, localmente carbonosa, y limolita en estratos de hasta 1 m de espesor, o a limolita intensamente bioturbada con arenisca lenticular. En la limolita es común encontrar caliza nodular o lenticular con abundantes gasterópodos.

La parte superior del miembro consiste en limolita de color gris verdoso a pardo amarillento en intervalos de hasta 15 m de espesor con cuerpos intercalados de arenisca de 8 m de espesor. Los gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos son localmente abundantes. La arenisca se caracteriza por tener estratificación cruzada de cuenca, lentes de conglomerado con clastos de lodolita de extracuenca, estratificación cruzada plana y convoluta, laminación paralela y cruzada y estratificación cruzada de rizadura. La anchura de estos cuerpos es de 15 a 100 m. El miembro 8 tiene 253 m de espesor.

Los lentes gruesos de arenisca con bases erosionadas, que localmente gradúan a grano fino hacia arriba, caracterizan a rellenos de canales distributarios.



Figura 20. Estratificación convoluta en una interestratificación de limolita y lodolita del miembro 7 de la Lutita Packard, Grupo Cabullona (Cretácico Superior). Cuenca Cabullona, arroyo Corral de Enmedio, aproximadamente a 9 km al noroeste del rancho del mismo nombre. Fotografía proporcionada por Carlos M. González-León.

Estos canales cruzaban una planicie de inundación que albergaba gasterópodos, pelecípodos y ostrácodos de agua dulce, así como dinosaurios. Ocasionalmente se depositaron sedimentos típicos de inundación por el rompimiento de los diques de los canales distributarios. En suma, se interpreta que los sedimentos de este miembro se hayan depositado en un ambiente de planicie deltaica.

FORMACIÓN LOMAS COLORADAS

El espesor total de esta unidad es de 700 m. Aparentemente esta formación tiene un contacto gradual con el miembro 8 de la Lutita Packard. Esta unidad se dividió en tres facies.

Facies A

Consiste en cuerpos lenticulares de arenisca conglomerática de grano grueso, con espesores que varían de 1 a 15 m y anchuras entre 30 y 250 m. Estas areniscas gradúan a grano fino hacia arriba, y de grano muy grueso (guijarros) a grano mediano en la parte más superior. Los guijarros son principalmente de extracuenca, de hasta 3 cm de diámetro. Las estructuras sedimentarias más comunes incluyen estratificación cruzada de cuenca y plana tabular. Los guijarros están generalmente alineados sobre las superficies frontales de la estratificación cruzada de gran escala. Están presentes superficies de erosión interna, así como deformación convoluta. Huesos fósiles de grandes vertebrados y troncos fósiles se encuentran en estas facies.

Facies B.

Ésta representa menos del 5 % del volumen de esta sección. Consiste en una sucesión de 2 m de espesor de arenisca roja de grano fino, en estratos muy delgados a delgados con bioturbación local e intercalaciones de estratos muy delgados de limolita.

Facies C

Esta facies consiste en una secuencia de 20 m de espesor de limolita de color rojo grisáceo, pardo rojizo y

naranja amarillento, masiva con interestratificaciones locales de estratos muy delgados de arenisca de grano fino. La parte inferior de la sección está integrada por estratos de 4 m de espesor de lodolita rojiza, localmente bioturbada con gasterópodos y ostrácodos. Característico de esta facies son los abundantes nódulos calcáreos de hasta 3 cm de diámetro que aparecen como concentraciones en la limolita de espesores delgados a gruesos. Hay huesos fósiles de vertebrados en toda esta facies. En la parte superior se observa sucesiones de hasta 2 m de espesor de toba de color amarillento grisáceo, de grano fino, en estratos delgados con estratos locales muy delgados de limolita micácea.

Los arreglos graduales continuos de grano fino hacia arriba y de adelgazamiento de estratos hacia arriba son típicos de los sistemas fluviales. La facies A se interpreta como depósitos de relleno de canal de ríos meándricos. El incremento en el tamaño del grano en la parte superior de la formación indica un cambio eventual de ríos meándricos distantes a más cercanos. La facies B se interpreta como depósitos de dique cuando gradualmente cubren a la facies A, o depósitos de planicie de inundación por ruptura de dique cuando se intercalan con los depósitos de cuenca de inundación representados por la facies C.

CONGLOMERADO EL CEMENTO

Esta formación está compuesta predominantemente de ciclos de conglomerados soportados por clastos que gradúan hacia arriba a grano fino, de 20 m de espesor, cubiertos gradualmente o en contacto abrupto por limolita. También se encuentra en la parte inferior y en algunos intervalos de la parte más superior de la unidad, un conglomerado soportado por matriz de guijarros y guijas, en estratos de hasta 2 m de espesor. Los clastos son polimícticos, pobremente clasificados y varían de subangulares a muy bien redondeados, en una matriz de arenisca de grano grueso.

Los estratos de conglomerado son masivos o burdamente estratificados, aunque se observa estratificación cruzada de cuenca y plana. Algunos estratos con estratificación cruzada plana de bajo ángulo se presentan localmente como lentes en los conglomerados. El conglomerado está cubierto gradual o abrupto

tamente por arenisca de grano fino a grueso y/o por limolita arenosa de color gris claro a gris verdoso con restos de plantas fósiles, raíces, gasterópodos y pecípodos. Una sección incompleta midió 790 m de espesor.

Esta formación se depositó en las porciones cercanas o medias de un abanico aluvial con numerosos ríos o arroyos relacionados con el levantamiento de la sierra Anibácachi. Las evidencias de los procesos de flujo de arroyos incluyen la tendencia a graduar a grano fino hacia arriba, la geometría lenticular, las superficies de reactivación, los conglomerados soportados por clastos, su imbricación y la estratificación cruzada de cuenca y plana. El abanico aluvial húmedo se infiere de la cantidad importante de litologías de grano fino y los restos de fósiles.

Los conglomerados soportados por clastos son considerados como depósitos de crecimiento longitudinal corriente abajo y de acreción vertical de capas de carga en ríos trenzados y dominados por gravas. Los conglomerados masivos a burdamente estratificados son depósitos formados por barras longitudinales de relieve bajo en canales; los estratos con estratificación cruzada plana y de cuenca son depósitos formados en barras transversales y rellenos de canales. Se considera que los conglomerados soportados por matriz sean depósitos formados por procesos subaéreos de flujo de detritos. Los sedimentos de grano más fino, como la limolita arenosa, son considerados como depósitos que cubren a los bancos en planicies de inundación, donde se desarrollaron pequeños estanques en las áreas más bajas.

EDAD DEL GRUPO CABULLONA

De acuerdo con los fósiles incluidos en este grupo, la edad del Grupo Cabullona se considera del Cretácico Tardío, entre el Coniaciano y el Maastrichtiano. Los palinomorfos estudiados por Almeida y Martínez (1982) varían en edad entre el Jurásico y el Paleógeno, aunque algunos taxa se restringen al Campaniano-Maastrichtiano. La identificación de *Chara* (un tipo de alga verde) indica una edad Coniaciano-Campaniano, lo que sugiere que la Arenisca Camas no es más joven que el Campaniano (Kietzke et al., 1993).

La Formación Corral de Enmedio y la Arenisca Camas incluyen al palinomorfo *Aequitriradites ornatus*, que tiene un rango en edad desde el Albiano hasta el Santoniano medio. Igualmente, en la Formación Corral de Enmedio y en la Lutita Packard se encontró el palinomorfo *Proteacidites retusus*, que comprende un intervalo desde el Coniaciano tardío hasta el Maastrichtiano tardío.

Las faunas fósiles de invertebrados y vertebrados indican una edad comprendida entre el Campaniano y el Maastrichtiano, de acuerdo a las correlaciones bioestratigráficas con faunas similares, principalmente de moluscos, del Cretácico Tardío en el sur de los Estados Unidos.

IV.3 FORMACIÓN MESA

La primera descripción de esta formación fue hecha por Valentine (1936) en el distrito minero de Cananea. Aunque no tuvo datos para asignarle una edad precisa, las relaciones estratigráficas y estructurales en ese distrito le sugirieron asignar esta formación al Cretácico Superior. Meinert (1982) reportó que una muestra alterada dio una fecha de 67.4 ± 3.4 Ma, utilizando el método K-Ar en roca total. Este autor no señala en qué nivel estratigráfico de la formación se tomó la muestra.

La Formación Mesa cubre en discordancia erosional a la Formación Mariquita. Esta unidad es la roca volcánica más antigua en el distrito, tal vez del Cretácico Inferior, o aun del Jurásico. La Formación Mesa también cubre a la Formación Henrietta, sólo que en este caso es en discordancia angular. La Formación Mesa consiste en tobas y aglomerados estratificados, con lentes de derrames de lava interestratificados cerca de la base. En horizontes más superiores se encuentra un derrame de lava grueso llamado Andesita San Pedro. Un espesor medido por Valentine (*op. cit.*) alcanzó 1,500 m, aunque este autor señala que puede ser más grande debido a que la formación desaparece por debajo de aluviación reciente. En los flancos norte y sur del cerro de Cobre, el estrato basal de la Formación Mesa es un aglomerado grueso que mostró continuidad de un lado a otro del cerro. Este autor dividió informalmente a la Formación Mesa en tres miembros:

TOBAS Y AGLOMERADOS

Los componentes de las rocas volcanoclásticas varían en tamaño desde la arena y limo hasta cantos de varias decenas de centímetros de diámetro. En general, la secuencia gradúa a grano fino hacia arriba, aunque los estratos de textura gruesa y fina se alternan en la secuencia. La estratificación es burda pero todavía identificable; sin embargo, en la fracción gruesa es difícil reconocerla. Se encuentra toda clase de rocas volcánicas aunque predominan la andesita y la traquita.

FLUJOS BASALES

Muchos derrames de lava lenticulares se encuentran cerca de la base de la formación. La composición predominante de estos derrames es de andesita y traquita con una composición similar a la de los fragmentos más abundantes en las tobas; localmente se identifica flujos de riolita. Sin embargo, muchos de estos flujos constituyen una pequeña parte del espesor total de la Formación Mesa.

ANDESITA SAN PEDRO

Este miembro de la Formación Mesa se encuentra al oriente del distrito Cananea. Se presenta como flujos intercalados con el material clástico. Algunos estratos son extremadamente densos y se componen de plagioclasa rectangular en una matriz oxidada teñida con hematita. Otros estratos tienen textura más gruesa y contienen fenocristales de plagioclasa eudral. Los minerales ferromagnesianos son escasos, y las variedades porfíricas gradúan a latitas con una matriz constituida en gran parte por ortoclasa y cuarzo.

IV.4 FORMACIÓN EL TULI

La formación El Tuli es una secuencia vulcano-sedimentaria que varía en espesor entre 750 m y 2 km, que se localiza en la región norte-central de Sonora. Esta secuencia fue descrita por primera vez por Calmus y Radelli (1987) e informalmente nombrada como formación El Tuli por Rodríguez-Castañeda (1994) en las cercanías de Banámichi, Sonora central. En esta área

la base de El Tuli está compuesta de un conglomerado rojo, pobremente clasificado y soportado por matriz con clastos angulosos a bien redondeados de cuarcita (Figura 21). Este conglomerado también incluye, en menor proporción, clastos de *gneiss*, esquisto, granito y toba. El resto de la parte inferior es una sucesión concordante de toba lítica de color gris claro, conglomerado y arenisca interestratificados, aglomerado andesítico, caliza gris y toba lítica. La parte superior de El Tuli consiste en toba de color rojo claro, ignimbrita púrpura y, en menor cantidad, arenisca y conglomerado. Típicamente, los estratos de caliza incluyen horizontes delgados de pedernal con fósiles de raíces de palmas que abarcan en edad del Cretácico Tardío al Paleógeno (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994). El espesor de la formación El Tuli en la localidad de Banámichi promedia 900 m.

En el área del rancho Téguachi, en el cerro La Cuchilla, afloran 750 m de una secuencia compuesta de conglomerado gris parduzco de clastos de cuarcita, toba lítica rojo intermedio, aglomerado andesítico púrpura rojizo pálido, caliza gris oscuro, toba rojo claro e ignimbrita (Rodríguez-Castañeda, 1994). La caliza se presenta en estratos medianos e incluye horizontes de pedernal irregularmente distribuidos. El pedernal conserva raíces y tallos de *Palmae*, una planta de la familia Aracaceae (Ricalde-Moreno, 1994).

Bojórquez-Ochoa y Rosas-Haro (1988) describieron una sección volcanoclástica 14.5 km al noreste de Huépac, en el arroyo Salto del Álamo. Esta sección está compuesta de caliza, arenita arcósica, caliza estromatolítica, andesita porfídica y conglomerado. Tres estratos de pedernal contienen plantas fósiles: un estrato se presenta en el horizonte andesítico y los otros dos en la caliza estromatolítica. Las plantas fósiles son ejes vegetativos de palmas, dos tipos de raíces, un tipo de tallo y restos de flores, frutos y hojas. Ambas localidades han sido estudiadas por el grupo paleontológico encabezado por Cevallos-Ferriz (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994; Cevallos-Ferriz y Ricalde-Moreno, 1995; Hernández-Castillo, 1998; Hernández-Castillo y Cevallos-Ferriz, 1999; Beraldi-Campesi, 2000; Chacón-Baca, 2002; Chacón-Baca et al., 2002; Beraldi-Campesi et al., 2004; Beraldi-Campesi y Cevallos-Ferriz, 2005).



Figura 21. Discordancia angular entre estratos con echado pronunciado de limolita y arenisca de la Formación Dos Naciones del Jurásico Superior y una secuencia con echado bajo de conglomerado de clastos de cuarcita de la formación El Tuli, del Cretácico Superior. Localización: arroyo Zatecona, rancho El Tuli, 18 km al noroeste de Banámichi, Sonora.

Estos trabajos se refieren, en su mayoría, a la Formación Tarahumara como la unidad estratigráfica que incluye a los microfósiles y plantas fósiles arriba mencionados. Sin embargo, otros autores se refieren a esta unidad como formación El Tuli (Martínez-García y Soots-López, 1994; Rodríguez-Castañeda, 1999; 2002; Rodríguez-Castañeda y García y Barragán, 1999; García y Barragán, 2003). Como se explica en el apartado “Edad y nomenclatura de la formación El Tuli” existen argumentos para separar estas dos formaciones.

Al norte y noroeste de la sierra San Antonio, 40 km al sur de Cananea, la formación El Tuli consiste en conglomerado y brecha polimícticos pobremente clasificados, arenisca, limolita y andesita porfídica y afanítica. Notablemente, la parte inferior de esta unidad está compuesta por conglomerado y brecha que incluyen bloques, megabloques y monolitos de caliza del Cretácico Inferior. El rumbo de esta formación en el área estudiada cambia entre NW 45° y NW 80° con echados entre 25° y 65° hacia el SW.

El espesor total de la formación en esta área no se pudo precisar puesto que ni la base ni la cima están expuestas debido a fallamiento y a enmascaramiento por rocas y sedimentos más recientes. El espesor parcial para la formación El Tuli en el área de la sierra San Antonio es de 1,994 m. La formación El Tuli se dividió informalmente en tres miembros: inferior, medio y superior.

MIEMBRO INFERIOR

Éste se compone de arenisca conglomerática cubierta abrupta pero concordantemente por una interestratificación de arenisca rojo grisáceo y limolita rojo oscuro. Aunque el plegamiento y fallamiento son intensos, éstos no parecen haber desplazado en forma importante estas litologías. El resto del miembro inferior está compuesto de conglomerado polimíctico, rojo grisáceo, pobremente clasificado y soportado por matriz. El contacto entre el miembro inferior y el miembro medio es una zona de fallamiento y plegamiento a escala moderada.

MIEMBRO MEDIO

La base de este miembro es una limolita rojo grisáceo en estratos de 6 m de espesor medio. Localmente, una arenisca amarillo claro de grano mediano, forma lentes de 3 m de espesor que se acuña hasta los 10 cm.

El resto de este miembro es una gruesa interestratificación de limolita de color rojo oscuro y arenisca amarillo verdoso a rojo claro, de grano mediano. Esta secuencia tiene variaciones laterales consistentes en cambios de color a tonos grisáceos u oliva, cambios en el tamaño del grano de las areniscas, de fino a muy grueso, y aun a estratos conglomeráticos. En la parte media del miembro medio, se encuentra por primera vez una brecha de pórfido andesítico verde oscuro, con menos de 10 m de espesor. La mayoría de las estructuras sedimentarias de El Tuli se encuentran en este miembro: estratificación cruzada tabular, clastos de arranque de limolita, estratificación gradual normal y estratificación convoluta. Un cambio drástico en el tamaño del grano marca el contacto concordante con la unidad basal del miembro superior.

MIEMBRO SUPERIOR

La mayor parte de este miembro consiste en conglomerado rojo oscuro pobremente clasificado y brecha escasa. Los cuerpos sedimentarios en este miembro varían de masivos a muy gruesos sin estratificación o arreglo interno. Localmente, tales cuerpos muestran estratificación gradual invertida (Figura 22). Los clastos de los conglomerados tienen comúnmente más de 1 m de largo (Figura 23). La mayoría de los bloques deslizados de caliza se halla en este miembro superior. Se identificó 46 de estos cuerpos; un gran número de losas y bloques (*sensu* Blair y McPherson, 1999) se encuentra aleatoriamente distribuido entre los cuerpos conglomeráticos.

En la parte alta del miembro superior hay cuerpos de pórfido andesítico pardo amarillento claro que incluyen cristales de hornblenda verde oscuro de 8 mm de largo en promedio en una matriz afanítica gris oliva. Estos cuerpos están intercalados en la sección sedimentaria. Los espesores de estos cuerpos ígneos pueden tener más de 80 m de espesor.



Figura 22. Clasto de caliza con rudistas de la Formación Mural (Aptiano-Albiano). Este clasto está incluido en el miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior). La estratificación gradual invertida está bien ilustrada por la posición de este clasto de caliza en el conglomerado. Este rasgo es típico de flujos de detritos. Localización: arroyo Los Alisos, 5 km al sureste del cerro Azul, Ímuris, Sonora.



Figura 23. Interestratificación de conglomerado pobremente clasificado y arenisca conglomerática con limolita en estratos delgados en la parte alta del miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior). En la esquina inferior derecha, un canto de caliza de la Formación Mural (Cretácico Inferior) ejemplifica la pobre clasificación en los conglomerados de esta formación. Localización: 4 km al noreste del rancho San Antonio sobre el camino al rancho La Virgen, Arizpe, Sonora.

En la cima del miembro superior de la formación El Tuli se encuentra un conglomerado polimíctico de color rojo oscuro soportado por clastos. En las inmediaciones del rancho San Antonio, en dicho conglomerado predominan los clastos de caliza fosilífera y arenisca de diferentes tipos sobre los de andesita porfídica; en contraste, hacia el poniente, en las cercanías de la mina Santa Gertrudis, predominan los clastos de diferentes tipos de arenisca y disminuyen los clastos de caliza y de rocas volcánicas (Figura 24). Este conglomerado se encuentra en contacto por falla con la Formación Morita, del Grupo Bisbee. Esta falla constituye un rasgo prominente que presenta un rumbo N65°W y que se extiende por más de 90 km. Esta estructura, la falla San Antonio (Rodríguez-Castañeda et al., 2000), cruza en dirección oeste-noroeste, al norte de Arizpe, hasta las inmediaciones del cerro Azul, en la parte norte-central de Sonora.

INTERPRETACIÓN DEL TRANSPORTE DE LOS SEDIMENTOS DE EL TULI

Las características sedimentológicas de la formación El Tuli sugieren que el mecanismo principal de transporte hayan sido flujos subaéreos de detritos y, en forma secundaria, flujos en canales fluviales que varían en tamaño de pequeños a medianos. Algunos de los rasgos típicos se enumera a continuación: estratificación gruesa o pobremente desarrollada, muy pobre clasificación, estratificación gradual inversa y sedimentos de grano muy grueso en una matriz de arena y limo. Los clastos no tienen una geometría uniforme ni tienen una imbricación preferencial. Los flujos de detritos de la formación El Tuli consisten en una mezcla de arena, losas y monolitos, cuyas dimensiones pueden alcanzar varias decenas de metros, tanto de longitud como de espesor.

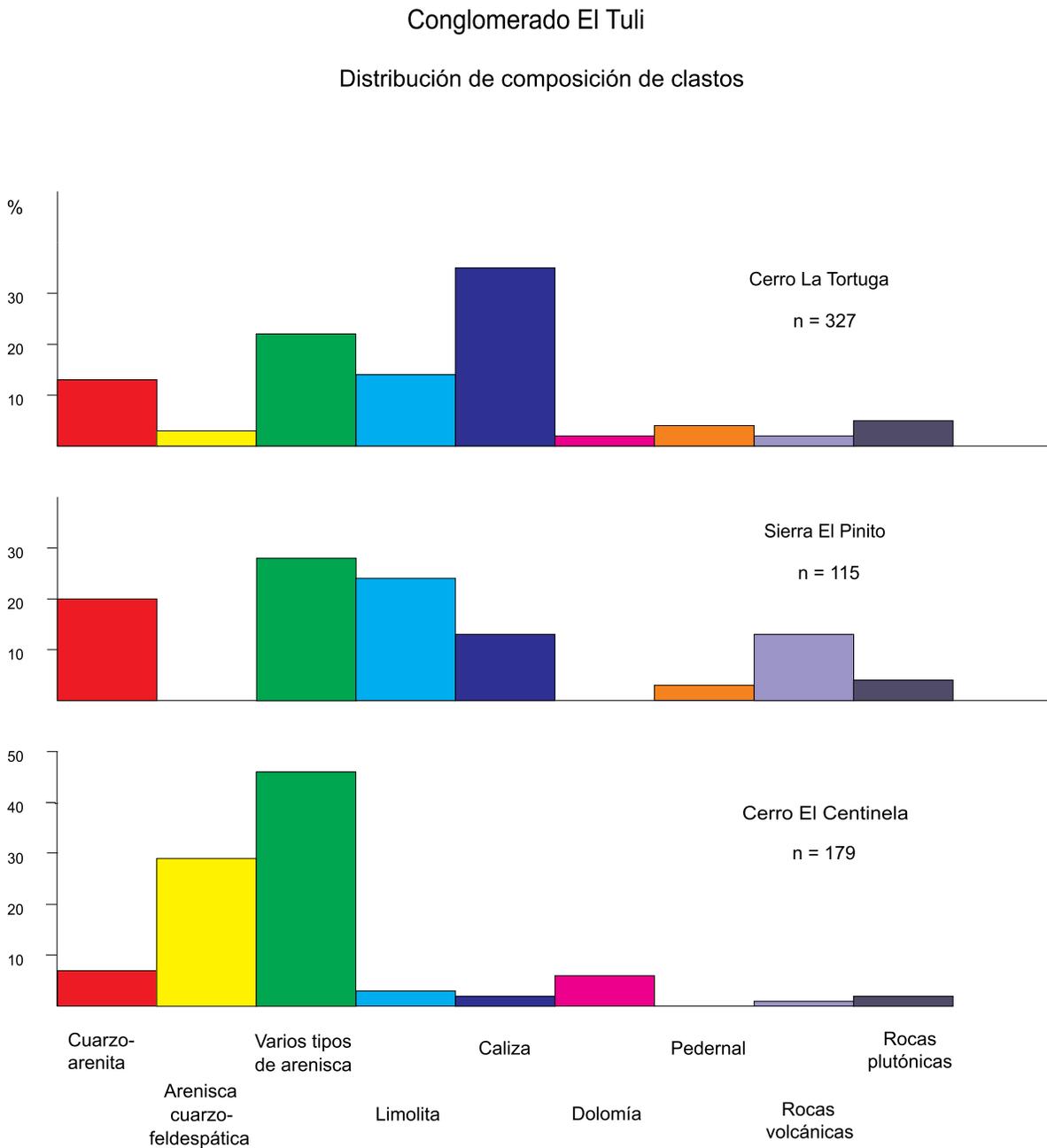


Figura 24. Histograma de la composición de clastos de conglomerados del miembro superior de la formación El Tuli (Cretácico Superior) en tres localidades al noroeste de la sierra San Antonio, Sonora.

AMBIENTE DE DEPÓSITO

La pobre clasificación de los sedimentos, los muy escasos indicadores de paleocorrientes, los relativamente abruptos cambios laterales de espesor de la estratificación y la presencia de un amplio rango de tamaños de clastos en toda el área al norte de la sierra San Antonio,

sugieren que la formación El Tuli se depositó como abanicos aluviales de pie de monte en las faldas de un rasgo topográfico probablemente alto y de gran extensión (Rodríguez-Castañeda, 2002; García y Barragán, 2003).

La interestratificación local, rítmica, laminada de arenisca y limolita con estratificación cruzada de pe-

queña escala sugieren depósito en la porción distante de un sistema aluvial-fluvial. Los pares rítmicos delgados con estratificación cruzada de arenisca y limolita son comunes en depósitos fluviales de inundación.

Las siguientes evidencias no sostienen la interpretación de un ambiente marino:

- El color de los sedimentos es similar al de los lechos rojos: rojo moderado a oscuro, café moderado o café rojizo pálido y, en menor proporción, oliva grisáceo.
- Los sedimentos con estratificación gradual normal están ausentes; se esperaría encontrar este tipo de estratificación si el ambiente de depósito fuera marino, como una pendiente continental.
- No se encontró estructuras sedimentarias primarias, como rizaduras de oleaje, asociadas con ambientes marinos someros.
- Tampoco hay evidencias de turbiditas, como secuencias Bouma ni sedimentos pelágicos que sean indicativos de ambientes marinos.
- No se encontró fósiles de organismos marinos.

En resumen, las asociaciones litológicas, las características físicas y texturales, y el aspecto general de la columna sedimentaria de El Tuli sugieren un ambiente subaéreo de depósito. Por otro lado, las unidades correlacionables en la porción norte-central de Sonora sugieren un evento volcano-sedimentario que cubrió aproximadamente 900 km² cuando menos. Es probable que intensas descargas pluviales de corta duración hayan provocado mecanismos de flujos de detritos durante períodos intermitentes. Los productos de estos flujos fueron depositados sobre las pendientes y al pie de un sistema montañoso prominente, en forma de abanicos aluviales con componentes fluviales menos desarrollados.

Ubicadas en las cercanías de las márgenes del río Sonora, están presentes unidades vulcanosedimentarias correlacionables que incluyen plantas fósiles. Estas plantas son típicas de ambientes continentales y mixtos tales como planicies de inundación, pequeños lagos o lagunas costeras, los cuales formaron el paisaje típico durante el Cretácico Tardío en el norte-centro de Sonora.

NOMENCLATURA Y EDAD DE LA FORMACIÓN EL TULI

La aparente semejanza en litología y edad de la Formación Tarahumara y la formación El Tuli ha creado una confusión que requiere de las debidas aclaraciones y de la recomendación que se conserve los nombres para cada formación por las siguientes razones:

La litología y arreglo estratigráfico de la formación El Tuli y de la Formación Tarahumara son diferentes (Figura 25). La formación El Tuli, que se ha descrito en la porción norte-central de Sonora (Rodríguez-Castañeda, 1994) es una secuencia de conglomerados, areniscas, areniscas volcánicas, brecha y aglomerado andesíticos que en el área del rancho San Antonio no incluye fósiles de ningún tipo (García y Barragán, 2003). Sin embargo, en el área del rancho El Teguachi se encontraron estratos de caliza con capas delgadas de pedernal, el cual incluye restos de plantas fósiles, como raíces de palmeras y hojas de una planta de agua dulce, ambas del Cretácico Tardío (Ricalde-Moreno y Cevallos-Ferriz, 1993; Ricalde-Moreno, 1994).

La Formación Tarahumara se describió originalmente en el arroyo El Obispo y en el arroyo Tarahumara, en las cercanías del río Yaqui, sureste de Sonora (Dumble, 1901a). Esta unidad, que es parte de un arco volcánico, está constituida predominantemente de lava andesítica a dacítica alterada propilíticamente, aglomerado y brecha volcánica, todos de procedencia local, junto con componentes subordinados félsicos piroclásticos (Wilson y Rocha, 1949; Amaya-Martínez y González-Carlos, 1993; McDowell et al., 2001). Un rasgo singular que se encuentra dentro del tercio superior de esta formación es la aparición de intervalos volcánicos delgados con intercalaciones de caliza de agua dulce que incluye plantas fósiles del Cretácico Tardío, que pueden representar pequeñas cuencas de intra-arco en un ambiente continental.

Los estratos fosilíferos de la formación El Tuli y la Formación Tarahumara permiten una correlación tentativa en edad. Inclusive estudios geocronométricos en las dos formaciones resultan en diferencias de edad que pueden ser discutibles. La edad isotópica del tercio inferior de la formación El Tuli es de aproximadamente 76 Ma con base en un fechamiento realizado en una toba riolítica ubicada en la localidad del rancho

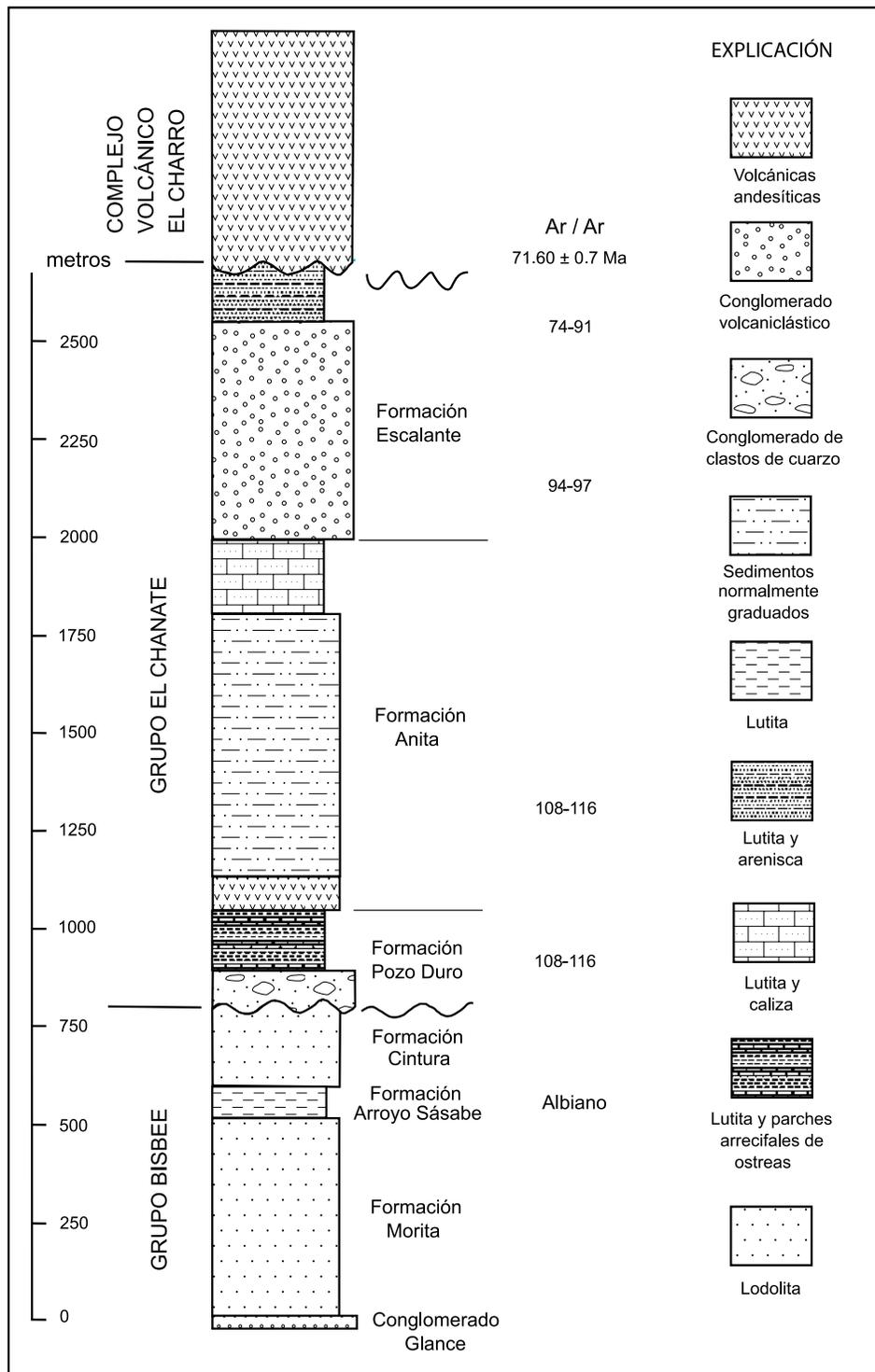


Figura 26. Columna estratigráfica esquemática de las formaciones de los grupos Bisbee (Cretácico Inferior) y El Chanate (Cretácico Superior) en la sierra El Chanate, Altar, Sonora. Los números en rectángulos, a un lado de la columna, representan edades de poblaciones de circones en las Formaciones Pozo Duro, Anita y Escalante. La edad más antigua para la Formación Pozo Duro, la base del Grupo El Chanate, es de alrededor de 108 Ma, por lo que el depósito de este grupo se inició desde el Albiano (Cretácico Temprano). Modificado de Jacques-Ayala et al. (2009).

haya sido cortada por fallamiento u otra causa. Las unidades que limitan abajo y arriba al Grupo El Chanate (el Grupo Bisbee y el Complejo Volcánico El Charro) se encuentran en ambos lados de la sierra, de manera que la diferencia en espesores parece ser de origen sinsedimentario y no de origen estructural. Al parecer una parte de El Chanate se hundía más rápidamente que otra, aunque la sedimentación siempre ocurrió durante la subsidencia.

FORMACIÓN POZO DURO

Esta unidad debe su nombre al rancho Pozo Duro, el cual cubre la mayor parte de la sierra El Chanate. Esta formación consiste en lodolita roja y lutita con intercalaciones de arenisca y conglomerado. La mayor parte de la unidad consiste en lodolita de color rojo o rojo púrpura y pardo, masivamente estratificada. La arenisca también es roja o rojo púrpura, en estratos medianos a gruesos (Figura 12). Localmente hay intercalaciones de arenisca crema, especialmente en la mitad inferior de la unidad. Los estratos tienen estratificación plana paralela y cruzada. El tamaño del grano varía de fino a grueso. Las areniscas de grano grueso predominan en la base, y las de grano fino en la cima. Las areniscas de color gris a rojo púrpura son principalmente arenitas líticas, mientras que las de color crema son ricas en cuarzo, de grano más grueso y conglomeráticas. Los conglomerados son de color crema, en forma de lente y, en general, de menos de 2 m de espesor. Los guijarros y los gránulos son redondeados o subredondeados y consisten principalmente de arenisca de cuarzo y pequeñas cantidades de rocas volcánicas y vetas de cuarzo. Hacia la cima de la sección el conglomerado se vuelve de color pardo y los guijarros de andesita son abundantes (Figura 27).

En la vertiente norte de la sierra El Chanate, en los 200 m inferiores de la Formación Pozo Duro, los conglomerados son más gruesos y más numerosos cerca de la base. La cantidad de arenisca también disminuye hacia arriba adquiriendo colores gris a rojo y verde. Cerca de la cima, la secuencia consiste principalmente de lodolita.

En la vertiente sur los conglomerados son más gruesos y los clastos son más grandes que los del lado

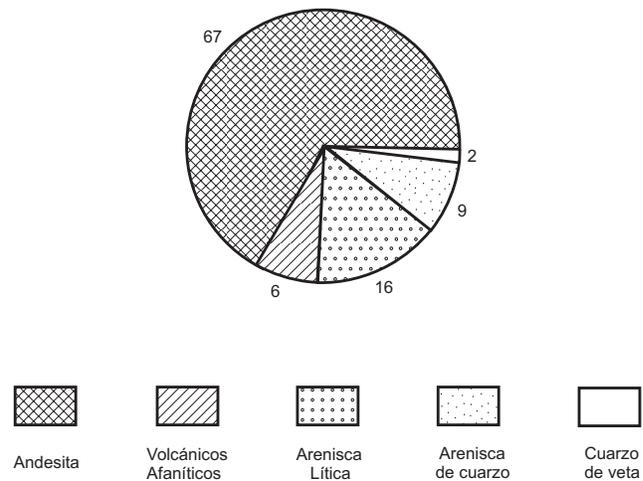


Figura 27. Distribución en porcentajes de la composición de clastos de un conglomerado de la Formación Pozo Duro, del Grupo El Chanate, en la falda norte de la sierra El Chanate. Predominan los clastos de rocas ígneas sobre cantidades menores de clastos de arenisca de cuarzo y arenisca lítica. Jacques-Ayala (1993) ha sugerido que entre el Turoniano y el Coniaciano (Cretácico Tardío), la fuente principal de los detritos fue de composición intermedia a félsica. Modificada de Jacques-Ayala (1993).

norte. La secuencia en esta parte de la sierra también se vuelve de grano más fino hacia arriba. Cerca de la cima, en la porción central de la sierra, ocurren varios lentes conglomeráticos de guijarros volcánicos. Localmente, se encuentran fragmentos de madera negra silicificada. En un sitio se encontró un tronco de 50 cm de diámetro.

Ambiente de depósito

El ambiente de depósito de la Formación Pozo Duro se interpreta tanto fluvial como aluvial. La presencia de ciclos de grano fino hacia arriba en los cuales depósitos de acreción vertical predominan, sugiere la presencia de planicies aluviales de inundación con depósitos de canal relativamente estrechos. Sección arriba, los conglomerados desaparecen y la cantidad de arenisca disminuye, sugiriendo que el área estuvo dominada por planicies aluviales de inundación. La fuente de estos sedimentos estuvo localizada en el sur, como está indicado por la presencia de los clastos más grandes en los conglomerados del flanco sur de la sierra El Chanate. La subsidencia fue mucho más importante hacia el norte como lo sugiere la diferencia en espesores de ambos lados de la sierra El Chanate.

FORMACIÓN ANITA

Esta formación toma su nombre del rancho Anita, el cual se localiza en el extremo oriental de la sierra El Chanate, cruzando el arroyo Sásabe al sur del rancho Aurora. Esta unidad aflora en el flanco septentrional de la sierra El Chanate donde tiene un espesor de 1,130 m, y en el lado sur donde apenas alcanza 140 m de espesor como máximo. Se acuña completamente hacia el oeste.

La Formación Anita se divide en tres miembros: el inferior, medio y superior. En el lado norte de la sierra El Chanate afloran los tres miembros, mientras que en el lado sur solo están presentes localmente los miembros inferior y medio.

Miembro inferior

Este miembro consiste en derrames de lava y brechas volcánicas, ambas de composición andesítica, con intercalaciones escasas de conglomerado volcánico. En

la parte sureste del flanco norte de la sierra, este miembro tiene alrededor de 300 m de espesor, y en la porción noroeste solo tiene 30 m de espesor. En la parte sureste afloran pobremente flujos masivos, afaníticos a porfiríticos de andesita fuertemente alterada. Las brechas volcánicas consisten en fragmentos angulosos a subredondeados incluidos en una matriz volcánica de la misma composición (Figura 28). El conglomerado está compuesto principalmente de fragmentos de andesita en una matriz arenosa a tobácea. El contacto con el miembro medio está cubierto aunque parece ser transicional ya que las brechas angulosas gradúan hacia arriba a conglomerados con fragmentos redondeados, y la matriz, de origen volcánico, se convierte en arenosa.

En la parte sureste del flanco sur de la sierra, una sección de 50 m de espesor de la Formación Anita, consiste en conglomerados volcánicos, tobas y brechas volcánicas gruesas cubiertas por el miembro medio. La estratificación masiva está indicada por las diferencias en el tamaño y redondeamiento de los clastos.

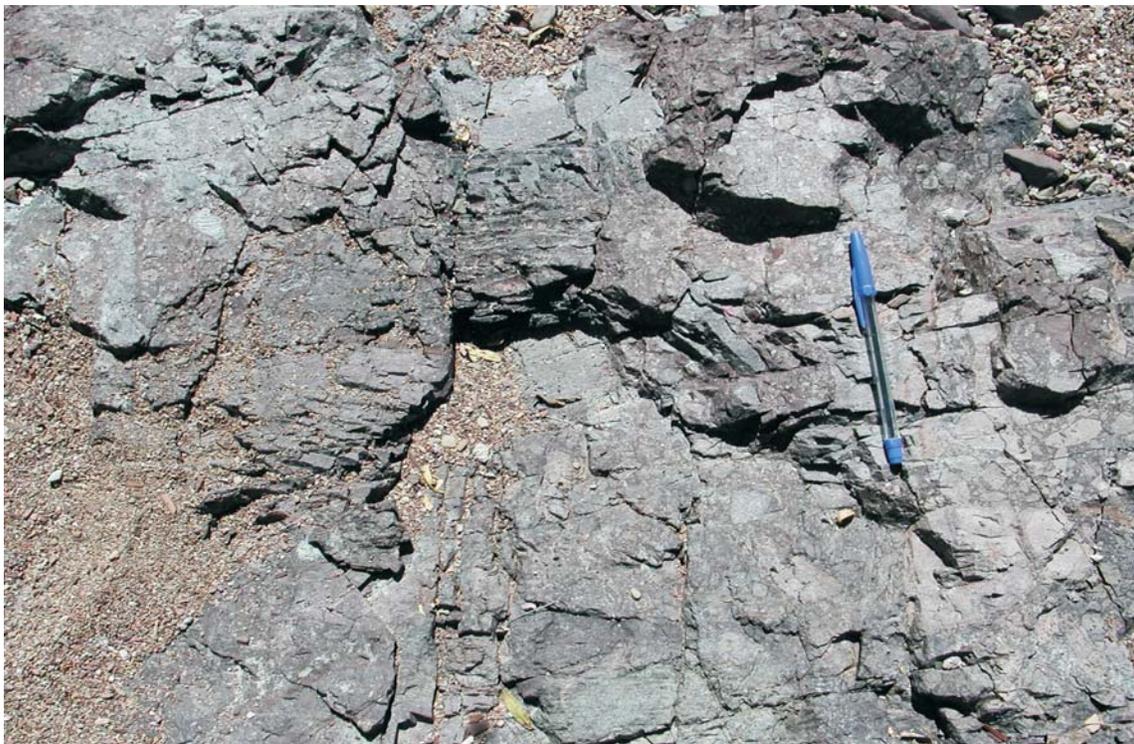


Figura 28. Brecha andesítica en la base de la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). La edad para esta unidad resultó en un rango de 108–116 Ma en circones por el método U-Pb. Esta brecha aflora en la parte norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

Tres muestras del miembro inferior fueron analizadas geoquímicamente por Grajales-Nishimura et al. (1989). Estas rocas pueden ser clasificadas como traquiandesita y basalto. En el diagrama $2Nb-Y-Zr/4$ de Menschede (1986), las muestras caen en el campo de los basaltos de intraplaca alcalinos y toleíticos. En un diagrama Ti-Zr-Sr, las muestras se ubican dentro del campo de los basaltos calci-alcalinos. Estos dos diagramas sugieren que las rocas volcánicas de la Formación Anita se emplazaron en corteza continental.

Miembro medio

En el flanco norte de la sierra El Chanate, este miembro tiene 815 m de espesor, y consiste en lutitas y areniscas gruesas, y lodolita, arenisca y conglomerado en ciclos que gradúan a grano fino hacia arriba (Figura 29). En contraste con los conglomerados de la Formación Pozo Duro, los clastos de los conglomerados de la Formación Anita consisten principalmente en andesita y menores cantidades de riolita. El promedio del tamaño de los



Figura 29. Estratos verticales de arenisca y conglomerado de clastos de andesita del miembro medio de la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). La base de la secuencia se encuentra en el lado izquierdo de la fotografía. Localización: flanco norte de la sierra El Chanate. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

clastos es mucho más grande en el flanco norte que en el sur, donde el miembro medio de la Formación Anita está prácticamente ausente. La media del diámetro de los clastos se incrementa sección arriba.

La Formación Anita presenta clastos derivados de centros volcánicos locales. Es la única formación del Cretácico en el noroeste de Sonora en la que la edad de la fuente se conoce con certeza, por lo que el miembro medio de la Formación Anita se hace merecedor de una descripción detallada. Éste miembro se ha dividido en cinco unidades:

Unidad 1: Esta unidad basal, de 150 m de espesor, consiste en conglomerado masivo o en estratos gruesos, con intercalaciones de arenisca. El conglomerado está soportado por clastos, está moteado de rojo a rojo grisáceo. La matriz es arenosa a limosa; los clastos son redondeados a subangulosos, pobremente clasificados, compuestos de andesita. La arenisca es roja, de grano grueso a muy grueso, en estratos medianos. La arenisca se vuelve más abundante, de grano más fino y con estratificación plana-paralela hacia la cima. Localmente se vuelve de grano más grueso. El contacto con la unidad sobreyacente es nítido.

Unidad 2: Esta unidad tiene 65 m de espesor y consiste en lutita con intercalaciones de arenisca y escaso conglomerado. La lutita tiene un color que varía de rojo a gris o gris oscuro, masiva y con nódulos calcáreos. La arenisca es roja, de grano mediano a fino, en estratos medianos a gruesos. El contacto superior de la arenisca con la lutita es gradual.

Unidad 3: El espesor de esta unidad es de 100 m y consiste en conglomerado, arenisca y lutita en ciclos de sedimentación normal (de grano fino hacia arriba). El conglomerado es masivo, soportado por clastos, pobremente clasificado con guijarros de hasta 30 cm de largo. Los clastos son principalmente de andesita, aunque también los hay de arenisca de cuarzo, arenisca lítica y de cuarzo de veta. La arenisca es roja, de grano mediano a muy grueso y en estratos medianos a gruesos (Figura 30). La estratificación plana-paralela y cruzada son comunes, así como estructuras de bioturbación. La lutita es roja, masiva o en estratos gruesos, con nódulos

calcáreos e intercalaciones de arenisca roja de grano fino y limolita.

Unidad 4: Esta unidad tiene 150 m de espesor y está compuesta de lutita con algunas intercalaciones de arenisca y conglomerado. Es similar a la unidad 2 aunque la fracción más gruesa es más abundante.

Unidad 5: Esta unidad es la más gruesa del miembro medio pues tiene 350 m de espesor y consiste en conglomerado, arenisca y lutita, formando ciclos de sedimentación normal. El conglomerado es rojo a gris y moteado, en estratos medianos a gruesos y lenticular. Está soportado por clastos, está pobremente clasificado y compuesto, en su mayor parte, por guijas. La composición de los clastos es principalmente de andesita con escasa arenisca de cuarzo y pedernal. Localmente los conglomerados pueden consistir completamente de clastos de arenisca de cuarzo. La arenisca es de grano muy grueso a mediano, se presenta en estratos medianos a gruesos y tiene estratificación plano-paralela y cruzada. La lutita es roja, en estratos gruesos con delgadas intercalaciones de limolita roja. También contiene pequeños nódulos calcáreos.

Miembro superior

Este miembro tiene 270 m de espesor y consiste en lutita con algunas intercalaciones de arenisca y escasa caliza. La lutita tiene un color que varía de rojo a verde y pardo púrpura, aunque intemperiza en tonos marrón y ocre. Se presenta en estratos gruesos e incluye nódulos calcáreos diseminados. Alrededor de 30 m arriba de la base se encuentra una zona de 12 m de espesor de una lutita de color gris oscuro que intemperiza a verde oliva y ocre con delgadas intercalaciones de caliza gris oscuro a negruzca y lutita calcárea. La caliza es microcristalina y arcillosa y contiene al pelecípodo *Crassatella (Pachythaerus)* sp. Conrad y a los gasterópodos *Rissoa dupiniana* d'Orbigny y *Tellina bogotina* d'Orbigny (Jacques et al., 1990a). La arenisca es marrón a gris púrpura y verde ocre, de grano fino a mediano y en estratos delgados a medianos. En la parte superior del miembro se presenta estratificación invertida (de grano más grueso hacia la cima).



Figura 30. Interstratificación de arenisca de grano mediano a grueso, localmente conglomerática, y conglomerado con clastos de andesita y cuarcita. Esta secuencia probablemente es equivalente a la Formación Anita, Grupo El Chanate (Cretácico Superior). Localización: cerro Lista Blanca, 10 km al suroeste de Caborca, Sonora.

Ambiente de depósito

La base de la Formación Anita representa el inicio de vulcanismo andesítico. Los centros volcánicos estuvieron localizados al este de la sierra El Chanate, ya que los flujos de lava y las brechas volcánicas son más abundantes en esa dirección. La unidad 1 del miembro medio probablemente se depositó como abanicos aluviales como resultado del incremento en el relieve debido a la actividad volcánica. Las unidades 2-5 que consisten principalmente de ciclos de grano fino hacia arriba se depositaron en ríos meándricos. En la mayoría de estos ciclos de grano fino, la cantidad de lodolita es mayor que la de conglomerado y arenisca, sugiriendo que predominaron los depósitos por inundación.

El miembro superior de esta formación se interpreta que se haya depositado en su mayoría en ambientes lacustres. Estos depósitos incluyen lutita gris oscuro y caliza con pelecípodos y gasterópodos de agua dulce. Un ambiente similar se ha documentado para el Grupo Cabullona en el noreste de Sonora y para la Formación Fort Crittenden en el sureste de Arizona.

FORMACIÓN ESCALANTE

Esta unidad es así nombrada por el rancho Escalante que se ubica en el extremo este de la sierra El Chanate, cruzando el arroyo Sásabe. Esta formación tiene 730 m de espesor en el flanco norte de la sierra El Chanate y se divide en dos miembros. El miembro inferior incluye gruesos conglomerados, arenisca y lodolita. El miembro superior consiste en pares de arenisca y lutita. La Formación Escalante contiene pequeños fragmentos de madera negra fósil silicificada. La formación está bien expuesta en ambos flancos de la sierra El Chanate aunque es mucho más delgada en el lado sur.

Miembro inferior

Este miembro tiene 510 m de espesor en el flanco norte de la sierra, mientras que en el flanco sur alcanza los 250 m de espesor. Esta unidad consiste en gruesas cuñas de conglomerado con arenisca y lodolita intercaladas en ciclos de grano fino hacia arriba. El conglomerado es gris a gris púrpura y amarillo rojizo, en estratos

gruesos, soportado por clastos con matriz arenosa. Las cuñas de conglomerado alcanzan 30 m de espesor. Los clastos consisten en pórfido de cuarzo y areniscas líticas; están bien redondeados a angulosos y el promedio en tamaño está entre 10 y 15 cm, aunque algunos clastos pueden alcanzar 40 cm de largo. Los clastos más grandes se encuentran en el flanco norte.

La arenisca es gris a gris púrpura y verde, de grano muy grueso a mediano, y en estratos medianos a gruesos. Tiene estratificación gradual, plana-paralela y cruzada. Su contacto inferior, con el conglomerado, normalmente es transicional. Si es una lutita, el contacto muestra erosión acanalada. Algunos estratos de arenisca tienen una base conglomerática.

La lodolita es común, formando la parte superior de los ciclos de grano fino hacia arriba. La lodolita es verde a roja y púrpura, en estratos medianos a gruesos. Los nódulos calcáreos presentes tienen no más de 10 cm de diámetro y localmente se concentran en los planos de estratificación. Son comunes las intercalaciones de limolita roja y arenisca de grano fino en estratos medianos a delgados. En la parte sureste del flanco norte de la sierra, la lodolita es roja, masiva y resistente a la erosión. Se parece a la lodolita de las Formaciones Morita y Cintura.

Miembro superior

Este miembro consiste en arenisca de color verde parduzco a rojizo y púrpura rojizo. Los estratos son persistentes lateralmente con espesores que varían desde unos cuantos centímetros hasta casi un metro; el promedio es 50 cm. La arenisca es de grano grueso a mediano y, localmente, de grano muy grueso. Algunos estratos incluyen un conglomerado en su base. Los estratos son gruesos en la base y se adelgazan sección arriba. Cerca del contacto con el Complejo Volcánico El Charro, las areniscas se vuelven de grano grueso. La lutita es parduzca a verde oliva y púrpura, en estratos lateralmente persistentes de 50 cm de espesor con algunos de ellos alcanzando algunos metros de espesor. Los estratos más gruesos de lutita toman una forma de lápiz. En la parte oriental del flanco sur de la sierra se encuentran lentes de caliza estromatolítica de menos de 50 cm de espesor y no más de 2 m de ancho. En la parte superior de la sección se encuentra una toba riolítica de color

blanco grisáceo, generalmente de menos de 10 cm de espesor. Ésta es similar a la toba gris ubicada en la base del Complejo Volcánico El Charro.

Ambiente de depósito

Se interpreta que los gruesos conglomerados del miembro inferior de esta formación se depositaron en una cuenca con abanicos aluviales y arroyos trenzados. El tamaño de los clastos en los conglomerados disminuye hacia arriba y la cantidad de lodolita aumenta, sugiriendo que el sistema fluvial cambió de trenzado a meándrico. La estratificación cruzada tiene una orientación bimodal, indicando que la línea de echado de depósito tenía una orientación noreste-suroeste. La distribución del tamaño de los guijarros sugiere que la fuente se encontraba hacia el norte. Los conglomerados en la base de la Formación Escalante sugieren un período renovado de levantamiento.

Un análisis químico de clastos de la Formación Escalante (*en* Grajales-Nishimura et al., 1989) sugiere que éstos se derivaron tanto de una riolita del Jurásico del área de Planchas de Plata, Nogales, como de otra riolita de 108 Ma de edad de la sierra la Comanacha, ubicada a 10 km al noroeste de la sierra La Gloria (Jacques-Ayala et al., 1990c).

La litología y la extensión geográfica del miembro superior de esta formación sugiere que se depositó en deltas de lagos, lo suficientemente grandes para acomodar 200 m de sección. Al final del tiempo en que predominó el ambiente lacustre, la actividad volcánica ocurrió probablemente a una distancia relativamente grande, ya que los estratos de toba son delgados.

EDAD Y CORRELACIÓN DEL GRUPO EL CHANATE

Jacques-Ayala (1993) encontró varios fósiles en la Formación Anita. El gasterópodo *Rissoa dupiniana* d'Orbigny tiene una edad del Albiano. También se encontró *Tellina bogotina* d'Orbigny del Cretácico y *Crasatella (Pachythaerus)* sp. Conrad que abarca desde el Cretácico Temprano más tardío hasta el Eoceno Medio. Además, la edad del Grupo El Chanate se apoya en su posición estratigráfica, ya que descansa sobre el Grupo Bisbee del Cretácico Inferior y a su vez, está cubierta

por la Formación Tarahumara de 71 Ma (Jacques-Ayala et al., 1993). También, la determinación de la edad del Complejo Volcánico El Charro (descrito más adelante) coloca a la cima del Grupo El Chanate en el Maastrichtiano. Por lo tanto, la edad de este grupo se encuentra entre el Albiano y el Maastrichtiano.

Este grupo aflora en la sierra El Batamote, puerto El Álamo, cerros El Amol y cerros Lista Blanca, región de Caborca-Altar, donde se encuentra cizallada y metamorfoseada localmente (Figura 31). Este grupo también se encuentra en cerros El Puerto, cerro Los Alejos y cerros Cabeza Colgada, en una franja de rumbo aproximado WNW-ESE. Es probable que se corre-



Figura 31. Brecha basal con clastos de caliza y pedernal, atribuida al Cretácico Superior, que cubre discordantemente a dolomías negras y cuarcita del Paleozoico. La brecha probablemente es parte del Grupo Chanate, aunque sin especificar la formación. Por otro lado, la secuencia de dolomía y cuarcita puede ser asignada a la Formación Tren, del Cámbrico medio, con base en su similitud litológica en sitios al sur de Caborca aunque con reservas por la falta de datos paleontológicos o geocronométricos. Localización: cerro Lista Blanca, 10 km al suroeste de Caborca, Sonora.

lacione con los Grupos El Chino y El Rajón o partes de ellos (Longoria y Pérez-Venzor, 1978).

IV.6 FORMACIÓN ALTAR

La primera descripción litológica de esta formación sin asignarle un nombre específico, fue por Cooper y Arellano (1946), quienes describieron una secuencia metamorfoseada en porciones de la sierra El Chanate y del cerro Carnero al noroeste y este, respectivamente, del poblado de Altar, noroeste de Sonora (Figura 1). En esos sitios, ellos describieron esquistos de grano fino y cuarcitas de grano grueso, con algunas lentes interestratificadas de calizas que descansan encima de una masa intrusiva de granito gnéisico.

Esta secuencia metamórfica fue nombrada Esquisto Altar por Damon et al. (1962) quienes encontraron en el flanco occidental del cerro Carnero metarriolita, meta-arcosa y metacaliza. Este conjunto se clasificó dentro de un metamorfismo regional de facies esquistos verdes. También describieron tactita de diópsida e idocrasa y deformación cataclástica que evidenció metamorfismo de contacto atribuido al granito gnéisico descrito por Cooper y Arellano (1946, p. 608). Las rocas metamorfoseadas por contacto fueron clasificadas entre las facies de *hornfels* de hornblenda y *hornfels* de albita y epidota.

Otro estudio realizado por Hayama et al. (1984) se centró en las rocas metamórficas que afloran en el cerro Carnero y su falda norte. La litología que describieron incluyó rocas metamórficas de la facies esquistos verdes derivados de arenisca con pequeñas cantidades de conglomerado, arenisca calcárea, caliza, roca volcánica básica y filita negra. Ellos encontraron que la caliza siempre ocurría como pequeños parches en la arenisca. También identificaron dos intrusivos: en la parte principal del cerro Carnero, una granodiorita intrusiva arenisca y arenisca calcárea; en la parte noroeste del mismo cerro, encontraron pequeños cuerpos de pórfido de diorita de cuarzo.

Asimismo, Hayama et al. (1984) subdividieron al Esquisto Altar en cuatro miembros según la asociación característica de la arenisca con otras facies sedimentarias: el miembro más inferior consiste en arenisca calcárea y es ahora un esquisto de epidota y mica.

El miembro inferior está compuesto por arenisca con un estrato de 2 m de espesor de epidota y anfibolita, transformado en un esquistos de biotita y muscovita. El miembro medio está compuesto de arenisca y conglomerado, siendo los clastos del último, exclusivamente de cuarcita. En la parte baja de este miembro los clastos del conglomerado están fuertemente deformados aunque el conglomerado mismo no muestra esquistosidad, a diferencia de la arenisca que tiene una textura fuertemente esquistosa. El miembro superior consiste en arenisca con intercalación de estratos delgados de arenisca calcárea, conglomerado y caliza. Este miembro incluye estratos de filita negra que se presentan únicamente en este miembro y que afloran en la falda noroeste del cerro Carnero.

Además Hayama et al. (*Op. cit.*) propusieron cuatro zonas de metamorfismo de acuerdo a su asociación mineralógica: Zonas de hornblenda, de biotita, de transición y de clorita. Las facies metamórficas en el cerro Carnero fueron consideradas como esquistos verdes en las zonas de clorita y transicional, y de las facies epidota-anfibolita en la zona de biotita.

Un reconocimiento efectuado por Jacques-Ayala (1986) en los cerros El Amol, al noreste de Altar, resultó en la identificación de tres unidades estratigráficas no descritas con anterioridad. Estas fueron llamadas Unidad San Pascual, Unidad La Tinaja y el Complejo Ígneo Oquitoa. El Esquisto Altar también fue identificado hasta la parte sur de los cerros El Amol y por primera vez se le asigna informalmente el nombre de Formación Altar. Este trabajo fue preliminar y dio pie a estudios subsecuentes más detallados.

Tres de esos estudios (Jacques-Ayala et al., 1990b; García y Barragán, 1992; García y Barragán et al., 1998) propusieron una estratigrafía de aproximadamente 3,200 m de espesor para la Formación Altar dividida en cinco miembros: La Tinaja, El Recodo, El Amol, Los Corrales y la Bateyera. Esta división es cuestionable debido a la falta de datos geocronométricos o paleontológicos para cada miembro y por la complejidad estructural del área de Altar que incluye fallas inversas de bajo ángulo con distancias de transporte de bloques aún desconocidas, fallamiento normal y plegamiento muy intensos, además del metamorfismo penetrativo que ha borrado las relaciones estratigráfi-

cas originales. A pesar de la incertidumbre planteada para el orden de los miembros de la Formación Altar, a continuación se presenta la subdivisión propuesta por los autores arriba mencionados, porque esta es la descripción más completa de la geología de los cerros El Amol. Es de esperarse que a futuro se defina el orden estratigráfico correcto de estas unidades, como ya lo adelantó parcialmente Nourse (2001).

MIEMBRO LA TINAJA

Este miembro tiene un espesor aproximado de 600 m y su parte inferior está compuesta de un conglomerado de cantos de cuarcita principalmente, y en menor cantidad de clastos de arenisca, pórfido riolítico, andesita porfídica, pedernal y roca volcánica afanítica. Cubriendo concordantemente a este conglomerado se encontró una limolita verde con interestratificaciones delgadas de arenisca púrpura. En la parte superior de este miembro, la secuencia se repite con un conglomerado semejante al de la base, el cual a su vez está cubierto por una arenisca verde de grano mediano con estratos delgados de un conglomerado polimíctico. Esta secuencia gradúa a una arenisca verde parduzca con estratificación cruzada, con algunos nódulos calcáreos y estratos delgados de limolita verde. Localmente, se encuentra una arenisca tobácea de grano fino. La cima de este miembro es una interestratificación de arenisca de grano fino y lodolita. El Miembro El Recodo cubre abrupta pero concordantemente a este miembro.

MIEMBRO EL RECODO

Este miembro tiene 400 m de espesor y se caracteriza por un conglomerado cubierto por una gruesa interestratificación de arenisca y limolita. El conglomerado basal está compuesto por guijas de riolita porfídica, es gris rojizo a gris oscuro, polimíctico y está soportado por matriz de arena de grano grueso. Distintivamente los clastos son angulosos a subangulosos. En menor proporción aparecen clastos de cuarcita, pedernal, cuarzo monocristalino, feldespato, fragmentos de roca no identificados y arenisca.

El resto del miembro es una interestratificación de arenisca de color gris verdoso, de grano mediano a

fino que localmente incluye limolita gris blanquecino o crema. Hacia arriba, la arenisca cambia a color rojo, de grano mediano, intercalada con una limolita verde intensamente foliada. Aquí se encuentra abundante madera fósil silicificada. La cima está compuesta por una arenisca gris oscuro, de grano mediano, conglomerado con clastos de caliza en una matriz de calcita microcristalina y una interstratificación de arenisca de color verde grisáceo y rojo. Este miembro está cubierto abrupto y concordantemente por el Miembro El Amol.

MIEMBRO EL AMOL

Para este miembro, se estimó un espesor de 1,800 m, aunque estudios más recientes (Nourse, 2001) proponen que este miembro ha experimentado fallamiento, por lo que el espesor mencionado probablemente sea menor. Este miembro se caracteriza por gruesas cuñas conglomeráticas interdigitadas con arenisca. En promedio, las cuñas de conglomerado tienen 100 m de espesor; los clastos son del tamaño de guijarros, aunque excepcionalmente se pueda encontrar cantos. La composición de los guijarros, en general, es de andesita porfídica, pedernal, cuarcita, arenisca y riolita. La matriz es de arena fina de color gris. El conglomerado está interstratificado con arenisca conglomerática con estratificación cruzada.

La porción superior de este miembro es similar a su base: arenisca y gruesas cuñas de conglomerado. La arenisca es de color gris verdoso a parduzco, de grano mediano. Localmente es de color rojo, de grano grueso o de guijarros, con gradación normal e incluye numerosos fragmentos de madera fósil silicificada. El conglomerado forma cuñas de hasta 95 m de espesor en su parte más gruesa, soportado por matriz, compuesto por guijas y cantos de cuarcita, andesita porfídica, pedernal y arenisca.

Localmente el conglomerado incluye cantos de cuarcita intensamente deformados en una matriz rica en muscovita que lateralmente pasa a meta-arenisca. Esta parte del miembro incluye estratos de caliza recristalizada de color gris parduzco o gris negruzco, de hasta 3 m de espesor, interstratificada con arenisca. En algunos sitios se clasificó como una brecha intraclástica de caliza microcristalina (*micstone*).

En las cercanías de la falda norte del cerro Carnero, el Miembro El Amol es una interstratificación de meta-arenisca, metaconglomerado, esquisto verde de grano fino y algunos lentes de caliza recristalizada. El esquisto verde se encuentra en los 300 m superiores de este miembro. Esta litología está en contacto abrupto y concordante con filita negra del Miembro Los Corrales.

MIEMBRO LOS CORRALES

Este miembro tiene apenas 100 m de espesor y es una secuencia claramente metamórfica compuesta de esquisto, meta-arenisca, filita, esquisto de grafito y lentes escasos de caliza recristalizada. En la base del miembro, el esquisto es gris negruzco y de grano muy fino. El protolito pudo haber sido una limolita de micas, arcillas, plagioclasa y cuarzo. Este esquisto está cubierto por una interstratificación de meta-arenisca y esquisto de micas. La meta-arenisca tiene una textura bandeada compuesta de láminas claras de plagioclasa y cuarzo y láminas oscuras de micas y algo de pedernal. El esquisto de micas tiene una esquistosidad muy bien marcada por el alineamiento paralelo de biotita de color pardo oscuro en una matriz de grano muy fino de sericita, muscovita y algo de cuarzo y calcita.

La parte media de este miembro es una filita negruzca o gris negruzca cubierta por un esquisto de grafito. Estas litologías se encuentran en los cortes de la carretera estatal no. 2, justamente entre la falda norte del cerro Carnero y las estribaciones sudoccidentales de los cerros El Amol (Figura 2). El tono oscuro, la foliación bien desarrollada, el grano muy fino y la friabilidad distinguen claramente a este miembro.

La parte superior está compuesta por meta-arenisca gris de grano fino a muy fino. La foliación no está tan bien desarrollada como en las litologías subyacentes probablemente por la textura equigranular de los granos de plagioclasa y cuarzo de la arenisca. Un contenido moderado de micas marca líneas muy finas de foliación.

Algunos lentes de caliza recristalizada se reparten por todo el miembro. Estos lentes no pasan de 5 m de largo, son grises oscuros, equigranulares y con una laminación irregular apenas perceptible. Este miembro se caracteriza por no incluir conglomerado, como en el

resto de todos los otros miembros. Está cubierto abruptamente por el Miembro La Bateyera.

MIEMBRO LA BATEYERA

Para este miembro se estimó un espesor de 300 m, aunque la incertidumbre es alta por un posible fallamiento importante que se localiza en el extremo norte-noroeste del cerro Carnero (Jacques-Ayala et al., 1990b). Este miembro está compuesto por meta-arenisca, metapelita, esquisto, metaconglomerado y caliza recristalizada.

La litología de la base es una meta-arenisca de grano fino a mediano con interestratificaciones de metapelita y esquisto. La biotita, sericita y clorita han sido introducidas por metamorfismo produciendo líneas tenues de foliación. La metapelita es de color gris verdoso, con foliación bien desarrollada, en estratos de 25 cm de espesor que consisten en cuarzo, plagioclasa y sericita. El esquisto verde es de grano muy fino, compuesto por láminas alternadas de clorita, epidota y biotita, y de plagioclasa.

La parte media de este miembro es una secuencia de meta-arenisca calcárea, esquisto y estratos irregulares de caliza recristalizada. Localmente, las rocas tienen una apariencia satinada por la presencia de mica y sericita de grano fino en los planos de foliación y crenulación.

La parte superior de este miembro está compuesta por metaconglomerado, meta-arenisca y lentes de caliza recristalizada. El metaconglomerado está compuesto por guijarros de cuarcita y riolita porfídica en una matriz de arenisca de cuarzo. La cima del miembro termina en una meta-arenisca de grano grueso o conglomerática que consiste en granos de cuarzo anguloso, plagioclasa y escaso pedernal. La matriz está compuesta de biotita y clorita. Este miembro está cubierto por aluvión y depósitos de talud.

EDAD Y CORRELACIÓN DE LA FORMACIÓN ALTAR

Los datos geocronométricos aportados por Damon et al. (1962) dieron los siguientes resultados: para una biotita del Esquisto Altar, 57.3 ± 3 Ma por el método K-Ar, y para una muscovita en una pegmatita del Esquisto Altar, 75 ± 75 Ma por el método Rb-Sr. Estas

dos fechas son edades aparentes y corresponden a los últimos eventos de metamorfismo. De acuerdo a estos autores, estos datos señalan que el esquisto participó en un evento intrusivo de edad "laramídica", aunque para ellos esto no significaba que los sedimentos originales no hubieran sido generados durante el Precámbrico y posteriormente metamorfoseados a esquistos.

Hayama et al. (1984) realizaron fechamientos K-Ar en biotita y muscovita de los esquistos, en hornblenda de la anfibolita y en biotita de la granodiorita. En tres muestras de esquisto obtuvieron edades que promediaron 16 Ma. En contraste, la edad de la anfibolita resultó de 54.7 ± 3.1 Ma, y la granodiorita de biotita de 14.8 ± 0.5 Ma.

La edad tan joven de las micas, de 16.1 a 16.9 Ma, fue atribuida a recalentamiento debido a la intrusión de la granodiorita. En cambio, la edad de 55 Ma de la hornblenda puede representar la edad de metamorfismo regional del Esquisto Altar.

Una versión interesante que estos autores presentan para la edad de las micas de 15 a 17 Ma es la que se refiere a un fallamiento de bajo ángulo, que aunque ellos no identificaron en campo, está sugerido por la textura gneisosa en la granodiorita transformada a textura milonítica.

Los datos más recientes sobre la edad de la Formación Altar señalan que se originó durante el Jurásico Temprano y cuando menos abarca hasta el Cretácico Tardío (Barth et al., 2008; Jacques-Ayala et al., 2009). Muestras de meta-arenisca del área de Altar incluyen circones detríticos tan jóvenes como 74 Ma, documentando que el protolito, tanto de areniscas como de conglomerados de esta formación, es al menos parcialmente del Campaniano (Cretácico Tardío).

Al noroeste de los cerros El Amol, en la sierra La Gloria y en el puerto El Álamo, respectivamente, Corona (1980) y Willard (1988) describieron conglomerados con clastos muy deformados que probablemente son del Jurásico. Igualmente McComb (1987) en la sierra El Batamote, Hardy (1981) en la sierra Santa Rosa y Nourse (1990) en la sierra de Magdalena reportaron formaciones similares, supuestamente del Jurásico. Sin embargo, ninguno de los autores mencionados aportó datos geocronométricos para estas unidades. Como se mencionó anteriormente, cabe la posibilidad de que la

Formación Altar haya abarcado en edad desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío, como ocurre con la Formación McCoy Mountains, del sureste de California y suroeste de Arizona (Harding y Coney, 1985).

Igualmente, el estilo de sedimentación y deformación característico de la Formación Altar sugiere una correlación con el llamado Complejo Estructural Batamote y con el Grupo El Chanate. Una relación con el Esquisto Orocopia del sur de Arizona es posible aunque no es sólida por falta de más datos geocronométricos y/o geoquímicos.

IV.7 COMPLEJO VOLCÁNICO EL CHARRO

Este complejo fue originalmente descrito y nombrado por Jacques-Ayala (1983) por el arroyo El Charro que corre entre la sierra El Chanate y la sierra El Batamote, 5 km al noroeste de Altar. En ese sitio el complejo tiene un espesor de 600 m y consiste en brecha y flujos andesíticos, tobas riolítica y andesítica, conglomerado y arenisca.

En la base consiste en brecha andesítica gris, toba riolítica de color crema o blanco verdoso y arenisca de guijarros. Las gruesas brechas consisten en *lapilli* de andesita en una matriz de la misma composición. Localmente, se encuentran algunos estratos delgados de toba de ceniza. La toba riolítica consiste en ceniza de líticos y cristales o de *lapilli*. Algunos estratos muestran estratificación gradual invertida. Existen intercalaciones de arenisca roja, en estratos medianos, pobremente clasificada, arenisca de guijarros y conglomerado. Hacia arriba de la sección, predominan la brecha y flujos andesíticos púrpuras o grises púrpuras.

En la parte oriental de la sierra El Chanate la toba se acuña, siendo reemplazada por un conglomerado de 20 m de espesor con clastos volcánicos y algunas intercalaciones de arenisca roja. El conglomerado es lenticular y pobremente clasificado. Se encuentra cubierto por brecha andesítica de, por lo menos, 300 m de espesor. La brecha andesítica es gris a gris púrpura, roja y masiva. En la parte más alta de la sección se encuentra toba andesítica gris en estratos gruesos. Las partes topográficamente más altas de la sierra El Chanate consisten en conglomerado y arenisca cafés.

Ligeras variantes de esta litología y espesores se presentan en la sierra El Batamote y en áreas vecinas como puerto El Álamo y cerros El Puerto. Un rasgo que se observó localmente en la sierra El Batamote son lentes delgados de caliza estromatolítica. En el puerto El Álamo el complejo consiste en riolita de color gris claro a amarillo y andesita y dacita gris verdoso claro a gris púrpura, además de una brecha riolítica masiva que se acuña tanto hacia el este como hacia el oeste.

RELACIONES ESTRATIGRÁFICAS

En la sierra El Chanate, el Complejo Volcánico El Charro está separado de la Formación Escalante por una discordancia. El hiatus entre las dos unidades parece corto: en la parte superior de la Formación Escalante una toba riolítica es notablemente parecida a la gruesa toba riolítica de la base de El Charro. El Complejo Volcánico El Charro fue plegado y erosionado antes de que la andesita San Jacinto (Eoceno inferior) se depositara.

EDAD Y CORRELACIÓN

Se obtuvo una edad de 71.6 ± 0.7 Ma por el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en anfíboles de una muestra cercana a la base de El Charro, lo que la sitúa en el Campaniano. En el poblado Cerro de Oro, centro de Sonora (Castro-Morfin y Morfin, 1988) y en el área de Moctezuma (Rol-dán-Quintana, comunicación personal, 2007), se ha reportado rocas vulcanosedimentarias de edad similar. En esas dos localidades, estas rocas cubren a una secuencia del Cretácico Inferior que, a su vez, es intrusivada por batolitos laramídicos. Pubellier (1987) fechó rocas volcánicas en el rango entre 74.6 ± 3.7 y 52.9 ± 2.6 Ma en el área de Sahuaripa, región centro-oriental de Sonora. Otras formaciones que pudieran ser correlacionables tanto por su edad como por su litología son El Tuli (alrededor de 76 Ma) y Tarahumara (entre 90 y 73 Ma).

IV. 8 COMPLEJO ESTRUCTURAL EL BATAMOTE

Se da el nombre de Complejo Estructural El Batamote a una serie de rocas sedimentarias y volcánicas defor-

madras y foliadas, localmente metamorfoseadas, y generalmente de edad desconocida o controvertida. Este complejo ocurre en el noroeste de Sonora, desde las inmediaciones de Estación Llano-Santa Ana, hasta la región de Caborca-Altar (Figura 32), y su origen se ha atribuido tentativamente a la megacizalladura Mojave-Sonora (Anderson y Silver, 1979; Corona, 1979; Anderson et al., 1992).

LITOLOGÍA

En la parte sur del cerro Álamo, al sur de la sierra El Batamote, en los cerros El Amol y en el cerro Carnero, conglomerados lenticulares que varían en espesor desde 2 m hasta 100 m, forman las crestas y partes supe-

riores de las montañas. El tamaño de los clastos puede llegar a tener más de 1 m de largo. Los clastos más abundantes son de andesita, riolita, ignimbrita y pórfido de cuarzo. Los clastos de granito y rocas metamórficas y carbonatadas son más escasos.

Estos conglomerados presentan diferentes grados de deformación. En la sierra El Batamote, los clastos pueden estar sin deformación (Harrar, 1989) o ser tan alargados hasta tomar formas discoidales (McComb, 1987) (Figura 33). En los cerros El Amol (García y Barragán, 1992) y en el puerto El Álamo (Willard, 1988) la deformación de los conglomerados fue tan intensa que los clastos no han sido solo aplastados, sino también plegados. Justo al este del poblado de Altar y en la parte superior del miembro El Amol de la Forma-



Figura 32. Vista de la falda noreste de la sierra El Batamote desde la parte sur de la sierra El Chanate. Aspecto parcial de las rocas metamórficas del Complejo Estructural El Batamote (CEEB). En el último plano de esta imagen, se observa la parte noreste de la sierra El Batamote. En la parte más baja de su falda y parte del valle aflora la Formación Escalante, del Grupo El Chanate (Cretácico Superior). En el cuerpo principal de la sierra, el CEEB está compuesto por metaconglomerado y meta-arenisca, con echados de moderados a fuertes hacia la izquierda de la fotografía, esto es, hacia el sur. Jacques-Ayala et al. (2009) reportaron que el protolito comprende un rango de edad desde el Jurásico hasta el Cretácico Tardío. En el primer plano, en la esquina inferior derecha, afloran arenisca y limolita de la Formación Pozo Duro (Grupo El Chanate) en estratos casi verticales. A la izquierda de la fotografía, se hallan terreros del tajo a cielo abierto de la mina San Francisco. Localización: 15 km al noroeste de Altar, Sonora.



Figura 33. Conglomerado foliado de clastos volcánicos que aflora en el arroyo El Charro, al noroeste de Altar. Forma parte del Complejo Estructural El Batamote (Jacques-Ayala, 1993.) El protolito tiene una edad cretácica, determinada por medio de U-Pb en circones (Jacques-Ayala et al., 2009). Posiblemente es equivalente a alguna unidad del Grupo Bisbee. Fotografía tomada por César Jacques-Ayala.

ción Altar (García y Barragán, 1992), esta secuencia ha sido metamorfoseada a esquistos verdes (Esquisto Altar de Damon et al., 1962). Estas rocas metamórficas se extienden al sur hasta el cerro Carnero (Hayama et al. 1984).

La arenisca es abundante en toda la unidad. Los colores varían desde pardo, rojo, verde, gris y púrpura, y el grano también varía desde grueso hasta muy fino. La estratificación es igualmente variable, entre gruesa y delgada, y generalmente no presenta estructuras sedimentarias, excepto alguna estratificación cruzada local. Intercalados con la arenisca se encuentran estratos de limolita y lutita, de color verde a gris y púrpura, con una fuerte foliación y brillo satinado por la intensa sericitización.

Algunos lentes de caliza incluidos en la arenisca son grises o grises oscuros que intemperizan a tonos pardos o pardo amarillentos. Las calizas son arenosas, se presentan en láminas y están desprovistas de fósiles; probablemente son calizas estromatolíticas. El espesor de estos lentes es desde unos cuantos decímetros hasta 1 o 2 m. Son más abundantes en la parte sur de los

cerros El Amol, en el cerro Carnero y en el puerto El Álamo; también han sido observados en el área de Estación Llano. Como parte del Complejo Estructural El Batamote (Jacques-Ayala, 1993), también ha sido considerado el Mármol Basura de Corona (1979; 1980), una caliza negruzca, metamorfoseada y finamente laminada de varios metros de espesor que se localiza en la parte oeste de la sierra La Gloria, 24 km al nortenoeste de Caborca. Por otro lado, en este complejo son comunes los fragmentos negruzcos silicificados de madera fósil.

Las rocas ígneas en el Complejo Estructural El Batamote son comunes en el flanco sur de la sierra El Batamote aunque prácticamente están ausentes en el puerto El Álamo y los cerros El Amol. El núcleo de la sierra El Batamote está formado por brecha y flujos andesíticos, toba riolítica y andesítica del Complejo Volcánico El Charro. Al sur de este núcleo, la roca intrusiva es un pórfido diorítico, similar a un *stock* descrito por Harrar (1989).

El límite entre El Batamote y El Charro y otras rocas del Cretácico, es transicional en una zona muy



Figura 34. Afloramiento de la Formación Tarahumara en la sierra El Oso. La mayor parte de esta sierra consiste en arenisca, limolita, toba, conglomerado, ignimbrita, derrames andesíticos, aglomerado y volcanosedimentos. Plascencia-Corrales (2008) atribuyó esta unidad a la Formación Tarahumara. Esta localidad se encuentra a 14 km al noreste de Banámichi, en la margen oriental del río Sonora. Fotografía tomada por Carlos M. González-León.

amplia. La foliación disminuye hacia el norte, de modo que el límite se sitúa donde la foliación es menos común. El límite ha sido cartografiado como una falla de cabalgadura (Jacques-Ayala, 1993; Willard, 1988; Harrar, 1989), aunque el plano principal probablemente está cubierto por el relleno del valle hacia el sur de la sierra El Batamote.

Hayama et al. (1984) estudiaron las facies metamórficas del Esquisto Altar en el cerro Carnero y en los cerros La Bateyera, al este de Altar. El grado metamórfico más alto se encuentra en el suroeste del cerro Carnero, donde alcanza las facies de esquistos verdes y disminuye hacia el norte y noreste.

EDAD Y CORRELACIÓN

Una parte de las unidades litológicas del Complejo Estructural El Batamote fueron consideradas como perte-

necientes al Grupo El Chanate del Cretácico Superior (Jacques-Ayala, 1993) debido a sus similitudes litológicas: conglomerados con clastos de rocas volcánicas variadas, así como de cuarcita, lentes delgadas de calizas estromatolíticas y madera fósil. Sin embargo, los datos más recientes se apoyan en muestras de areniscas metamorfoseadas colectadas en la base del Complejo Estructural El Batamote y de la Formación Altar, cerca del poblado de Altar, las cuales incluyen circones detríticos tan jóvenes como de 74 Ma (Barth et al., 2008; Jacques-Ayala et al., 2009), documentando así que el protolito de arenisca de estas unidades es, al menos parcialmente, del Cretácico Tardío.

El Complejo Estructural El Batamote y la Formación Altar fueron deformados durante una compresión con dirección al noreste previa a la intrusión de la granodiorita Pitiquito de 74 Ma. La edad y el estilo de sedimentación y deformación que caracterizan a El

Batamote, a la Formación Altar y al Grupo El Chante sugieren eventos similares como el de la Formación McCoy Mountains y unidades relacionadas en el sureste de California y suroeste de Arizona (Barth et al., 2008).

IV.9 FORMACIÓN TARAHUMARA

Esta formación fue descrita detalladamente por Wilson y Rocha (1949) en el área de San Javier, Sonora central, llamándole “Volcánicas Tarahumara” ya que los mejores afloramientos de esta unidad fueron encontrados en el arroyo Tarahumara, cerca del río Yaqui. En esta localidad, el Grupo Barranca (Triásico-Jurásico) está cubierto discordantemente por un espesor considerable de rocas volcánicas, principalmente derrames, aglomerados y brechas andesíticos, y en algunos lugares con sedimentos siliciclásticos intercalados de la Formación Tarahumara.

Los afloramientos de la Formación Tarahumara forman una gran masa de rocas volcánicas que yacen al sur de la sierra de San Javier, interrumpida localmente por cuerpos intrusivos de diorita y otros cuerpos plutónicos. Las rocas volcánicas se encuentran bastante bien expuestas en arroyo del Obispo, el cual era parte del antiguo camino de Hermosillo a Tónichi, formando una franja de lomas bajas arredondadas, en contraste con los picos aserrados de la Sierra de San Javier compuestos por el Grupo Barranca. El espesor incompleto de las rocas volcánicas Tarahumara que afloran en el distrito de Santa Clara, es de por lo menos 200 m, aunque el espesor total es probablemente mucho más grande en la región circundante.

La Formación Tarahumara consiste principalmente de rocas volcánicas afáníticas fuertemente alteradas, que varían en composición de andesita a latita. La mayoría de las rocas son púrpuras o grises a rojizas y producen un suelo pardo rojizo. Las rocas han sido extensamente afectadas por piritización y alteración hidrotermal. Las brechas y los aglomerados son bastante comunes en esta formación. Contienen fragmentos angulares de roca afánítica similar a aquella de los derrames. La estratificación y las estructuras de flujo son raras en la formación, aunque el diaclasamiento es prominente.

EDAD Y CORRELACIÓN

Las volcánicas de Tarahumara fueron consideradas por Dumble (1900) como parte de la “división Lista Blanca”, que para este autor era del Triásico, aunque él mismo mencionó la posibilidad de que fueran más jóvenes que el Triásico. King (1939), sin embargo, consideró que las rocas volcánicas al sur de San Javier son de edad cretácica.

No parece posible que las volcánicas Tarahumara sean de edad triásica, como creyó Dumble (*op. cit.*), porque descansan discordantemente sobre la formación Barranca (sic), la cual en la sierra de Moradillas contiene fósiles del Jurásico Temprano en su parte superior. La impresión de Dumble (*op. cit.*) de que las rocas volcánicas y el subyacente Grupo Barranca eran parte de un solo sistema no fue compartida por Wilson y Rocha (1949); parece, más bien, que existe una fuerte discordancia angular entre los dos grupos de rocas. King (1939) consideró a estas rocas volcánicas como de probable edad cretácica, por su parecido con rocas volcánicas interestratificadas con rocas fosilíferas del Cretácico cerca de Sahuaripa, al noreste del distrito de Santa Clara.

Dumble (*op. cit.*) encontró fósiles en un estrato de caliza de 25 m de ancho en el Arroyo del Obispo, al sur del distrito de Santa Clara. Estos fósiles, la mayoría de ellos pobremente conservados, incluían muchas ostreas, algunos gasterópodos como *Cypremaria*, placas de un equinoideo grande de la clase Cidaridae y el pelecípodo *Gryphaea*, el cual fue considerado por este autor como prueba suficiente de la edad cretácica de estos estratos. Aunque Dumble (*op. cit.*) consideró a la caliza como la división entre dos complejos volcánicos, el inferior del Triásico y el superior del Paleógeno, King (1935), por otro lado, consideró a la caliza como interestratificada en una solo complejo volcánico del Cretácico, una interpretación que parece más plausible. En otro artículo, Dumble (1901b) reportó haber encontrado una concha grande no identificada de una ostrea en un aglomerado andesítico asignado a la Lista Blanca, cerca del poblado La Barranca.

McDowell et al. (2001) y Roldán-Quintana et al. (2002) fecharon rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en Sonora este-central. Se obtuvo edades

radiométricas por el método U/Pb en circones; estos resultados varían entre 90 y 73 Ma, y sugieren que el magmatismo en Sonora inició desde los 90 Ma.

Plascencia-Corrales (2008) describió una secuencia volcánica y sedimentaria asignada a la Formación Tarahumara, al noreste de Banámichi, en la porción oriental del valle del río Sonora (Figura 34). Se midió una columna estratigráfica de 1,850 m de espesor de esta unidad, la cual descansa discordantemente sobre la Formación El Álamo del Grupo Las Víboras del Mesoproterozoico (Stewart et al., 2002). La litología de la Formación Tarahumara en esa localidad consiste en arenisca, limolita, toba, conglomerado, ignimbrita, derrames andesíticos, aglomerado y rocas vulcanosedimentarias. En la base de esta secuencia se fechó circones en una toba ignimbrítica por el método U-Pb, resultando una edad promedio de 74.01 ± 0.7 Ma (Campaniano).

Otras unidades similares tanto en edad como en litología que también han sido asignadas a la Forma-

ción Tarahumara, se ubican al norte de Arizpe, Sonora (González-León, comunicación personal, 2009) (Figura 35). En un estudio anterior, González-León et al. (2000) identificaron a parte de esta formación con el nombre rocas andesíticas Arroyo Alcaparros.

Las secuencias vulcanosedimentarias, tanto de Banámichi como de Arizpe, fueron nombradas previamente como formación El Tuli por Martínez-García y Soots-López (1994) y por Rodríguez-Castañeda (1999; 2002).

En la sierra El Chanate, en la región de Altar, el llamado Complejo Volcánico El Charro (Jacques-Ayala, 1993) es posiblemente equivalente a la Formación Tarahumara. El Charro cubre en aparente discordancia a la Formación Escalante. Tiene más de 600 m de espesor y consiste en brecha andesítica y derrames de lava y tobas riolíticas. Un conglomerado cubre la secuencia y es probable que sea parte de la misma (Jacques-Ayala y Clark, 1998). La edad de El Charro fue determinada en 71 Ma por el método Ar/Ar (Jacques-Ayala, 1993).



Figura 35. Aspecto general de la parte inferior de la Formación Tarahumara. En primer plano, se observa una interstratificación de limolita y arenisca volcánicla cubierta por una secuencia de toba riolítica, en segundo plano, de 72 Ma (C.M. González-León, 2009, comunicación personal). Este afloramiento se encuentra aproximadamente a 10 km al noreste de Arizpe, Sonora. Fotografía proporcionada por Carlos M. González-León.

IV.10 CONGLOMERADO ZARAPUCHI

A 8 km al este de Arivechi se encuentra una secuencia conglomerática en el cerro Zarapuchi, con un espesor aproximado de 1,500 m. Almazán-Vázquez y Fernández-Aguirre (1988) la dividieron en dos partes: La parte inferior, cuya base no se observa, está constituida por una matriz de grauvacas o arcosas que incluyen clastos arredondados de rocas ígneas, y en menor proporción de cuarcita roja y pedernal negro. La estratificación es pobre y la roca está mal clasificada.

La secuencia superior consiste en un conglomerado grueso, en estratos masivos. Este conglomerado es polimíctico, bien clasificado con trazas de paleocanales. La matriz puede ser rojo grisáceo, rosada o amarilla. Los granos de cuarzo se encuentran en un cementante silíceo fuertemente oxidado y con restos de materia orgánica. Se encuentran clastos escasos de andesita y diabasa. Más raros son los fragmentos de cuarcita roja y blanca, pedernal negro, lodolita pardo oscuro y caliza microesparítica con granos de cuarzo, restos de lamelibranquios, braquiópodos, *pellets*, corales y fusulínidos.

La edad de este conglomerado es tentativa, en vista de que no incluye fósiles de ningún tipo. Una parte de los clastos de caliza incluyen fósiles del Leonardiano, mientras que otro tipo de calizas incluyen rudistas posteriores al Neocomiano, por lo que este conglomerado debe de ser, cuando menos, del Aptiano tardío o más joven. En cuanto a su medio de depósito, parece una secuencia deltaica, debido a su volumen y la inclusión de material carbonoso.

Almazán-Vázquez y Fernández-Aguirre (1988) nombraron a esta unidad como Conglomerado Zorapuchi (*sic*) y la asignaron al Jurásico por una aparente posición stratigráfica, ya que no incluía fósiles de ningún tipo. La describieron como una brecha sedimentaria polimíctica rojiza con fragmentos predominantes de caliza, además de cuarcita, pedernal, arenisca, limolita y andesita. El espesor de esta brecha varía entre 30 y 800 m.

La litología y la inclusión de fósiles post-Neocomiano en los clastos de los conglomerados permiten correlacionar al Conglomerado Zarapuchi con la formación El Tuli. Es notable la mezcla de clastos de ca-

liza paleozoica y cretácica, parecida a la Formación La Palma, en Cerro de Oro, descrita por González-León y Jacques-Ayala (1988).

En la región de la presa El Novillo, sobre el río Yaqui, Pubellier (1987) describe una secuencia volcániclastrica y andesítica. Esta secuencia está cubierta en discordancia angular por una serie volcánica silíceica de la Sierra Madre Occidental. Una muestra analizada por el método K/Ar resultó en una edad de 65.83 ± 3.29 Ma; esto es, Maastrichtiano.

En el área del rancho Potrero-Cerro Colorado, la parte inferior de esta secuencia descansa en discordancia angular sobre un conglomerado asignado al Cretácico Inferior (?) o bien sobre lutita y arenisca del Jurásico o sobre una serie volcánica del Jurásico fechada por Damon et al. (1983). La base de la secuencia es un conglomerado de matriz arenosa con fragmentos de rudistas, que hacia arriba pasa a grauvaca, toba y andesita. Esta última se fechó en 77.57 ± 3.88 Ma por el método K/Ar. El miembro superior tiene aproximadamente 1,500 m de espesor y consiste en una alternancia de arenisca volcániclastrica o grauvaca de color amarillo y lutita negra cortadas por diques dacíticos. La cima de la secuencia es una toba silíceica de color azul claro y blanco, conteniendo perlita en estratos gruesos y riolita. Esta última parte tiene un espesor aproximado de 400 m.

IV.11 OTRAS LOCALIDADES CON ROCAS DEL CRETÁCICO EN SONORA

Gans (1997) estudió varias secciones en Santa Rosa de Yécora, sur de Sonora, las cuales incluyeron arenisca volcániclastrica y limolita con flujos de andesita interestratificados en menor abundancia. Estas rocas andesíticas están cubiertas por flujos de andesita y dacita con edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 60 Ma.

En la región de los ríos Mayo y Cedros, en el extremo sur-sureste de Sonora, afloran secuencias tanto de caliza como de arenisca y lutita que se cree sean del Cretácico. Localmente algunos afloramientos consisten en flujos andesíticos y aglomerado con algunos estratos de arenisca ortocuarcítica.

En la zona limítrofe entre Sonora, Chihuahua y Sinaloa existe una secuencia de arenisca, limolita

y lutita de color crema amarillento con polígonos de desecación. En la región de El Fuerte-Choix, Sinaloa, limítrofe con Sonora, existen bancos gruesos de caliza con abundantes rudistas, aunque no se observa fósiles indicativos de edad.

V. EVOLUCIÓN TECTÓNICA Y PALEOGEOGRAFÍA DE SONORA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO

V.1 TRANSICIÓN ENTRE EL CRETÁCICO TEMPRANO Y EL CRETÁCICO TARDÍO

Existen evidencias estructurales, magmáticas y estratigráficas de un incremento significativo en el tectonismo cordillerano durante el Albiano tardío al Cenomaniano temprano en el noroeste de México y suroeste de los Estados Unidos (Figura 36). Es probable que la causa de este incremento haya sido un cambio importante en los movimientos entre las placas Farallón y Norteamericana. Durante casi todo el Aptiano y el Albiano,

estas placas convergían oblicuamente a una tasa moderada. Durante el Albiano tardío y continuando hasta el Campaniano temprano, la tasa de convergencia era casi normal, comparable a la que ocurrió durante la deformación Laramide (125-150 km/Ma entre 100 y 83 Ma) (Engelbreton et al., 1985). Alrededor de los 100 Ma se incrementó la convergencia, originando cabalgamiento mesocortical en el arco magmático. El cabalgamiento coincidió con un levantamiento regional y una inclinación del arco hacia el oeste, la cual produjo subsidencia en la cuenca de antearco en el Albiano tardío y Cenomaniano temprano (George, 1995).

El cabalgamiento fue seguido de un extenso emplazamiento de magmas tonalíticos y granodioríticos alrededor de 95 a 90 Ma en Baja California (Kimbrough et al., 2001). En la franja cordillerana de cabalgaduras y pliegues, el cabalgamiento dirigido hacia el este, acompañado de levantamiento regional y erosión, produjo discordancias y aportó sedimentos a las cuencas de antearco que se desarrollaban en Baja California (George, 1995; Kimbrough et al., 2001).

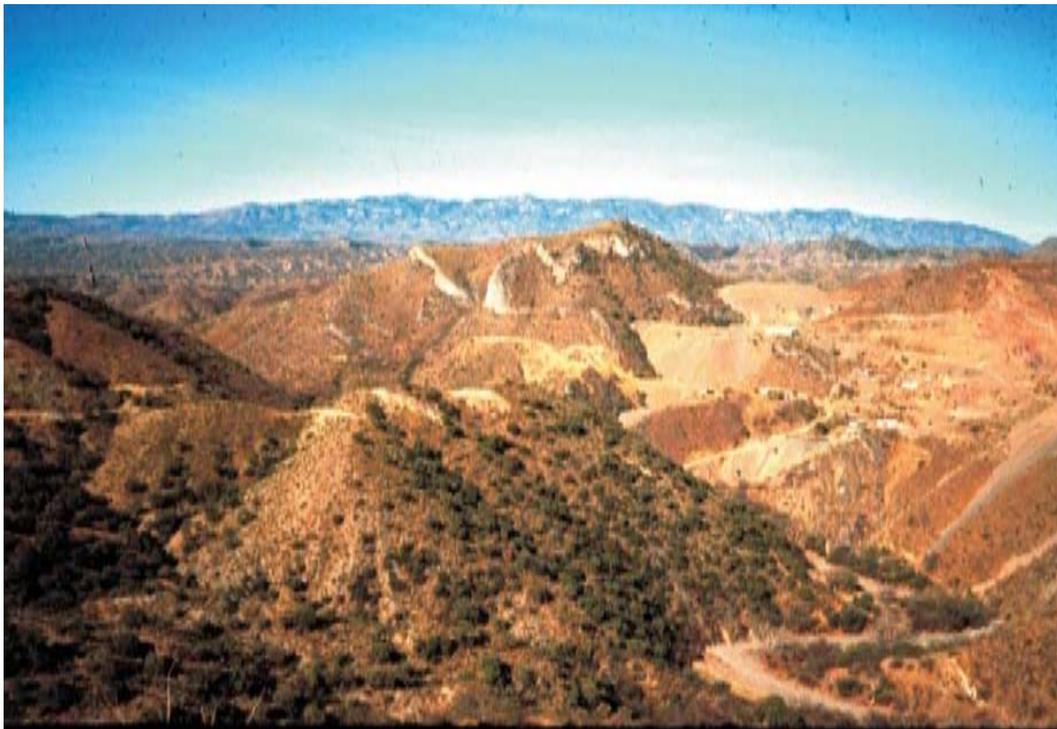


Figura 36. Plegamiento de estratos muy gruesos de caliza de la Formación Mural, cuya edad máxima es del Albiano medio. Cubriendo concordantemente a esta unidad, se encuentra la Formación Cintura, la cual cierra el depósito del Grupo Bisbee aproximadamente a fines del Albiano. Se estima que la deformación que se muestra en esta fotografía pudo iniciarse desde el Cenomaniano más temprano (Cretácico Tardío). Localización: cerro La Eme, mina Roca Roja, municipio de Ímuris, Sonora. Fotografía viendo hacia el oeste-suroeste.

Sosson y Calmus (1990) propusieron que rocas volcanogénicas y metamórficas alóctonas del Jurásico que se encontraban en el norte de Sonora, fueron transportadas hacia el noreste por corrimientos de cabalgadura durante el Cretácico Temprano-Cretácico Tardío. El alóctono habría formado el límite oriental de la franja orogénica Nevadiana, la cual fue parcialmente contemporánea y similar en estilo de deformación a la franja orogénica Sevier. De acuerdo con este modelo, uno esperaría encontrar una secuencia de grano grueso en el frente del alóctono. Sin embargo, esta secuencia no ha sido identificada ni existe registro de un conjunto de rocas similares o correlacionables en la región.

V.2 EVENTOS TECTÓNICOS DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO

En el noroeste de Sonora, en la sierra El Chanate, al noreste de Caborca, Jacques-Ayala (1993; 2000) y Nourse et al. (2000) documentan el plegamiento en la secuencia del Cretácico. En esa sierra se presenta una secuencia de 3,500 m de espesor, y se encuentra plegada formando un sinclinal asimétrico orientado NW-SE con evidencias de haber sido afectado por: 1) cabalgaduras con el bloque de techo moviéndose hacia el NE; 2) fallamiento normal de bajo ángulo con el bloque de techo moviéndose hacia el SW y 3) una falla normal de alto ángulo en donde el bloque hundido es la misma sierra El Chanate (Jacques-Ayala, 1993).

Durante el Cretácico Tardío, las rocas del Grupo Bisbee y los depósitos volcánicos suprayacentes fueron canibalizados a su vez, para ser redepositados más lejanamente hacia el este en cuencas continentales más pequeñas como es el caso de la Formación Ringbone y los conglomerados del Paleógeno temprano de la Formación Lobo, en el extremo suroeste de Nuevo México (Drewes, 1991).

Cerca del fin del Campaniano, los mares se retiraron, una vez más, hacia el este y una buena parte de Sonora fue el escenario de actividad volcánica extensa la cual conformó las últimas etapas de la fase Pimana de la orogenia Laramide (Hayes, 1970b).

Haxel et al. (1984; 1988) definieron una región “anómala” en el extremo suroeste de Arizona y centro-noroeste de Sonora, a la que llamaron terreno Pápago.

Esta región se caracteriza, entre otros rasgos geológicos, por el predominio de cabalgamiento, metamorfismo regional y plutonismo de granito peraluminoso durante el Cretácico Tardío y Paleógeno temprano.

Tosdal et al. (1990) definieron la estratigrafía y geología estructural del terreno Pápago en las colinas Quitobaquito, al noroeste de Lukeville, Arizona, colindante con Sonoita, Sonora. Estos autores encontraron un granito del Cretácico (*Aguajita Spring* en Arizona) emplazado por encima de un *gneiss* del Proterozoico. También, al sureste de Sonoita, en las colinas Cipriano, se encuentran plutones de dos micas del Cretácico con una trama pobremente definida con granos de cuarzo ligeramente aplastados. Estos rasgos demostrarían la existencia de, cuando menos, un evento de deformación durante el Cretácico Tardío en el extremo noroeste de Sonora.

Para la región de Sahuaripa-Arivechi, Pubellier (1987) interpretó tres diferentes fases o eventos tectónicos principales. La primera fase de deformación ocurrió a fines del Jurásico, identificable en los conglomerados del Cretácico más inferior; una segunda fase y muy importante, sucedió entre el Albiano tardío y el Santoniano tardío. Ésta fase fue responsable de un cabalgamiento hacia el nor-noreste de unidades mesozoicas de dominio Cordillerano con su sustrato paleozoico sobre el Cretácico Inferior de dominio Mesógeno (Tethysiano). Finalmente, durante el Paleógeno ocurrió una fase laramídica oblicua, responsable de pliegues recostados hacia el suroeste. Esta fase incluye cuerpos plutónicos del Eoceno inferior.

Cabe señalar que rocas del Cretácico Superior se encuentran en algunos lugares sobre estratos del Grupo Bisbee, pero en otros, están directamente sobre secuencias del Paleozoico. Esto ha sido interpretado como evidencia de un cabalgamiento de dimensiones muy importantes, durante la orogenia Laramide (Jacques-Ayala, 2003).

V.3 ACTIVIDAD ÍGNEA DURANTE EL CRETÁCICO TARDÍO-PALEÓGENO TEMPRANO EN SONORA

Después de un marco principalmente sedimentario durante el Cretácico Temprano, un régimen volcánico, vulcanosedimentario y de importantes intrusiones pre-

dominó durante el Cretácico Tardío en partes de Sonora (Valencia-Moreno et al., 2001; 2003; 2006). Uno de los registros más evidentes de este cambio es la Formación Tarahumara, que se localiza cerca de Tónichi, en el este de Sonora. Esta unidad consiste en andesita a dacita alterada propilíticamente, aglomerado y brecha volcánica. En el tercio superior de la formación se encuentran intervalos delgados volcanoclásticos con interestratificación de caliza de agua dulce que contienen plantas fósiles del Cretácico Tardío. El inicio del magmatismo en el oriente de Sonora, alrededor de los 90 Ma (Turoniano), es mucho más temprano de lo que se esperaba, de acuerdo a las tendencias regionales (McDowell et al., 2001).

Varios episodios de magmatismo de margen continental convergente tuvieron lugar desde el Cretácico en el noroeste de México, particularmente en Sonora y en Chihuahua. Estos episodios incluyeron el emplazamiento de batolitos del Cretácico Tardío al Paleógeno temprano, así como las andesitas, riolitas e ignimbritas asociadas de la Sierra Madre Occidental del Terciario medio.

En Sonora los batolitos son granodioritas y tonalitas calci-alcálicas, aunque localmente también se encuentran granitos de dos micas (Anderson et al., 1980; Roldán-Quintana, 1991). Las edades de los batolitos en Sonora varían entre 91 y 43 Ma.

El batolito El Jaralito de la sierra de Aconchi (Fig. 2), estudiado por Roldán-Quintana (1989, 1991), es un granito de tipo "I" o cordillerano, el cual varía litológicamente de un verdadero granito a monzonita de cuarzo, diorita de cuarzo y granodiorita. Una edad K/Ar fue determinada entre 69.6 y 51.8 Ma (Maastrichtiano-Eoceno). La geoquímica, la petrografía y los estudios isotópicos muestran que el intrusivo El Jaralito es parte de una tectónica vertical regional que probablemente se inició en el Cretácico Temprano o aún antes (Roldán-Quintana, 1991).

En la costa de Sonora, entre Bahía Kino y Punta Tepopa, se encuentra un batolito con un rango de edades de emplazamiento entre 90.1 ± 1.1 y 69.4 ± 1.2 Ma (Ramos-Velázquez et al. (2008). Estas edades y las del batolito más oriental de la península de Baja California son consideradas como porciones de un mismo arco magmático cretácico. El batolito costero de Sono-

ra podría ser la parte más occidental del magmatismo Laramide.

En el área de Quitovac, al noroeste de Caborca, Iriondo (2001) cartografió una serie de rocas graníticas cretácicas que fueron fechadas usando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Estos intrusivos se encuentran muy deformados y cabalgan unos sobre otros, indicando que hay una deformación del Cretácico Tardío–Paleoceno.

En la sierra de Sonoyta, la fábrica de las rocas de La Abra que forman parte de la estratigrafía del terreno Pápago (Haxel et al., 1984, 1988), fueron reorientadas en el área adyacente a un pequeño plutón de granito peraluminoso, supuestamente del Paleógeno inferior. En una estrecha aureola dínamo-termal en las porciones sur y suroeste de este plutón, el meta-pórfito fue re-metamorfoseado profundamente a un ortoesquistos cuarzofeldespático.

En el distrito de Cananea, el vulcanismo del Cretácico está representado por la Formación Mesa compuesta de toba andesítica, lahares y derrames; una muestra alterada de esta unidad tiene una edad de 67.4 ± 3.4 Ma (Maastrichtiano). La Formación Mesa descansa discordantemente sobre las Formaciones Elenita y Henrietta, aunque está intrusionada por la Diorita Tinaja y otras intrusiones más tardías. El batolito Diorita Tinaja es textural y composicionalmente similar a la Granodiorita Cuitaca la cual ha sido fechada por Anderson y Silver (1977) en 64 ± 3.4 Ma (Paleoceno) por el método U-Pb en circón. Como otras intrusiones del Cretácico en Sonora, la Granodiorita Cuitaca generó metamorfismo de contacto y *skarns* de cobre y tungsteno en Puertecitos y al oeste de Cananea.

Después de la intrusión de los batolitos de Cuitaca y Tinaja, un enjambre de diques y pequeñas intrusiones o apófisis de pórfido de monzonita de cuarzo se emplazaron en el distrito cuprífero de Cananea a lo largo de dos zonas estructurales importantes: una con orientación NE 40° y la otra NW $60-80^\circ$. Los afloramientos originados por el extenso minado en Cananea han mostrado que muchas de las apófisis no alcanzaron la superficie (Perry, 1961). Sin embargo, varios pórfidos de monzonita de cuarzo al norte de la "cuenca Capote" incluyen cantidades apreciables de vidrio devitrificado y fragmentos curvos, alargados de vidrio volcánico (*shards*), indicando que algunos pórfidos alcanzaron la

superficie o bien estuvieron muy cerca de ella (Valentine, 1936; Meinert, 1980).

Íntimamente asociados con las apófisis de pórfidos de monzonita de cuarzo entre las llamadas localmente “colina Sonora” y la “cuenca Capote” en el distrito minero de Cananea, se encuentran numerosas zonas y chimeneas de brechamiento características, algunas de las cuales contienen los cuerpos mineralizados de ley más alta en el distrito. La intensa alteración sericitica asociada con estos pórfidos impide su fechamiento aunque es posible fechar el último evento de alteración: una muestra alterada sericiticamente del pórfido de cuarzo Teocalli dió una fecha de 52.8 ± 2.3 Ma (Eoceno), mientras que la alteración de cuarzo-flogopita en la chimenea brechada La Colorada ha sido fechada en 58.5 ± 2.1 Ma (Paleoceno) por el método K-Ar en flogopita (Varela, 1972). La mayor parte de los estudios de los ambientes de pórfidos cupríferos indican que la alteración-mineralización inicia al mismo tiempo del emplazamiento de los plutones y continúa por un período de 2 a 3 Ma. Usando el límite superior de 3 Ma, resulta en edades de emplazamiento de 61 a 56 Ma (Paleoceno) para los pórfidos de Cananea. Estas edades K-Ar de muestras alteradas indican un intervalo posible de 5 a 11 Ma entre el emplazamiento del batolito Cuitaca de 64 Ma (Paleoceno) y la alteración de los pórfidos de monzonita de cuarzo (Wodzicki, 1995).

El vulcanismo del Cretácico Tardío al Eoceno es común en el oriente de Sonora. Estas rocas volcánicas son predominantemente andesitas y rocas félsicas alteradas propiliticamente y fueron eruptadas durante el amplio intervalo representado por las rocas plutónicas de Sonora (McDowell et al., 1997).

En las estribaciones de la Sierra Madre Occidental, en el este de Sonora, ocurrieron episodios de actividad magmática desde el Cretácico Tardío hasta el Mioceno, particularmente en el área de Santa Rosa de Yécora (Gans, 1997). Esta actividad está registrada en una sección estratigráfica de 3 a 4 km de espesor que comprende un batolito granodiorítico laramídico y sus rocas encajonantes andesíticas, ignimbritas riolíticas y domos silícicos del Paleógeno inferior a medio y lavas máficas interestratificadas del Oligoceno superior al Mioceno medio con sedimentos tobáceos y conglomerado de abanico. La sedimentación y el vulcanismo han

sido relacionados con un régimen de extensión durante el Terciario (McDowell et al., 1997).

En Lampazos, la secuencia del Cretácico fue intensamente plegada y cabalgada a causa del evento Laramide del Cretácico Tardío, intrusión por plutones silícicos, cubierta por rocas volcánicas terciarias y afectada por fallamiento normal del Mioceno.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean agradecer las revisiones precisas y acuciosas, tanto del Dr. Ricardo Barragán Manzo como de Magdalena Alcayde, que le dieron mayor claridad a este capítulo. Igualmente, sus valiosas observaciones nos pusieron al tanto acerca de las nuevas recomendaciones del Código Estratigráfico Norteamericano, las cuales se siguieron puntualmente en este trabajo.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguilera, J.G., 1888, Estudio de los fenómenos sísmicos del 3 de mayo de 1887: Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, v. 10, p. 5–56.
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., 1988, Estratigrafía de la Hoja Arivechi (H12D56), *in* Almazán-Vázquez, Emilio, y Fernández-Aguirre, M.A., eds., Segundo simposio sobre geología y minería de Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; Universidad de Sonora, Departamento de Geología; Dirección General de Fomento Minero del Estado de Sonora; y Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Resúmenes, p. 2–3 (resumen).
- Almazán-Vázquez, Emilio, y Palafox, J.J., 1985, Bioestratigrafía del Cretácico Temprano del Cerro de las Conchas al oriente de Arivechi, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 2, núms. 1–2, p. 25–29.
- Almeida, Lucía, y Martínez, Enrique, 1982, Estudio palinológico preliminar del Cretácico Superior de la cuenca de Cabullona, Sonora, México: Instituto Nacional de Antropología e Historia, Congreso de Paleobotánica y Palinología, 3, México, D. F., Memoria, p. 213–227.
- Amaya-Martínez, Ricardo, y González-León, C.M., 1993, Las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara y su relación con las secuencias volcanosedimentarias en la porción centro-oriental del estado de Sonora, *in* González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes, 3, Libro de Resúmenes, p. 1–2 (resumen).
- Anderson, T.H.; Campbell, P.; y Silver, L.T., 1992, Mylonite at the Mojave-Sonora megashear, northwestern Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 24, p. 147 (resumen).

- Anderson, T.H., y Schmidt, V.A., 1983, The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea during Mesozoic time: *Geological Society of America Bulletin*, v. 94, p. 941–966.
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1974, Late Cretaceous plutonism in Sonora, Mexico, and its relationship to circum-Pacific magmatism: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 6, p. 484 (resumen).
- Anderson, T.H., y Silver, L.T., 1977, U-Pb isotope ages of granitic plutons near Cananea, Sonora: *Economic Geology*, v. 72, p. 827–836.
- Anderson, T.H. y Silver, L.T., 1979, The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora Guidebook*, Annual Meeting of the Geological Society of America: Pittsburgh, Penn., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; y the University of Pittsburgh, p. 59–68.
- Anderson, T.H.; Silver, L.T.; y Salas, G.A., 1980, Distribution and U-Pb isotope ages of some lineated plutons, northwestern Mexico, in Crittenden, M.D., Jr.; Coney, P.J.; y Davis, G.H., eds., *Cordilleran metamorphic core complexes: Geological Society of America Memoir* 153, p. 269–283.
- Araujo-Mendieta, Juan, y Estavillo-González, C.F., 1987, Evolución tectónica sedimentaria del Jurásico Superior y Cretácico Inferior en el NE de Sonora, México: *Instituto Mexicano del Petróleo, Revista*, v.19, p. 4–37.
- Araujo-Mendieta, Juan; Estavillo-González, C.F.; y Rodríguez-Benítez, J.L., 1984, Estudio estratigráfico-sedimentológico del Jurásico-Cretácico: Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Prospecto Cucurpe, Proyecto C-1151, Informe interno (inédito).
- Asmeron, Y.; Zartman, R.E.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1990, Zircon U-Th-Pb and whole-rock Rb-Sr patterns of lower Mesozoic igneous rocks in the Santa Rita Mountains, southeast Arizona—implications for Mesozoic magmatism and tectonics in the southern Cordillera: *Geological Society of America Bulletin*, v. 102, p. 961–968.
- Baron-Szabo, R.C.; y González-León, C.M., 1999, Lower Cretaceous corals and stratigraphy of the Bisbee Group (Cerro de Oro and Lampazos areas), Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 20, p. 465–497.
- Barragán, Ricardo; Campos-Madrigal, Emiliano; Ferrusquía-Villafraña, Ismael; López-Palomino, Isabel; y Tolson, Gustavo, traductores, 2010, Código estratigráfico norteamericano: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 117, xvi + 48 p.
- Barragán, Ricardo, y Maurrasse, F.J.-M.R., 2008, Lower Aptian (Lower Cretaceous) ammonites from the basal strata of the La Peña Formation of Nuevo León State, northeast Mexico—biostratigraphic implications: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 1, p. 145–157.
- Barth, A.P.; Jacobson, C.E.; Jacques-Ayala, César; Roldán-Quintana, Jaime; y Pedrick, J.N., 2008, Age of the Altar Schist and Cretaceous deformation in the Caborca-Altar region of northwestern Sonora: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 33, p. 167 (resumen).
- Bartolini, C., y Herrera, S., 1986, Estratigrafía y estructura de la región de Lampazos, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 3, núm. 2, 13–22.
- Bennett, 1993, Santa Teresa District, Sonora, Mexico—a gold exploration study aided by lithologic mapping, remote sensing analysis, and geographic information system compilation: Boulder, Colorado, University of Colorado, tesis de maestría, 272 p.
- Beraldi-Campesi, Hugo, 2000, Microfósiles permineralizados asociados a estromatolitos cretácicos de Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de licenciatura, 80 p. (inédita).
- Beraldi-Campesi, Hugo; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; y Chacón-Baca, Elizabeth, 2004, Microfossil algae associated with Cretaceous stromatolites in the Tarahumara Formation, Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 25, núm. 2, p. 237–253.
- Beraldi-Campesi, Hugo, y Cevallos-Ferriz, S.R.S., 2005, Diversidad de microfósiles en la Formación Tarahumara, Sonora: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 22, núm. 2, p. 261–271.
- Bergmann, B.J.; McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1993, Mass-gravity sedimentation and sliding in the Cretaceous Bisbee Group at 91 Hills, southern Arizona: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, núm. 6, A-68 (resumen).
- Bilodeau, W.L., 1979, Early Cretaceous tectonics and deposition of the Glance Conglomerate, southeastern Arizona: Stanford, California, Stanford University, disertación doctoral, 145 p. (inédita).
- Bilodeau, W.L., 1982, Tectonic models for Early Cretaceous rifting in southeastern Arizona: *Geology*, v. 10, p. 466–470.
- Bilodeau, W.L., y Lindberg, F.A., 1983, Early Cretaceous tectonics and sedimentation in southern Arizona, southwestern New Mexico, and northern Sonora, in Reynolds, M.W., y Dolly, E.D., eds., *Mesozoic paleogeography of the west-central United States*: Denver, Colo., Rocky Mountain Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Symposium 2, p. 173–188.
- Blair, T.C., y McPherson, J.G., 1999, Grain-size and textural classification of coarse sedimentary particles: *Journal of Sedimentary Research*, v. 69, p. 6–19.
- Bojórquez-Ochoa, J.A., y Rosas-Haro, J.A., 1988, Geología de la Hoja de Aconchi H12D13, Municipio de Aconchi, Sonora, México: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 92 p. (inédita).
- Burckhardt, Carl, 1930, Étude synthétique sur le Mésozoïque mexicain: *Mémoires de la Société Paléontologique Suisse*, v. 49–50, 250 p.
- Calmus, Thierry, y Radelli, Luigi, 1987, Mid-Cretaceous orogeny and Laramide event of Sonora and northern Baja California: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 4, núms. 1–2, p. 51–56.
- Cano-Corona, I., 2001, Estratigrafía y microfacies de la Formación Lampazos, área de Lampazos, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 65 p. (inédita).

- Castro-Morfin, A.A., y Morfin, V.S., 1988, Contribución a la geología del área Cerro de Oro: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, p. 19–36.
- Cevallos-Ferriz, S.R.S., y Ricalde-Moreno, Olga, 1995, Palmeras fósiles del norte de México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Anales del Instituto de Biología, Serie Botánica, v. 66, p. 97–106.
- Chacón-Baca, Elizabeth, 2002, Estudio biogeoquímico de los estromatolitos de la Formación Tarahumara: México. D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, disertación doctoral, 138 p. (inédita).
- Chacón-Baca, Elizabeth; Beraldi-Campesi, Hugo; Cevallos-Ferriz, S.R.S.; Knoll, A.; y Golubic, S., 2002, 70 Ma nonmarine diatoms from northern Mexico: *Geology*, v. 30, núm. 3, p. 279–281.
- Clark, K.F., 1987, Summary of the lithology, tectonic framework and metallic deposits in Sierra Madre Occidental, northwestern Mexico: Institute of Mining and Metallurgy, Extract from *Geology in the real world*, the Kingsley Dunham volume, K.C. Dunham, p. 31–50.
- Clark, K.F.; Damon, P.E.; y Shafiqullah, M., 1978, Continuity of magmatism in northern Mexico, 130 m.y.b.p. to present: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 10, p. 381 (resumen).
- Comisión Federal de Electricidad, 1983, Informe geológico final del proyecto Cabullona: Hermosillo, Sonora, Residencia de Estudios Carboníferos de Sonora, informe interno, 81 p. (inédito).
- Cooper, G.A., y Arellano, A.R.V., 1946, Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 30, p. 606–611.
- Corona, F., 1979, Preliminary reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, in Anderson, T.H., y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Geology of northern Sonora*: *Geological Society of America Annual Meeting Guidebook*, Field Trip 27, p. 32–48.
- Corona, F., 1980, Reconnaissance geology of Sierra La Gloria and Cerro Basura, northwestern Mexico: Pittsburgh, Pennsylvania, University of Pittsburgh, tesis de maestría, 232 p. (inédita).
- Damon, P.E.; Livingston, D.E.; Mauger, R.L.; Giletti, B.J.; y Pantoja-Alor, Jerjes, 1962, Edad del Precámbrico “Anterior” y de otras rocas del zócalo de la región Caborca-Altar de la parte noroccidental del estado de Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín* 64, p. 11–44.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, M.; y Clark, K.F., 1983, Geochronology of the porphyry copper deposits and related mineralization of Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 20, p. 1052–1071.
- DeJong, K.A.; Escárcega-Escárcega, A.; y Damon, P.E., 1988, Eastward thrusting, southwestward folding and westward backsliding in the Sierra La Víbora, Sonora, Mexico: *Geology*, v.16, p. 904–907.
- Dickinson, W.R., 1989, Tectonic setting of Arizona through geologic time, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 1–16.
- Dickinson, W.R., y Coney, P.J., 1980, Plate tectonics constraints on the origin of the Gulf of Mexico, in Pilger, R.H., ed., *The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic Ocean*: Baton Rouge, La., Louisiana State University, p. 27–36.
- Dickinson, W.R.; Fiorillo, A.R.; Hall, D.L.; Monreal, R.; Potochnik, A.R.; y Swift, P.N., 1989, Cretaceous stratigraphy of southeastern Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 447–461.
- Dickinson, W.R.; Klute, M.A.; y Swift, P.A., 1986, The Bisbee basin and its bearing on late Mesozoic paleogeographic and paleotectonic relations between the Cordilleran and Caribbean regions, in Abbott, P.L., ed., *Cretaceous stratigraphy, Western North America*: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, v. 46, p. 51–62.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 1999, Post-mid-Paleozoic tectonic assembly of Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, núm. 7, A-293 (resumen).
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001a, Tectonic setting and sandstone petrofacies of the Bisbee Basin (USA-Mexico): *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 475–504.
- Dickinson, W.R., y Lawton, T.F., 2001b, Carboniferous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 9, p. 1142–1160.
- Drewes, Harald, 1991, Description and development of the Cordilleran orogenic belt in the southwestern United States and Mexico: *United States Geological Survey Professional Paper* 1572, 92 p.
- Dumble, E.T., 1900, Notes on the geology of Sonora, Mexico: *American Institute of Mining Engineers, Transactions*, v. 29, p. 122–152.
- Dumble, E.T., 1901a, Cretaceous of Obispo Canyon, Sonora, Mexico: *Texas Academy of Sciences Transactions*, v. 4, p. 81.
- Dumble, E.T., 1901b, Occurrence of oyster shells in volcanic deposits in Sonora, Mexico: *Texas Academy of Sciences Transactions*, v. 4, p. 82.
- Dumble, E.T., 1902, Notes on the geology of southeastern Arizona: *American Institute of Mining Engineering, Transactions*, v. 31, p. 676–715.
- Dunham, R.J., 1962, Classification of carbonate rocks according to depositional texture, in Ham, W.E., ed., *Classification of carbonate rocks*: *American Association of Petroleum Geologists Memoir* 1, p. 108–121.
- Embry, A.F., y Klovan, J.E., 1971, A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Northwest Territories: *Bulletin of Canadian Petroleum Geologists*, v. 19, p. 730–781.
- Engelbretson, D.C.; Cox, A.; y Gordon, R.G., 1985, Relative motions between oceanic plates of the Pacific Basin: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 10291–10310.
- Escalona-Alcázar, F., y Roldán-Quintana, Jaime, 1993, Geología del Cretácico Inferior en el norte de Sonora: *Ciencia*, v. 44, p. 92–93.
- Fernández-Aguirre, M.A.; Monreal-Saavedra, Rogelio; y Grijalva-Haro, A.S., 1993, Carta geológica Sonora, escala 1:500,000: Hermosillo, Sonora, Gobierno del Estado de Sonora, Direc-

- ción General de Fomento Minero; y Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, 1 mapa.
- Finnell, T.L., 1970, Formations of the Bisbee Group, Empire Mountains Quadrangle, Pima County, Arizona, *in* Changes in stratigraphic nomenclature by the United States Geological Survey, 1968: United States Geological Survey Bulletin 1294-A, p. 28–35.
- Gabb, W.M., 1869, Cretaceous and Tertiary fossils of California and northern Mexico: Geological Survey of California, Paleontology, 2, 280 p.
- Gans, P.B., 1997, Large-magnitude of Oligocene-Miocene extension in southern Sonora—implications for the tectonic evolution of northwest Mexico: *Tectonics*, v. 16, p. 388–408.
- García y Barragán, J.C., 1992, Geology of the western Cerros El Amol, Altar, Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 80 p. (inédita).
- García y Barragán, J.C., 2003, Stratigraphy, sedimentology and tectonic interpretation for the origin of the Late Cretaceous El Tuli Formation in northern Sonora, Mexico: El Paso, Texas, University of Texas at El Paso, disertación doctoral, 194 p. (inédita).
- García y Barragán, J.C.; Jacques-Ayala, César; y DeJong, K.A., 1998, Stratigraphy of the Cerros El Amol, Altar, Sonora, México, *in* Clark, K.F. ed., Gold deposits of northern Sonora, Mexico, Society of Economic Geologists Guidebook Series, núm. 30, p. 101–116.
- García y Barragán, J.C., y Rodríguez-Castañeda, J.L., 1996, Tectonic significance of Late Cretaceous conglomerates in north-central Sonora, Mexico: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 28, A-115 (resumen).
- Gastil, R.G., 1985, Terranes of peninsular California and adjacent Sonora, *in* Howell, D.G., ed., Tectonostratigraphic terranes of the circum-Pacific region: Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series, núm. 1, p. 273–283.
- Gastil, R.G.; Morgan, G.J.; y Krummenacher, D., 1978, Mesozoic history of peninsular California and related areas east of the Gulf of California, *in* Stewart, J.H.; Stevens, C.H.; y Fristche, A.E., eds., Paleozoic paleogeography of the western United States: Los Angeles, California, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section, p. 107–115.
- George, P.G., 1995, Structural and stratigraphic evidence for a significant late Albian-early Cenomanian increase in Cordilleran tectonism: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 27, p. A-388 (resumen).
- González-León, C.M., 1978, Geología del área de Arizpe, Sonora centro-septentrional: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 80 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1988, Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 7, núm. 2, p. 148–162.
- González-León, C.M., 1989, Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico del área de Cerro de Oro, Sonora: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de maestría, 109 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1994a, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 144 p. (inédita).
- González-León, C.M., 1994b, Early Cretaceous tectono-sedimentary evolution of the southwestern margin of the Sonora basin: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 11, p. 139–146.
- González-León, C.M., y Buitrón, B.E., 1984, Bioestratigrafía del Cretácico Inferior del área de Lampazos, Sonora, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Congreso Latinoamericano de Paleontología, 3, Memoria, p. 371–377.
- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1988, Estratigrafía de las rocas cretácicas del área de Cerro de Oro, Sonora central: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 5, p. 1–23.
- González-León, C.M., y Jacques-Ayala, César, 1990, Paleogeografía del Cretácico Temprano en Sonora: Universidad Autónoma de Nuevo León, Facultad de Ciencias de la Tierra, Actas, v. 4, p. 125–152.
- González-León, C.M., y Lawton, T., 1995, Stratigraphy, depositional environments, and origin of the Cabullona Basin, northeastern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 121–142.
- González-León, C.M., y Lucas, S.G., 1995, Stratigraphy and paleontology of the Early Cretaceous Cerro de Oro Formation, central Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 41–47.
- González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Kues, B.S., 1993, Stratigraphy and paleontology of the Late Cretaceous Cabullona Basin, northeastern Sonora, Mexico, *in* González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: Simposio sobre la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes, 3, Libro de Resúmenes, p. 37–41.
- González-León, C.M.; McIntosh, W.C.; Lozano-Santacruz, Rufino; Valencia-Moreno, Martín; Amaya-Martínez, Ricardo; y Rodríguez-Castañeda, J.L., 2000, Cretaceous and Tertiary sedimentary, magmatic, and tectonic evolution of north-central Sonora (Arizpe and Bacanuchi quadrangles), northwest Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 112, núm. 4, p. 600–610.
- González-León, C.M.; Scott, R.W.; Löser, Hannes; Lawton, T.F.; Robert, E.; y Valencia, V.A., 2008, Upper Aptian-Lower Albian Mural Formation—stratigraphy, biostratigraphy and depositional cycles on the Sonoran shelf, northern Mexico: Cretaceous Research, v. 29, núm. 2, p. 249–266.
- González-León, C.M.; Valencia-Moreno, M.A.; Noguez-Alcántara, Benito; y Salvatierra-Domínguez, E., 2006, Mapa geológico de Sonora: Hermosillo, Sonora, <<http://digitalgeosciences.unam.mx>>, acceso libre, consulta: 11 de mayo de 2009.
- Grajales-Nishimura, J.M.; Torres-Vargas, R.; y Terrel, D.J., 1989, Los arcos magmáticos del norte de México, estado de Sono-

- ra, Parte I (Apéndice): Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Proyecto C-2018, 144 p. (Informe inédito).
- Grijalva-Noriega, F.J., 1991, Sobre el Cretácico Temprano en Sonora y áreas adyacentes: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, núm. 2, p. 1–18.
- Grijalva-Noriega, F.J., 1996, Cintura Formation—an Early Cretaceous deltaic system in northeastern Sonora, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 13, p. 129–139.
- Harding, L.E., y Coney, P.J., 1985, The geology of the McCoy Mountains Formation, southeastern California and southwestern Arizona: Geological Society of America Bulletin, v. 96, p. 755–769.
- Hardy, L.R., 1973, The geology of an allochthonous Jurassic sequence in the Sierra de Santa Rosa, northwest Sonora, Mexico: San Diego, California, San Diego State University, tesis de maestría, 92 p. (inédita).
- Hardy, L.R., 1981, Geology of the central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico, *in* Ortlieb, Luc, y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Geology of northwestern Mexico and southern Arizona: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Geological Society of America Cordilleran Section Meeting Guidebook, p. 73–98.
- Harrar, W.G., 1989, Geology and paleomagnetism of the central sierra El Batamote, northwestern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 134 p. (inédita).
- Haxel, G.B.; Tosdal, R.M.; May, D.M.; y Wright, J.E., 1984, Latest Cretaceous and early Tertiary orogenesis in south-central Arizona—thrust faulting, regional metamorphism, and granitic plutonism: Geological Society of America Bulletin, v. 95, p. 631–653.
- Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Riggs, N.R.; y Goodwin, L.G., 1988, The Pápago terrane—a crustal anomaly in south-central Arizona and north-central Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 20, p. 168 (resumen).
- Hayama, Y.; Shibata, K.; y Takeda, H., 1984, K-Ar ages of the low-grade metamorphic rocks in the Altar Massif, northwest Sonora, Mexico: Journal of the Geological Society of Japan, v. 90, p. 589–596.
- Hayes, P.T., 1970a, Mesozoic stratigraphy of the Mule and Huachuca Mountains, Arizona: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 658A, 28 p.
- Hayes, P.T., 1970b, Cretaceous paleogeography of southeastern Arizona and adjacent areas: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 658B, 42 p.
- Hayes, P.T., y Drewes, Harald, 1978, Mesozoic depositional history of southeastern Arizona, *in* Callender, J.F.; Wilt, J.C.; y Clemons, R.E., eds., Land of Cochise: New Mexico Geological Society Guidebook, 29th Field Conference, p. 201–207.
- Hernández-Castillo, G.R., 1998, Plantas fósiles permineralizadas del Cretácico Superior de Sonora, México: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 48 p. (inédita).
- Hernández-Castillo, G.R., y Cevallos-Ferriz, S.R.S., 1999, Reproductive and vegetative organs with affinities to Haloragaceae from the Upper Cretaceous Huépac chert locality of Sonora, Mexico: American Journal of Botany, v. 86, p. 1717–1734.
- Herrera, S., y Bartolini, C., 1983, Geología del área de Lampazos, Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 120 p. (inédita).
- Herrera, S.; Bartolini, C.; Pérez, O.; y Buitrón, B.E., 1984, Paleontología del área de Lampazos, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 1, p. 50–59.
- Imlay, R.W., 1939, Paleogeographic studies in northeastern Sonora, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 50, p. 1723–1744.
- Iriondo, Alexander, 2001, Proterozoic basements and their Laramide juxtaposition in NW Sonora, Mexico—tectonic constraints on the SW margin of Laurentia: Boulder, Colorado, University of Colorado, disertación doctoral, 222 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1983, Sierra El Chanate, NW Sonora, Mexico—stratigraphy, sedimentology and structure: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 148 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1986, Reconocimiento geológico de los Cerros El Amol, noroeste de Sonora—resultados preliminares: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Informe interno, 15 p. (inédito).
- Jacques-Ayala, César, 1989, Arroyo Sásabe Formation (Aptian-Albian), northwestern Sonora, Mexico—marginal marine sedimentation in the Sonora back-arc basin: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 171–178.
- Jacques-Ayala, César, 1992a, The Lower Cretaceous Bisbee Group in the surroundings of Santa Ana, *in* Clark, K.F.; Roldán-Quintana, Jaime; y Schmitt, H.R., eds., Geology and mineral resources of the Sierra Madre Occidental: El Paso Geological Society Guidebook, p. 349–357.
- Jacques-Ayala, César, 1992b, The Lower Cretaceous Glance Conglomerate and Morita Formation of the Sierra El Chanate, northwestern Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 37–46.
- Jacques-Ayala, César, 1992c, Stratigraphy of the Lower Cretaceous Cintura Formation, Sierra El Chanate, northwestern Sonora, Mexico: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 10, p. 129–136.
- Jacques-Ayala, César, 1993, The Cretaceous in the Caborca-Santa Ana region, northern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, disertación doctoral, 146 p. (inédita).
- Jacques-Ayala, César, 1995, Paleogeography and provenance of the Lower Cretaceous Bisbee Group in Caborca-Santa Ana area, northwestern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301, p. 79–109.
- Jacques-Ayala, César, 2000, Deletion of the Mojave-Sonora megashear as a terrane boundary—stratigraphic, sedimentologic, and structural evidence, *in* Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds., Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Publicaciones Ocasionales, v. 2, p. 46–47.

- Jacques-Ayala, César, 2003, Late Cretaceous piggy-back basins in northern Sonora (NW Mexico)—evidence of a major Laramide thrusting: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 35, p. 70 (resumen).
- Jacques-Ayala, César, y Potter, P.E., 1987, Stratigraphy and paleogeography of Lower Cretaceous rocks, Sierra El Chanate, northwest Sonora, Mexico, in Dickinson, W.R., y Klute, M., eds., *Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas*: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 203–214.
- Jacques-Ayala, César; Alencaster, Gloria; y Buitrón, B.E., 1990a, Macrofauna marina del Aptiano-Albiano de la región de Caborca, Sonora: *Revista de la Sociedad Mexicana de Paleontología*, v. 3, p. 73–80.
- Jacques-Ayala, César; García y Barragán, J.C.; y DeJong, K.A., 1990b, Caborca-Altar geology—Cretaceous sedimentation and compression, Tertiary uplift and extension, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Arizona Geological Survey Special Paper 7, Geological excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora*: *Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 165–182.
- Jacques-Ayala, César; Grajales-Nishimura, J.M.; y Terrel, D.J., 1990c, Early Cretaceous marine sedimentation and volcanism in some localities of northern Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 22, p. 31 (resumen).
- Jacques-Ayala, César; García y Barragán, J.C.; DeJong, K.A.; López, M.; y Layer, P., 1993, Age constraints for Cretaceous-early Tertiary thrusting and folding, northwest Sonora: *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Hermosillo, Sonora, Simposio sobre la Geología de Sonora y áreas adyacentes*, 3, Resúmenes, p. 61–63 (resumen).
- Jacques-Ayala, César, y Clark, K.F., 1998, Lithology, structure and gold deposits of northwestern Sonora, Mexico, in Clark, K.F., ed., *Gold deposits of northern Sonora, Mexico*: *Society of Economic Geologists, Guidebook Series*, núm. 30, p. 203–248.
- Jacques-Ayala, César; Barth, A.; Wooden, J.L.; y Jacobson, C.E., 2009, Provenance and U-Pb geochronology of the El Chanate Group (Late Cretaceous), northwestern Sonora, Mexico, and its tectonic significance: *International Geology Review*, v. 51, p. 1051–1077.
- Keller, W.T., 1928, Stratigraphische beobachtungen in Sonora (nordwest Mexico): *Eclogae Geologicae Helvetiae*, v. 21, p. 327–335.
- Kietzke, K.K.; Lucas, S.G.; y González-León, C.M., 1993, Late Cretaceous charophytes from the Cabullona Group, northeastern Sonora, Mexico, in González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds.: *Simposio de Geología de Sonora*, 3, Libro de Resúmenes, p. 63–65 (resumen).
- Kimbrough, D.L.; Smith, D.P.; Mahoney, J.B.; Grove, M.; Gastil, R.G.; Ortega-Rivera, Amabel; y Fanning, C.M., 2001, Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California: *Geology*, v. 29, p. 491–494.
- King, R.E., 1935, Geological reconnaissance in central Sonora: *American Journal of Science*, v. 28, p. 81–101.
- King, R.E., 1939, Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 50, p. 1625–1722.
- Klute, M.A., 1991, Sedimentology, sandstone petrofacies, and tectonic setting of the late Mesozoic Bisbee basin, southeastern Arizona: Tucson, Arizona, University of Arizona, disertación doctoral, 272 p. (inédita).
- Kluth, C.F.; Butler, R.F.; Harding, L.E.; Shafiqullah, M.; y Damon, P.E., 1982, Paleomagnetism of Late Jurassic rocks in northern Canelo Hills, southeastern Arizona: *Journal of Geophysical Research*, v. 87 (B8), p. 7079–7086.
- Lawton, T.F., y Dickinson, W.R., 1999, Late Paleozoic to Paleogene evolution of the southwest border region (USA-Mexico)—implications for regional tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 31, núm. 7, p. A-294 (resumen).
- Lawton, T.F., y McMillan, N.J., 1999, Arc abandonment as a cause for passive continental rifting—comparison of the Jurassic borderland rift and the Cenozoic Rio Grande rift: *Geology*, v. 27, p. 779–782.
- Lawton, T.F.; González-León, C.M.; Lucas, S.G.; y Scott, R.W., 2004, Stratigraphy and sedimentology of the upper Aptian-upper Albian Mural Limestone (Bisbee Group) in northern Sonora, Mexico: *Cretaceous Research*, v. 25, p. 43–60.
- Löser, Hannes, 2006, Taxonomy, stratigraphical distribution and paleogeography of the Early Cretaceous coral genus *Holocystis*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, p. 288–301.
- Löser, Hannes, y González-León, C.M., 2005, Biostratigraphy of the Late Aptian-Early Albian Mural Formation in Sonora (Mexico), in Godet, A.; Mort, H.; Linder, P.; y Bodin, S., eds.: *International Symposium on the Cretaceous*, 7, Neuchâtel, Switzerland, Scientific Program and Abstracts, p. 129 (resumen).
- Löser, Hannes; González-León, C.M.; y Scott, R., 2006, Biostratigrafía y paleontología de la Caliza Mural (Cretácico Inferior, Sonora): *Congreso Nacional de Paleontología*, 10, México, D. F., Memoria, p. 52 (resumen).
- Longoria, J.F., y Pérez-Venzor, J.A., 1978, Bosquejo geológico de los Cerros El Chino y Rajón, Cuadrángulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora): *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, v. 1, p. 119–144.
- Lucas, S.G., y González-León, C.M., 1990, Reporte preliminar sobre dinosaurios del Cretácico Tardío de la cuenca de Cabullona, Sonora: *Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín*, v. 7, p. 1–6.
- Lucas, S.; Kues, B.S.; y González-León, C.M., 1995, Paleontology of the Upper Cretaceous Cabullona Group, northeastern Sonora, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, (eds.), *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas*: *Geological Society of America Special Paper 301*, p. 143–165.
- Luperto-Sinni, E., y Masse, J.P., 1993, Specie nuove di foraminiferi bentonici dell'Aptiano inferiore carbonatico delle Murge (Italia meridionale): *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, v. 99, p. 214–224.

- Mack, G.H., 1987, Mid-Cretaceous (late Albian) change from rift to retroarc foreland basin in southwestern New Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 98, p. 507–514.
- Martínez-García, H., y Soots-López, N., 1994, Geología de la hoja Banámichi H12B83, Municipios de Banámichi y Arizpe, Sonora centro-septentrional: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, tesis de licenciatura, 86 p.
- McComb, T., 1987, Structural geology of southeastern Sierra El Batamote (northwestern Sonora, Mexico): Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 111 p.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; Amaya-Martínez, Ricardo; y González-León, C.M., 1994, The Tarahumara Formation—a neglected component of the Laramide magmatic arc in Sonora: *Eos*, v. 14, núm. 5, p. 76 (resumen).
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Amaya-Martínez, Ricardo, 1997, Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 109, p. 1349–1360.
- McDowell, F.W.; Roldán-Quintana, Jaime; y Conelly, J.N., 2001, Duration of Late Cretaceous-early Tertiary magmatism in east-central Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, p. 521–531.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1991, Aptian-Albian history of northern Sonora and southern Arizona: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 23, núm. 5, p. A127.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1993, Regional slide masses—structural red herrings in Cretaceous rocks, northernmost Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 25, núm. 6, p. A476.
- McKee, J.W.; McKee, M.B.; y Anderson, T.H., 1994, Mountain-forming megablocks in the Jurassic (?) of northernmost Sonora, Mexico: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 26, p. A386.
- McKee, M.B., 1991, Deformation and stratigraphic relationships of mid-Cretaceous to early Tertiary mass gravity slides in a marine basin in Sonora, Mexico: Pittsburgh, Pennsylvania, University of Pittsburgh, disertación doctoral, 286 p.
- McKee, M.B., y Anderson, T.H., 1998, Mass-gravity deposits in the Lower Cretaceous of Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 110, p. 1516–1529.
- Meinert, L.D., 1980, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea district Sonora, Mexico: Stanford, California, Stanford University, disertación doctoral, 232 p.
- Meinert, L.D., 1982, Skarn, manto, and breccia pipe formation in sedimentary rocks of the Cananea mining district, Sonora, Mexico: *Economic Geology*, v. 77, p. 919–949.
- Menschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, v. 56, p. 207–218.
- Minjárez-Sosa, Ismael, 1991, La orogenia mesocretácica en Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 8, núm. 2, p. 19–36.
- Monreal, Rogelio, 1989, Regional stratigraphic studies of the Lower Cretaceous in northern Mexico and the southern United States: Richardson, Texas, University of Texas at Dallas, disertación doctoral, 371 p. (inédita).
- Monreal, Rogelio, 1994, Facies changes, unconformities, stratigraphic juxtapositions and their tectonic implications of the Cretaceous of Cerro de Oro, central Sonora, Mexico: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, núm. 1, p. 1–30.
- Monreal, Rogelio, 1995, Las facies marinas (Aptiano-Albiano) del Grupo Bisbee y cronocorrelativas en Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 12, núm. 1, p. 65–78.
- Monreal-Saavedra, Rogelio, 1997, Microfacies of a Lower Cretaceous marine succession in Cerro Las Conchas, Sonora, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 14, núm. 1, p. 38–49.
- Monreal, Rogelio; Valenzuela, M.; y González-León, C.M., 1994, A revision of the stratigraphic nomenclature for the Cretaceous of northern Sonora, and some paleogeographic implications: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, núm. 1, p. 171–190.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 1999, A revision of the Upper Jurassic and Lower Cretaceous stratigraphic nomenclature for the Chihuahua trough, north-central Mexico—implications for lithocorrelations, *in* Bartolini, Claudio; Wilson, J.; y Lawton, T.F., eds., *Mesozoic sedimentary and tectonic history of north-central Mexico*: Geological Society of America Special Paper 240, p. 69–92.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 2000a, Lower Cretaceous rocks of Sierra Los Chinos, east-central Sonora, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 39, núm. 4, p. 309–322.
- Monreal, Rogelio, y Longoria, J.F., 2000b, Stratigraphy and structure of the Lower Cretaceous of Lampazos, Sonora (northwest Mexico), and its relationship to the Coast Gulf succession: *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 84, p. 309–322.
- Monreal, Rogelio; Santa María-Díaz, A.; y Monreal de la Cruz, A., 2001, La Formación Los Picachos (Cretácico Inferior) en la Sierra Los Chinos, este-central de Sonora—un conglomerado intraformacional, *in* Corona-Esquivel, Rodolfo, y Gómez-Godoy, Jorge, eds., *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Convención Internacional*, 24, Acapulco, Gro., Acta de Sesiones, p. 99–101.
- Montaño-Jiménez, T.R., 1988, Geología del área de El Tigre, norreste de Sonora: Hermosillo, Sonora, Universidad de Sonora, Departamento de Geología, tesis de licenciatura, 135 p. (inédita).
- Moullade, M.; Peybernes, B.; Rey, J.; y Saint-Marc, P., 1985, Biostratigraphic interest and paleobiogeographic distribution of Early and mid-Cretaceous Mesogean Orbitolinids (Foraminifera): *Journal of Foraminiferal Research*, v. 15, p. 149–158.
- Mulchay, R.B., y Velasco, J.R., 1954, Sedimentary rocks at Cananea, Sonora, Mexico, and tentative correlation with the sections at Bisbee and the Swisshelm Mountains, Arizona: *AIME, Transactions*, p. 628–632.

- Nations, J.D., 1989, Cretaceous history of northeastern and east-central Arizona, in Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Digest*, v. 17, p. 435–446.
- Navarro-Fuentes, J.C., 1989, *Estratigrafía del Cretácico Inferior en el área de Santa Ana, Sonora, México*: Ensenada, Baja California, Universidad Autónoma de Baja California, tesis de licenciatura, 98 p. (inédita).
- Nourse, J.A., 1989, Geological evolution of two crustal shear zones; part II, The Magdalena metamorphic core complex, north-central Sonora, Mexico: Pasadena, California, California Institute of Technology, disertación doctoral, 65–395 (inédita).
- Nourse, J.A., 1990, Tectonostratigraphic development and strain history of the Magdalena metamorphic core complex, northern Sonora, Mexico, in Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 155–164.
- Nourse, J.A., 1995, Jurassic-Cretaceous paleogeography of the Magdalena region, northern Sonora, and its influence on the regional distribution of Tertiary metamorphic core complexes, in Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Geological Society of America Special Paper 301*, p. 59–78.
- Nourse, J.A.; Stahl, E.; Acosta, R.J.; y Pratt, M.L., 2000, Stratigraphic position and deformation history of the stretched-conglomerate belt north of Altar and Caborca, in Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds.: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Estación Regional del Noroeste; y Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Cuarta Reunión sobre la Geología de Sonora y Áreas Adyacentes, p. 72–73 (resumen).
- Nourse, J.A., 2001, Tectonic insights from a stretched Upper Jurassic-Lower Cretaceous conglomerate, Caborca-Altar region, Sonora, Mexico: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 453–474.
- Palafox, J.J., y Martínez, J.A., 1985, *Estratigrafía del área de Arivechi, Sonora*: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 2, p. 30–56.
- Pérez-Ramos, Olivia, 1986, *Coalcomana ramosa* (Boehm), rudista (molusca-Bivalvia) del Albiano Temprano de la región de Santa Ana, Sonora: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 3, p. 11–17.
- Perry, V.D., 1961, The significance of mineralized breccia pipes: *Mining Engineering*, v. 13, p. 367–376.
- Plascencia-Corrales, C.A., 2008, *Caracterización estratigráfica y petrográfica de la Formación Tarahumara en el área de Banámichi, Sonora*: Hermosillo, Sonora, Centro de Estudios Superiores del Estado de Sonora, tesis de licenciatura, 65 p.
- Popenoe, W.P.; Imlay, R.W.; y Murphy, M.A., 1960, Correlation of the Cretaceous formations of the Pacific coast (United States and northwestern Mexico): *Geological Society of America Bulletin*, v. 71, p. 1491–1540.
- Pubellier, M., 1987, *Rélations entre domaines Cordillera et Mesogéen au nord du Mexique; étude géologique de la Vallée de Sahuaripa, Sonora central*: París, Francia, Université Paris 6, tesis de doctorado, 219 p. (inédita).
- Pubellier, Manuel, y Rangin, Claude, 1988, *Mise en évidence d'une phase cénomano-turonienne en Sonora central (Mexique)—conséquences sur les relations structurales en domaine cordilléraire et domaine téthysien: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (París)*, serie 2, v. 305, p. 1093–1098.
- Ramos-Velázquez, Ernesto; Calmus, Thierry; Valencia, Víctor; Iriando, Alexander; Valencia-Moreno, Martín; y Bellon, Hervé, 2008, U-Pb and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the coastal Sonora batholith—new insights on Laramide continental arc magmatism: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, núm. 2, p. 314–333.
- Rangin, Claude, 1977, *Sobre la presencia del Jurásico Superior con amonitas en Sonora septentrional*: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 1, p. 1–4.
- Rangin, Claude, 1982, *Contribution à l'étude géologique du Système Cordilléraire du nord-ouest du Mexique*: París, Francia, Université Pierre et Marie Curie, tesis de doctorado, 588 p. (inédita).
- Rangin, Claude, y Córdoba, D.A., 1976, *Extensión de la cuenca cretácica chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones*: Congreso Latinoamericano de Geología, 1, México, Resúmenes, p. 114 (resumen).
- Ransome, F.L., 1904, *The geology and ore deposits of the Bisbee Quadrangle, Arizona*: United States Geological Survey Professional Paper, núm. 21, 168 p.
- Rémond de Corbinau, A., 1866, *Notice of geological exploration in northern Mexico: Proceedings of the California Academy of Sciences*, v. 3, p. 244–247.
- Ricalde-Moreno, O.S., 1994, *Descripción anatómica de ejes vegetativos de palmeras fósiles del norte de México*: México, Distrito Federal, Universidad Nacional Autónoma de México, tesis de licenciatura, 113 p. (inédita).
- Ricalde-Moreno, O.S., y Cevallos-Feriz, S.R.S., 1993, *Plantas permineralizadas del estado de Sonora*, in González-León, C.M., y Vega-Granillo, E.L., eds., *Simposio de la Geología de Sonora y áreas adyacentes*, 3, Libro de Resúmenes, p. 104–106.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1991, *Mesozoic stratigraphy in north-central Sonora, Mexico*: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, Boletín, v. 8, núm. 1, p. 13–27.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1994, *Geología del área El Teguachi, estado de Sonora, México*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 11, p. 11–28.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 1999, *Cretaceous-Tertiary detachment surface—cerro El Vigía, structural block in the Banámichi-San Antonio region, central Sonora, Mexico*: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 16, p. 63–72.
- Rodríguez-Castañeda, J.L., 2002, *Tectónica cretácica y terciaria en la margen suroeste del Alto Cananea, Sonora norte-central: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, disertación doctoral*, 217 p. (inédita).
- Rodríguez-Castañeda, J.L., y García y Barragán, J.C., 1999, *Cartografía geológica a detalle en la parte norte-central del estado de Sonora, región rancho San Antonio-Banámichi—herramienta indispensable en la caracterización de la evolución*

- tectónica de la región durante el Cretácico Tardío: *GEOS*, v. 19, p. 218 (resumen).
- Rodríguez-Castañeda, J.L.; Rodríguez-Torres, Rafael; y García y Barragán, J.C., 2000, Interpretación tectono-estructural de información geofísica en la región del rancho San Antonio, Sonora norte-central—su ubicación en un contexto local y regional, *in* Calmus, Thierry, y Pérez-Segura, Efrén, eds.: Cuarta Reunión sobre la Geología del Noroeste de México y áreas adyacentes, Hermosillo, Sonora, Libro de Resúmenes, p. 102 (resumen).
- Roldán-Quintana, Jaime, 1989, Geología de la Hoja Baviácora, Sonora: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p. 1–14.
- Roldán-Quintana, Jaime, 1991, Geology and chemical composition of the Jaralito and Aconchi batholiths in east-central Sonora, Mexico, *in* Pérez-Segura, Efrén, y Jacques-Ayala, César, eds., *Studies of Sonoran Geology: Geological Society of America Special Paper 254*, p. 69–80.
- Roldán-Quintana, Jaime; McDowell, F.W.; y Valencia-Moreno, Martín, 2002, Datos geoquímicos e isotópicos de las rocas volcánicas de la Formación Tarahumara en el sur de Sonora: *GEOS*, v. 22, núm. 2, p. 239.
- Rosales-Domínguez, M.C.; Grajales-Nishimura, J.M.; Sánchez-Ríos, M.A.; Gómez-Luna, M.E.; y Dueñas, M.A., 1995, Biostratigraphy of the Lower Cretaceous Bisbee Group, Rancho Culantrillo area, northeastern Sonora, *in* Jacques-Ayala, César; González-León, C.M.; y Roldán-Quintana, Jaime, eds., *Studies on the Mesozoic of Sonora and adjacent areas: Boulder, Colorado, Geological Society of America Special Paper 301*, p. 49–57.
- Salas-Pizá, G.A., 1968, Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 31, núm. 1, p. 11–63.
- Scott, R.W., 1987, Stratigraphy and correlation of the Lower Cretaceous Mural Limestone, Arizona and Sonora: *Arizona Geological Society Digest*, v. 18, p. 327–334.
- Scott, R.W., y Kidson, E.J., 1977, Lower Cretaceous depositional systems, West Texas, *in* Bebout, D.G., y Loucks, R.G., eds., *Cretaceous carbonates of Texas and Mexico: Austin, Texas, University of Texas Bureau of Economic Geology Report Investigation*, núm. 89, p. 169–181.
- Scott, R.W., y González-León, C.M., 1991, Paleontology and biostratigraphy of Cretaceous rocks, Lampazos area, Sonora, Mexico, *in* Jacques-Ayala, César, y Pérez-Segura, Efrén, eds., *Geological Society of America Special Paper 254*, p. 51–67.
- Servicio Geológico Mexicano (SGM), 2004, Carta geológico-minera estado de Sonora, escala 1:500,000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, 1 mapa.
- Silver, L.T.; Early, T.O.; y Anderson, T.H., 1975, Petrological, geochemical, and geochronological asymmetries of the Peninsular Ranges batholith: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 7, p. 375 (resumen).
- Silver, L.T., y Anderson, T.H., 1983, Further evidence and analysis of the role of the Mojave-Sonora megashear(s) in Mesozoic Cordilleran tectonics: *Geological Society of America Abstracts with Programs*, v. 15, núm. 5, p. 273 (resumen).
- Sosson, Manuel, y Calmus, Thierry, 1990, Early-Late Cretaceous overthrusting in northern Sonora (Mexico) responsible for a large scale displacement of the Nevadan belt, *in* Aubouin, Jean, y Bourgeois, Jacques, eds., *Tectonics of Circum-Pacific Continental Margins, Proceedings of the 28th International Geological Congress, Washington, D. C., July 1989: Utrecht, The Netherlands, VSP*, p. 37–50.
- Stewart, J.H.; Amaya-Martínez, Ricardo; y Palmer, A.R., 2002, Neoproterozoic and Cambrian strata of Sonora, Mexico—Rodinian supercontinent to Laurentian Cordilleran margin, *in* Barth, A., ed., *Contributions to crustal evolution of the Southwestern United States, Geological Society of America Special Paper 365*, p. 5–48.
- Stoyanow, A., 1949, Lower Cretaceous stratigraphy in southeastern Arizona: *Geological Society of America Memoir 38*, 169 p.
- Suter, Max, 2007, The first geologic map of Sonora: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, v. 59, p. 1–7.
- Taliaferro, N.L., 1933, An occurrence of Upper Cretaceous sediments in northern Sonora, Mexico: *Journal of Geology*, v. 41, p. 12–37.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; y Wright, J.E., 1989, Jurassic geology of the Sonoran desert region, southern Arizona, southeastern California, and northernmost Sonora—construction of a continental-margin magmatic arc, *in* Jenney, J.P., y Reynolds, S.J., eds., *Geologic evolution of Arizona: Arizona Geological Society Digest*, v. 17, p. 397–434.
- Tosdal, R.M.; Haxel, G.B.; Anderson, T.H.; Connors, C.D.; May, D.J.; y Wright, J.E., 1990, Highlights of Jurassic, Late Cretaceous to early Tertiary, and middle Tertiary tectonics, south-central Arizona and north-central Sonora, *in* Gehrels, G.E., y Spencer, J.E., eds., *Geologic excursions through the Sonoran Desert region, Arizona and Sonora: Arizona Geological Survey Special Paper 7*, p. 76–88.
- Valencia-Gómez, V.A., 1994, Estratigrafía y microfacies del Cretácico Inferior de Lampazos, Sonora, México: Universidad de Sonora, Departamento de Geología, *Boletín*, v. 11, p. 59–86.
- Valencia-Moreno, M.; Ruiz, Joaquín; Barton, M.D.; Patchett, P.J.; Zürcher, Lucas; Hodkinson, D.G.; y Roldán-Quintana, Jaime, 2001, A chemical and isotopic study of the Laramide granitic belt of northwestern Mexico—identification of the southern edge of the North American Precambrian basement: *Geological Society of America Bulletin*, v. 113, núm. 11, p. 1409–1422.
- Valencia-Moreno, Martín; Ruiz, Joaquín; Ochoa-Landín, Lucas; Martínez-Serrano, Raymundo; y Vargas-Navarro, P., 2003, Geochemistry of the coastal Sonora batholith, Northwestern Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 40, núm. 6, p. 819–831.
- Valencia-Moreno, Martín; Iriondo, Alexander; y González-León, C.M., 2006, Temporal constraints on the eastward migration of the Late Cretaceous-Early Tertiary magmatic arc of NW Mexico based on new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ hornblende geochronology of granitic rocks: *Journal of South American Earth Sciences*, v. 22, núms. 1–2, p. 22–38.
- Valentine, W.G., 1936, Geology of the Cananea Mountains, Sonora, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 47, p. 53–86.

- Varela, F.E., 1972, Tourmaline in the Cananea mining district, Sonora, Mexico: Berkeley, California, University of California, tesis de maestría, 79 p. (inédita).
- Villaseñor, A.B.; González-León, C.M.; y Lawton, T.F., 2003, A new Upper Jurassic ammonoid fauna from the Cucurpe Formation, Sonora: Geological Society of America Abstracts with Programs, v. 35, núm. 4, p. 31 (resumen).
- Warzeski, E.R., 1987, Revised stratigraphy of the Mural Limestone—a Lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora, in Dickinson, W.R., y Klute, M.A., eds., Mesozoic rocks of southern Arizona and adjacent areas: Arizona Geological Society Digest, v. 18, p. 335–363.
- Willard, J.D., 1988, Geology, sandstone petrography, and provenance of the Jurassic (?)–Cretaceous rocks of the Puerto El Álamo area, northwestern Sonora, Mexico: Cincinnati, Ohio, University of Cincinnati, tesis de maestría, 250 p. (inédita).
- Wilson, I.F., y Rocha, V.S., 1949, Coal deposits of the Santa Clara district near Tónichi, Sonora, Mexico: United States Geological Survey Bulletin 962-A, p. 1–80.
- Wodzicki, W.A., 1995, The evolution of Laramide igneous rocks and porphyry copper mineralization in the Cananea District, Sonora, Mexico: Tucson, Arizona, University of Arizona, tesis de maestría, 181 p. (inédita).
- Young, K.P., 1974, Lower Albian and Aptian (Cretaceous) ammonites of Texas, in Perkins, B.F., ed., Aspects of Trinity Geology: Baton Rouge, Louisiana State University, Geoscience and Man v. 8, p. 175–228.
- Zeller, R.A., Jr., 1965, Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico: New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources Memoir 16, 128 p.
-