

From the North American Cordillera to the Mexican Sierras Madres

Geology of Southwestern New Mexico (USA)

CONTENTS

Introduction

I. Geological setting

I.1. The Texas Lineament

I.2. The New Mexican Cordilleran Foldbelt

II. Stratigraphy

II.1. Precambrian

II.2. Paleozoic

II.3. Mesozoic

II.4. Cenozoic

III. Structural survey

III.1. The Upper Cretaceous tectonic event

III.2. The Laramide orogeny and its different tectonic events

IV. Conclusions

Introduction

The Mesozoic North American Cordilleran area extends southward from Alaska to Mexico along the western side of the North American continent (Fig. 1). Its structures are disturbed by three major tectonic features :

- the Lewis and Clark Lineament (Billingley & Locke, 1939) or Montana Lineament (Weidman, 1965) ;
- the Texas Lineament (Albritton & Smith, 1957 ; King, 1969 ; Aubouin et al., 1986) ;
- the Lineament Caltam (Tardy, 1978) and its corollaries : the Mojave-Sonora Megashear (Silver & Anderson, 1974) and the Coahuila Fault (Mc Kee & Jones, 1979).

These huge lineaments have been defined as major N120°E-trending structural features that cross the North American continent. They divide the American Cordillera into several structural segments : the Canadian Cordillera to the North of the Lewis and Clark Lineament ; the U.S. Cordillera (Overthrust Belt - OTB - and Southern Rockies) between the Lewis and Clark Lineament and the Texas Lineament ; the Mexican Sierra Madres to the South of the Lineament Caltam. From the Californian Transverse Ranges to the Gulf of Mexico, the two meridional crustal fractures (the Texas and the Caltam Lineaments) define a 150 km-wide and a N120°E-trending tectonic zone astride the American-Mexican international border. This area is considered to be one of the key point for an understanding of the geodynamic evolution of the US and Mexican Cordillera ; the changeover from the American Overthrust Belt and Rockies to the Mexican Sierra Madre Orientale is thought to be located within this complex zone. This memoir discusses the structural evolution of this area bounded by these two lineaments.

In the light of the recent researchs conducted by the Société Nationale Elf Aquitaine and its US branch, Elf Exploration Inc , in conjunction with the Universities of Paris VI (Université Pierre et Marie Curie), Brest (UBO, Université de Bretagne Occidentale), Chambéry (Université de Savoie) and Nice-Sophia Antipolis (UNSA, Institut de Géodynamique), a new interpretation of the structural organization of the US cordillera is proposed ; this paper is part of this scientific program (Aubouin et al., 1986 ; Plauchut, 1989).

I. Geological setting

The surveyed area is located in Southwestern New Mexico astride the American-Mexican international border. It belongs to the Basin and Range physiographic province at the southern termination of the US Cordilleran area. Its major structural feature is a Laramide foldbelt, known as the New Mexican Cordilleran Foldbelt extending from El Paso (Tx) to Las Vegas (Nv) (Albritton & Smith, 1957 ; King, 1969) ; it runs along the southern edge of the Colorado Plateau and may be closely linked to the N120°E-trending Texas Lineament.

I.1. The Texas Lineament.

It is a transverse and complex crustal fracture ; according to Muehlberger (1965), it represents a major structural feature where the two Mesozoic US Cordillera are sharply disrupted (Fig. 1) :

- on one hand, the OTB disappears in Southern Nevada within an area known as the Las Vegas Shear Zone ;
- on the other hand, the Rocky Mountains turn into a confused structure in the Las Cruces (NM) - El Paso (Tx) area where they are deeply affected by the faulting in Oligo-Miocene (Basin and Range) and Mio-Pliocene (Rio Grande Rift) (Cabezas, 1989).

The major discontinuity of the Texas Lineament outlines the southern border of the North American cratonic domain. Further south, the Mesozoic basins of the Northern Tethys Province are sandwiched between the two sub-parallel major crustal lineaments : the Texas and the Caltam. In its eastern extension, throughout Western Texas, the Texas Lineament is responsible for the offset of the Appalachian-Ouachita-Marathon Paleozoic thrustbelt within the Val Verde - Del Rio (Tx) area (Fig. 2). Towards the west, the Texas Lineament is parallel with the Rio Grande at the southern boundary of the Texan Platform and extends through New Mexico and Arizona as far as Las Vegas (Nv) where the pre-Eocene structural features are buried under a thick Cenozoic sequence of volcanic and detrital sediments geologically equated with the Basin and Range and Sierra Madre Occidentale Tertiary events (Albritton & Smith, 1957).

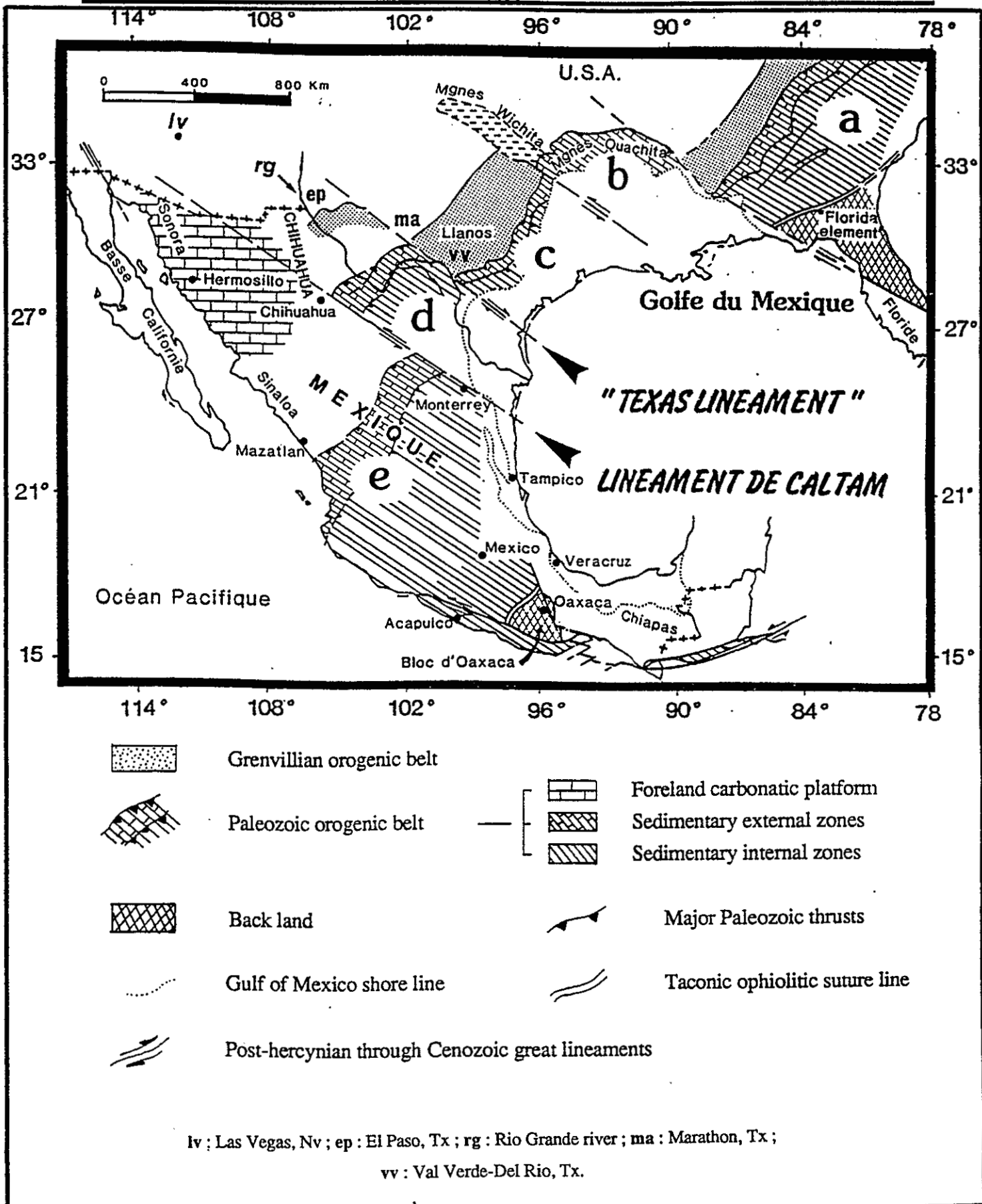


Figure 2 Simplified tectonic map of Mexico and adjacent areas (modified from King, 1975 and Tardy et al., 1986) ; offset Paleozoic orogenic belts (Appalachian (a), Ouachitan (b), Texas (c), Marathon (d) and Mexican (e)) are shown in their pre-Mesozoic geotectonic framework.

The majority of authors agree that the Texas Lineament separates two different geological domains (the North American craton and the Tethian Province) but its structural nature raises several questions : is it a major accident ? is it a single fault or a group of several «en échelons» faults ? Do the Southern Rockies whose features have been closely surveyed in the Socorro area (Cabezas, 1989) join the Texas Lineament ? And then, how does it happen ? With all these questions, we have to face the problem of the geodynamic interpretation of the Texas Lineament at the scale of the North American Cordillera. Two interpretations are suggested :

- Drewes (1978, 1981 and 1982), Nydegger (1982), Woodward & Duchêne (1981) and Corbitt & Woodward (1977) suggest that the Texas Lineament is a N-NE verging overthrust whose various elements form the Laramide orogenic belt of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona ; the Laramide orogeny is therefore characterized by a thin skinned tectonic style and results in thrusting, along decollements of the Tethian basins over the North American craton ;

- for Tardy (1978 and 1980), Muehlberger (1980), Rangin (1982), Coney (1982 and 1983), Tardy et al. (1986) and Aubouin et al. (1986), the crustal faults of the Texas Lineament controlled the geology of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona. From Lias to Late Paleocene, the Texas Lineament had a complex structural evolution : it was initiated at the end of Permian as an intracontinental fracture connected with the Pangea breakup (Dalmayrac et al., 1977 ; Tardy, 1978 and 1980). The 200 km-long dextral offset of the Appalachian-Ouachita-Marathon Permian thrustbelt along the Texas Lineament is ascribed to this tectonic event. During the Jurassic and the Early Cretaceous time, the Chihuahua, U-Bar and Bisbee basins were opened within a transcontinental transtensional system bounded by the Texas (inactive at that time) and Caltam lineaments (active as a sinistral wrench fault) (Bilodeau, 1978 ; McKee & Jones, 1979 ; Tardy, 1980 ; Cordoba et al., 1980). The whole displacement occurs along the Lineament Caltam and it is estimated that the lateral offset is 750 km in length (Silver & Anderson, 1974 ; Tardy, 1980). This lineament is thought to represent a wrench fault related to the opening of the Gulf of Mexico at the western end of the Caribbean Tethys (Tardy, 1980 ; Carfanten, 1986 ; Stephan et al., 1989). During the Laramide orogeny (from Paleocene to Middle Eocene), the Texas Lineament controlled the structures of the Cordilleran Foldbelt in Southwestern New Mexico ; thus, a left-lateral wrench-fault model combined with major vertical uplift along the N120°E-trending boundary faults of the Texas Lineament is inferred (Tardy et al., 1986 ; Coney, 1972 ; 1982 and 1983).

The problem raised by the Texas Lineament is associated with the southern end of the North American Cordillera in space and time.

1.2. The New Mexican Cordilleran Foldbelt

The most important morphologic feature in Southwestern New Mexico is a wide 1300 m-high plain bounded to the north by the southern buttresses of the Colorado Plateau represented by the Burro Mountains and the Cook's Range (Fig. 3). Several scattered mountains whose structural features belong to the New Mexican Cordilleran Foldbelt emerge from the desert plain. Although this Laramide NW-trending foldbelt has been recognized for many years throughout Southwestern New Mexico, the age, location, trends and structural style of deformation have proven difficult to define with any confidence (Fig. 3). It lies within the extensional geologic province of the New Mexican Tertiary Basin and Range and Rio Grande provinces ; as a result, the structural elements of the Laramide foldbelt are cut by Tertiary normal faults and buried under a thick Cenozoic sequence made of volcanics and detrital sediments geologically equated with these distensive events. Thus, the Laramide structures and sedimentary rocks are only exposed in scattered isolated fault-blocks. The structural interpretations are largely in dispute. Three models have been described in order to explain the structures of the Cordilleran Foldbelt :

- a thin skinned tectonic model with imbricate thrusts and a decollement along the contact between the Paleozoic strata

and the underlying basement ; klippes and N-NE verging decollements over 200 km are described by Corbitt & Woodward, 1977 ; Drewes, 1978 & 1982 ; Drewes & Thorman, 1978 and Woodward & Duchêne, 1981 ;

- a basement cored uplift model with uplifts along large basement fault blocks accompanied by subsidence of complementary basins filled with clastic rocks (Seager & Clemons, 1982 ; Seager, 1983 ; Seager & Mack, 1986 ; Brown & Dyer, 1987) ;

- a wrench faulting and transpressional tectonic model combined with major vertical uplift along NW-trending boundary faults (Donnan & Wilson, 1986 ; Donnan, 1987).

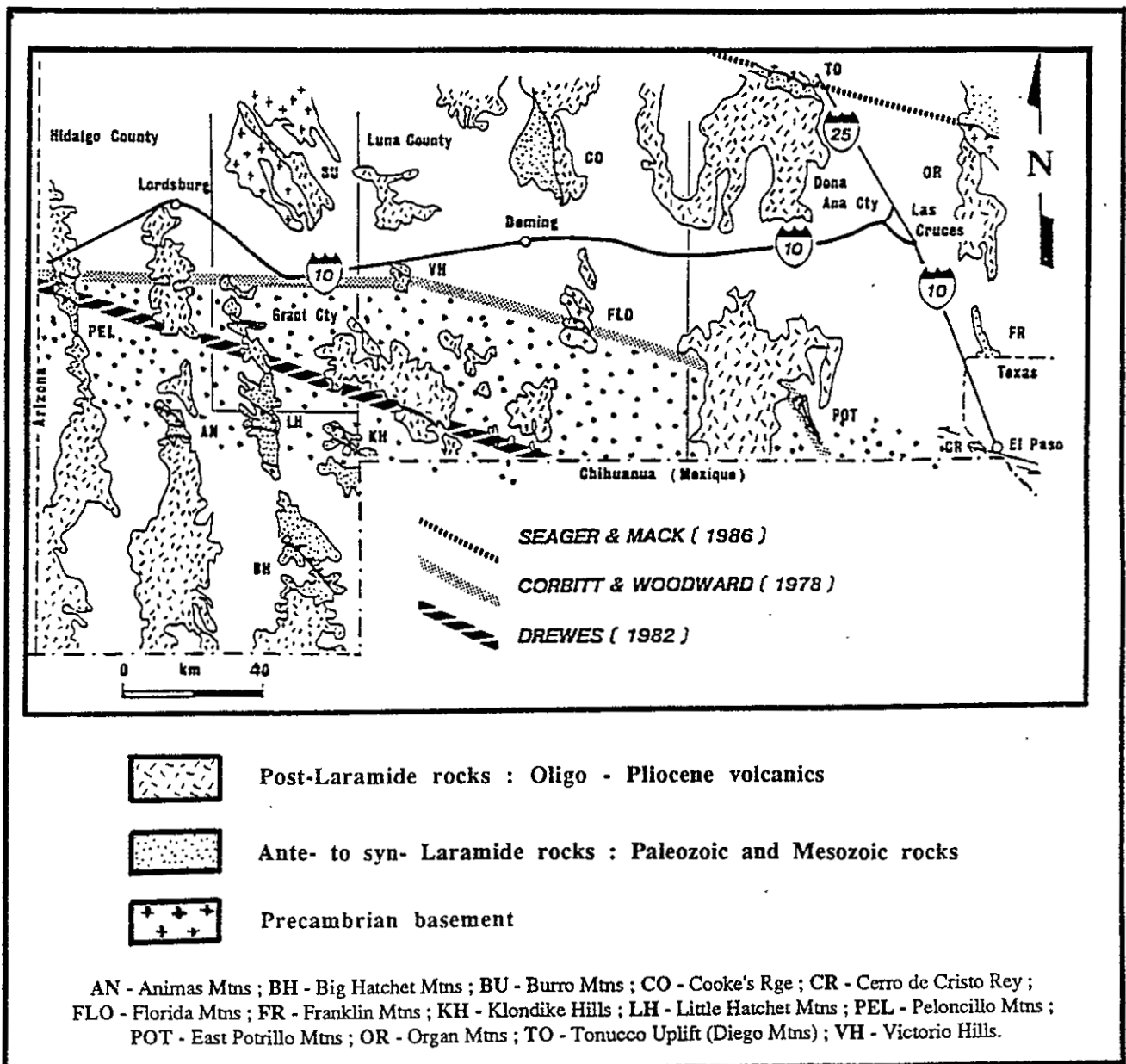


Figure 3 Tectonic map of Southwestern New Mexico (USA) showing the approximate northern limits of the New Mexican Cordilleran Foldbelt of Corbitt (1978), Drewes (1982) and Seager & Mack (1986). Dotted area : Texas Lineament zone.

This survey has specially turned on three mountain ranges which belong to the New Mexican Cordilleran Foldbelt and whose structural features are clearly visible (Fig. 3): the Animas Mountains located about 30 km South of Lordsburg (NM), the Little Hatchet Mountains 10 km east of the Animas Mountains and the Florida Mountains to the Southeast of Deming (NM).

II. Stratigraphy

The basement of Southwestern New Mexico is made of Precambrian and Paleozoic rocks (Fig. 4).

II.1. Precambrian

Precambrian rocks are represented by alkaline and feldspathic granites, gneisses and syenites dated at 1500 and 1570 My in the Florida Mountains (Evans & Clemons, 1987) and in Central New Mexico (Cabezas, 1989). Precambrian rocks outcrop in narrow tectonic zones where the Laramide deformation is concentrated. The few basement outcrops in Southwestern New Mexico as well as in Southeastern Arizona seem to be «satellites» of the North American craton whose main element is the Colorado Plateau.

II.2. Paleozoic

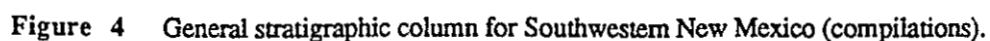
Unconformable on the Precambrian basement (D1), the Paleozoic is represented by two sedimentary cycles (Kottowski, 1963 & 1965) separated by an angular unconformity (D): the Lower Paleozoic and Upper Paleozoic cycles.

During Lower Paleozoic time, sediments were deposited on the northern flank of what was referred to as the Sonoran Geosyncline (El Paso - Tobasa Basin). Generally speaking, the Paleozoic strata thin northward into shoreline facies. The basal Paleozoic phase of sedimentation is represented by the sandstones of the Bliss Fm, a hematitic-arkosic-glaucconitic sequence deposited on an eroded Precambrian surface. The sandstones are of Late Cambrian to Early Ordovician age. The carbonates of the El Paso Fm of Early Ordovician age are in gradational contact with the underlying Bliss Fm and are abruptly truncated by an erosion surface developed in Middle Ordovician time. Overlying the El Paso Fm disconformably, the dolomites of the Late Ordovician Montoya Fm are a uniform blanket of shallow-marine carbonate rocks about 115 meters thick throughout most of the area. During Late Silurian and Early to Mid Devonian time, most of the area was exposed to erosional scouring that stripped off parts of the pre-Devonian units (Fusselman Fm). Most of the clay and fine grained quartzitic-clastic sediments of the black fossiliferous Upper Devonian Percha Fm were derived from Central New Mexico and Central Arizona where scouring cut down to the Precambrian rocks.

The Upper Paleozoic sedimentary cycle is represented by the Pedregosa Basin deposits (Armstrong et al., 1979). Mississippian strata are 60 to 150 meters thick in Southwestern New Mexico and thicken southward into the Pedregosa Basin to more than 475 meters; these are the limestones of the Escabrosa Group overlain by the Late Mississippian arenaceous and shallow-marine type carbonates of the Paradise Fm. During Pennsylvanian time and through Permian time, the Pedregosa Basin received as much as 2300 meters of sediments represented by the limestones of the Horquilla Fm, the red beds of the Earp Fm, the limestones of the Colina Fm, the dolomites of the Epitaph Fm, the sandstones of the Scherrer Fm and the shallow marine limestones of the Concha Fm.

The structural features that affected sedimentation during this period (and especially from Pennsylvanian) are emergent high zones along the southern and eastern limits of the Colorado Plateau. They delimit several sedimentary basins among which are the Orogrande and the Pedregosa Basins (Greenwood & Kottowski, 1975). In New Mexico, these morphologic paleo-features have a NS orientation in the central part and a N120°E one in the southwestern end of the state.

No Late Permian wrench faulting has been recorded in the Pennsylvanian - Permian neritic sediments in Southwestern New Mexico ; only facies changes are observed between those formations and those of the Colorado Plateau (Kottlowski, 1965). The Precambrian and Paleozoic substratum is weakly folded at the end of the Paleozoic and is unconformably overlapped by Mesozoic rocks whose earliest, in Southwestern New Mexico, are Lower Aptian.



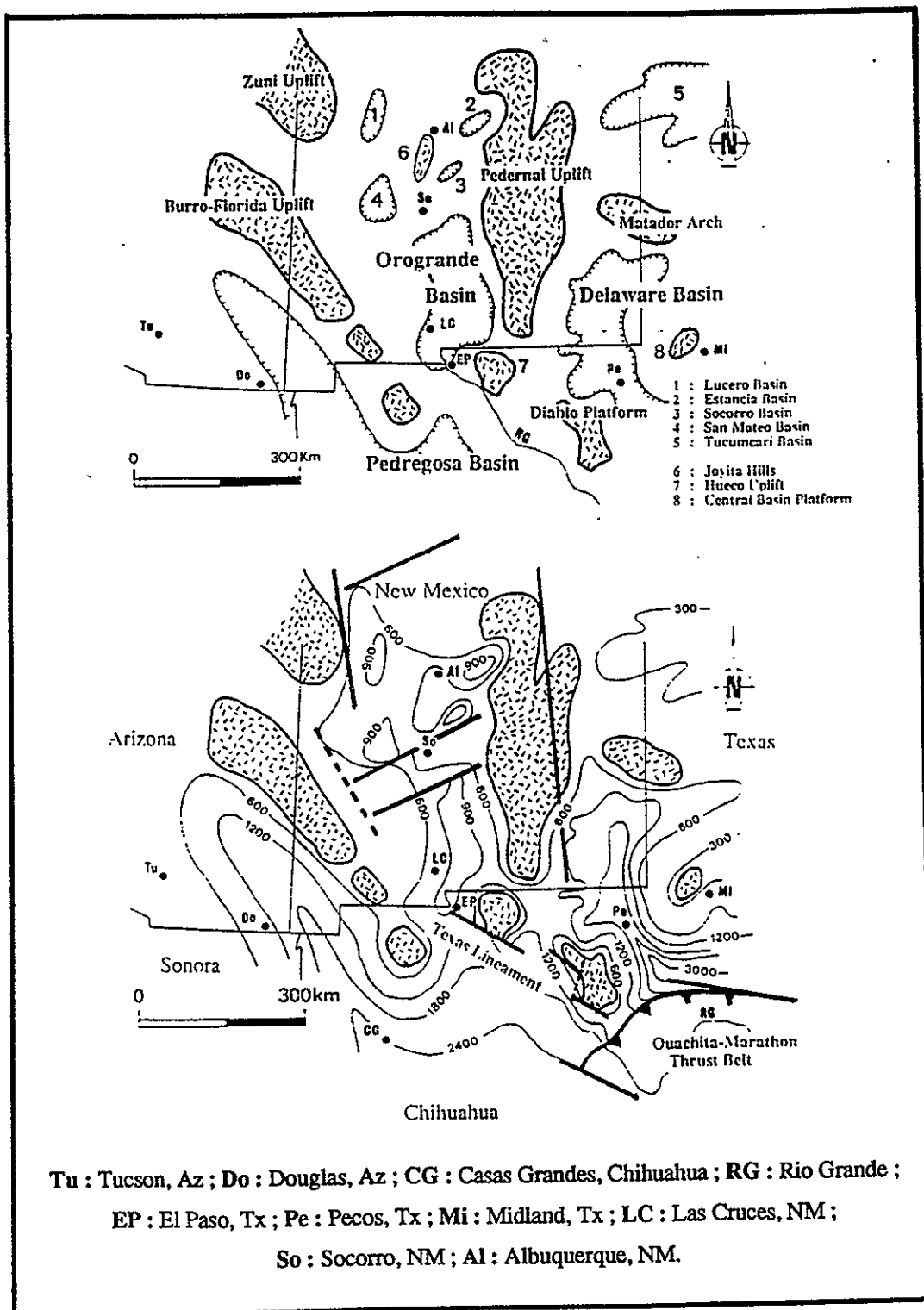


Figure 5 A : Major geological features of Southern New Mexico : the uplifts and basins. Modified from Armstrong et al., 1979. B : Pennsylvanian - Lower Permian (Permian) isopach (in meters). Modified from Greenwood & Kottowski, 1975.

II.3. Mesozoic

Mesozoic sedimentary rocks in Mexico are related to the Tethian area which originated during Early Jurassic and Cretaceous times with the opening of the Gulf of Mexico. Further north, in Central New Mexico, a total hiatus of Lower Cretaceous rocks is observed (Cabezas, 1989). The first Mesozoic deposits in Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona are sandstones and arkoses giving evidence of the great Aptian transgression which increased the Tethian area at its ENE and NW margins within a transcontinental transtensional system bounded by the passive Texas Lineament and the active Lineament Caltam; the Sabinas, Chihuahua and Bisbe-U Bar basins came into being (Tardy, 1978; Ortuno Arzate, 1985).

In the surveyed area, the Mesozoic deposits occur in a single basin which extends throughout Arizona and which is referred to as the Bisbee-U Bar Basin (Fig. 6); the nomenclature established by Zeller (1966 & 1970) is used in this thesis. The Aptian-Cenomanian time is represented by three formations: Hell-to-Finish, U-Bar and Mojado.

Overlying the Lower Cretaceous strata disconformably, the Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm is mainly composed of conglomerates and sandstones from various origins.

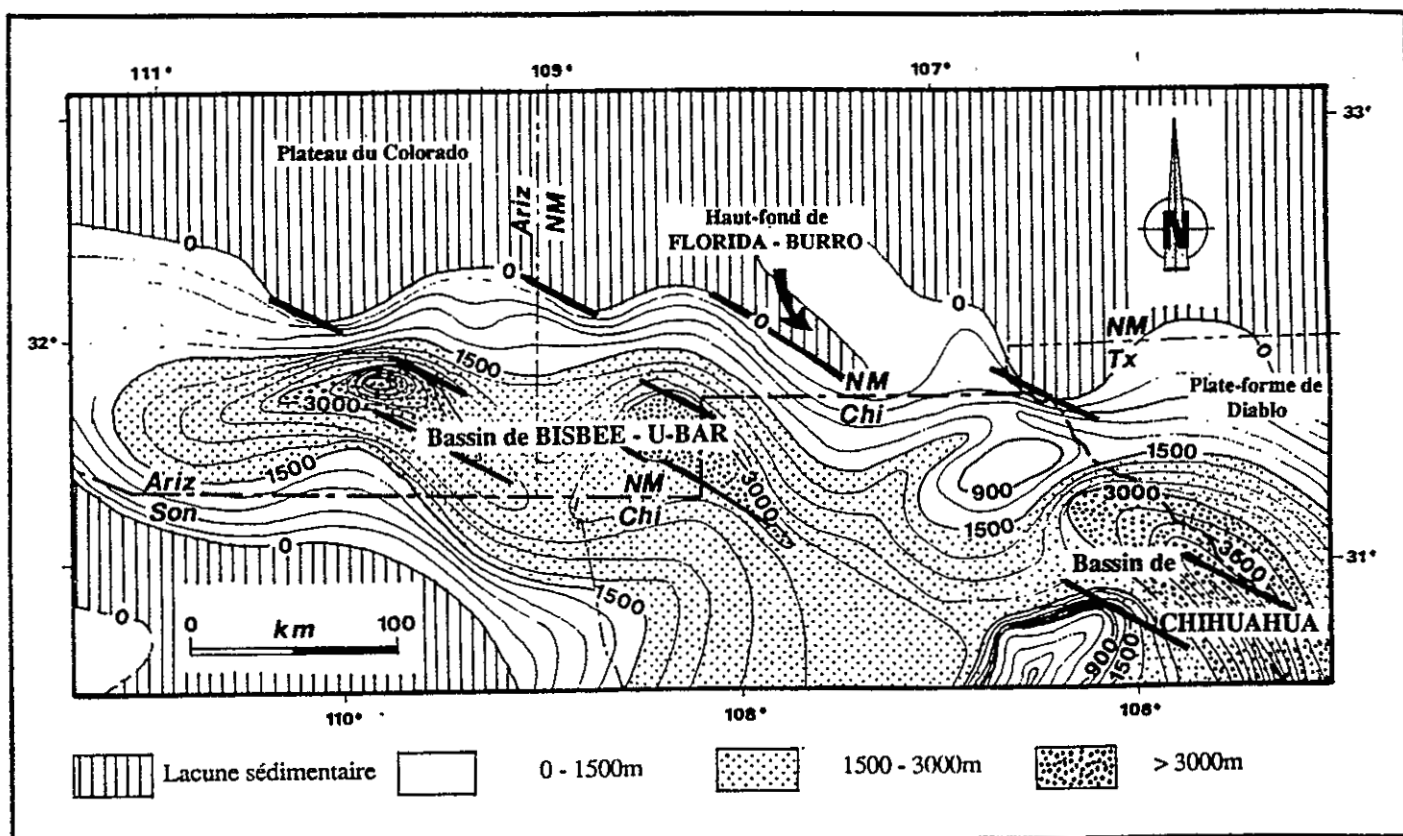


Figure 6 Lower-Cretaceous isopachous map (in meters) in Southwestern New Mexico and adjoining areas.

II.3.1. Lower Aptian - Lower Cenomanian : the Tethian deposits

II.3.1.a. Lower Aptian : Hell-to-Finish Fm (Kh)

The formation is 350 to 400 meters thick and consists of a basal conglomerate overlain by badly sorted sandstones, siltstones and shales that outline the Aptian transgression on the Paleozoic substratum (angular unconformity D2). Overlying, silty red beds are interbedded with limy- and marly-sandstones and make a gradual transition to the overlying U-Bar Fm.

II.3.1.b. Upper Aptian - Lower Albian : U-Bar Fm (Ku)

From 1600 to 1900 meters thick, it consists of brown limestones and limy shales capped by a cliff-forming reef bar (Zeller, 1966). Among Ammonites and benthonic Foraminifera, we notice the Upper Aptian - Lower Albian genera *Kazanskyella*, *Chelonicerias* and *Beudanticeras* (Guthrie, 1987), *Orbitolina texana texana* (Upper Aptian), *Sabaudiaminuta*, *Pseudocyclamina* and *Coskinolinoïdes sunnilandensis* (Lower Albian) (determinations : W. Wornardt from Microstrat Inc. - Denver, Colorado USA - and M. Moullade from the Institut de Géodynamique de l'Université de Nice-Sophia Antipolis).

II.3.1.c. Upper Albian - Lower Cenomanian : Mojado Fm (Km)

The Bisbee - U-Bar Basin is finally filled with the Mojado Formation sediments which are increasingly detrital (Galemore, 1986 ; Mack, 1987). It is represented by 1600 meters of sandstones and quartzites resulting from the regression of the Lower-Cretaceous sea (Mack, 1987). Pelecypods (*Trigonia emoryi*), Gasteropods, Ammonites and Foraminifera indicate an Upper Albian to Lower Cenomanian age (Texas Gulf Coast Washita Group ; Griswold, 1961 ; Zeller, 1966 ; Galemore, 1986).

Thus, at the end of Paleozoic time, the differentiation of two paleogeographic areas takes place on either sides of the Texas Lineament : a cratonic and emerged area in the north and a Tethian basin dying out along the lineament to the south.

So far, the sedimentary Mesozoic history does not record any significant tectonic event as demonstrated by the lack of angular unconformities. However, the configuration of the Bisbee - U-Bar basin shows that sedimentation was affected by surrounding paleogeographic elements ; in the north, the Colorado Plateau and the Burro-Florida uplift and, in the east, the Texan Diablo Plateau. It is worth noticing that those N120°E-trending high zones are those that controlled the paleogeography at the end of Paleozoic time (Fig. 6).

II.3.2. Upper Campanian - Maastrichtian : Ringbone Fm (Kr)

One of the keys to the regional geological history of Southwestern New Mexico is the non marine Ringbone Fm that is locally as much as 2000 meters thick. Named by Zeller (1970), it is siliclastic and conglomeratic and hardly outcrops in the Little Hatchet Mountains (Grant County ; T. 28 S - R. 16 W.) where it was first described by Lasky (1947). It rests on the Lower Cretaceous rocks with an angular unconformity (D3).

There are various detrital elements within this formation : Precambrian gneiss, Paleozoic cherts and dolomites, Lower Cretaceous Fusulina-bearing limestones and ante- to syn-Laramide volcanics. An analysis of the sandstones shows that the sources of detrital deposits are separate from those of Lower Cretaceous sandstones, so proving the existence of a Senonian molasse basin whose origin is not connected with the Tethys history of the Lower Cretaceous Bisbee - U-Bar Basin. A study

of thermoluminescence on quartzitic grains (J.P. Ivaldi, UNSA) indicates the heterogeneous origin of the Ringbone detrital elements and the reworking of Precambrian basement. Paleocurrents were inferred from clast inclusions in conglomerates and through cross-bed axes in sandstones; paleocurrent trends reflect a deposit system showing many directions along a N120°E-trending uplift. Dinosaur remains and palynomorphs recovered recently in the northwestern part of the Little Hatched Mountains on the slopes of the Playas Peak (Sec. 5, T.28 S., R. 16 W.), indicate a Late Campanian - Maastrichtian age. Among these fossils are the Late Cretaceous Tyrannosaurids *Albertosaurus* and *Daspletosaurus* (Lawton et al., 1989) and the Late Cretaceous palynomorphs *Verrumonoletes* sp., *Retitricolpites* sp., *Aequitiredites spinulosus* (Cookson & Dettmann) and *Cicatricosisporites* sp. (Determinations: W. Wornhardt, Microstrat Inc. Denver, Co).

The Ringbone Fm can be closely connected with the Fort Crittenden Fm (Santonian - Maastrichtian) of Eastern Arizona (Drewes, 1981), the Boca Grande Fm of Chihuahua (Senonian ?), the Mc Ree Fm (Maastrichtian) of Southeastern New Mexico (Wolberg, 1986) and the Dakota Fm (Senonian) of Central New Mexico (Fig. 7).

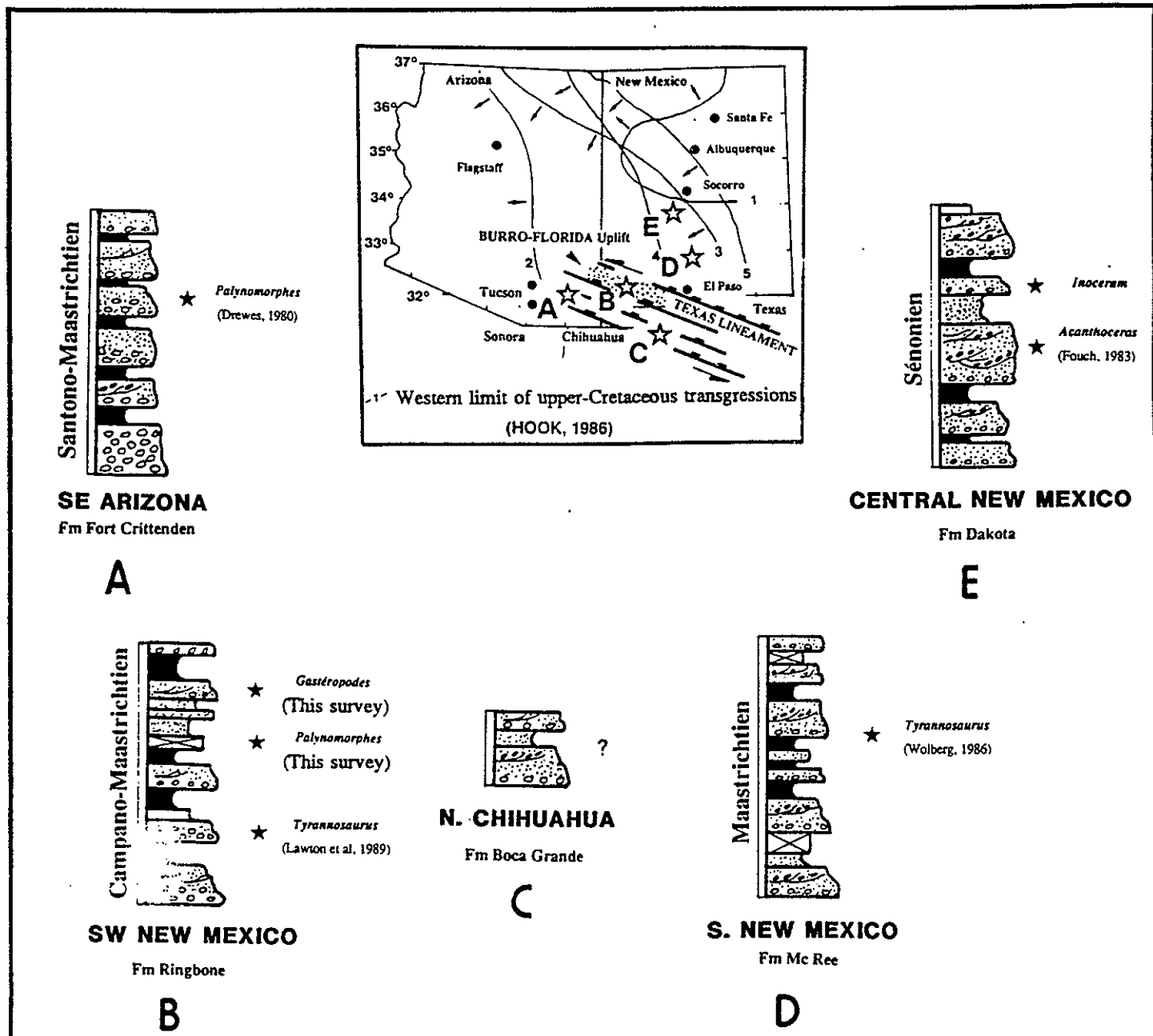
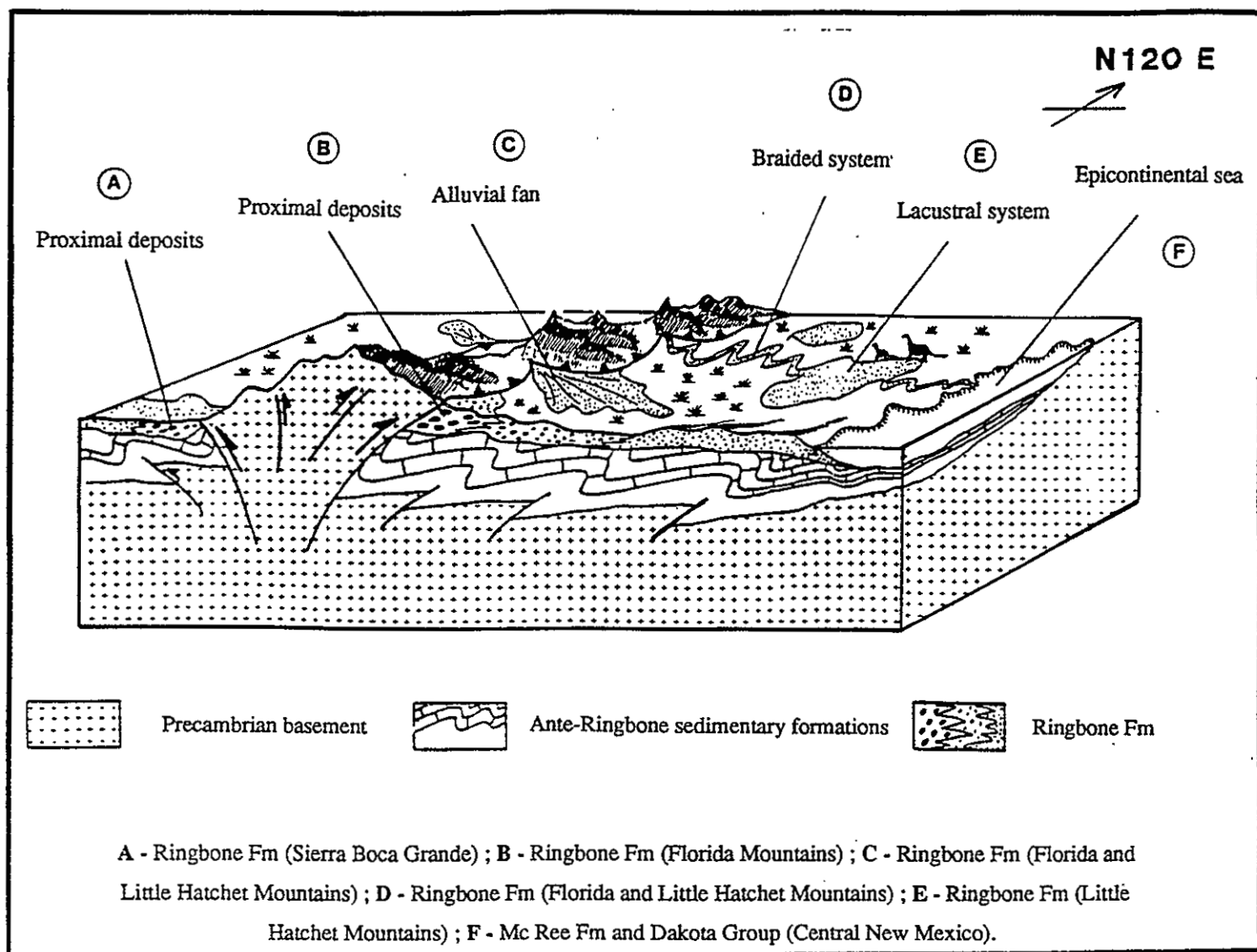


Figure 7 Upper-Cretaceous formations throughout Southwestern New Mexico and adjoining areas.

Determination of the age of the Ringbone Fm is essential for understanding the tectonic history of the area. It rests with an angular unconformity on the folded and deformed Lower Cretaceous strata and is in turn thrust and faulted by the Laramide deformation. As a result, the Ringbone Fm appears to be an important tool for timing the structural history of Southwestern New Mexico and adjoining areas. The combination of all the stratigraphic and tectonic data yield a preliminary outline of the sedimentologic and tectonic evolution of the surveyed area during early phases of the Laramide orogeny ; the molasse was deposited along a N120°E-trending uplift nourishing the intra-montane basin. Sedimentation is that of an epicontinental alluvial - fan and began in the Upper Cretaceous in response to a Late Cretaceous tectonic event (Fig. 8).



II.4. Cenozoic

The Cenozoic is chiefly made of detrital volcanic formations (Fig. 9).

II.4.1. Paleocene - Mid Eocene : Hidalgo Fm (Th)

In the Victorio Hills, a calc-alkaline andesitic dike (Sample # 70) and a rhyolitic dike (Sample # 202, Fig. 9) have yielded K-Ar ages of 57,7 My and 59,1 My. These dikes are deformed by a Laramide EW trending syncline that is overfolded under a thrust slice. The isotopic results fit with the K-Ar age (58,2 My) obtained by Loring & Loring, 1980 (Sample # L1, Fig. 9) on hornblende from synorogenic diorite mapped by Zeller (1970) as intruding a Laramide thrust. The Hidalgo Fm rests on the Ringbone Fm with a slight angular unconformity (D4) and is locally concordant. This formation is deformed ; folds with vertical axes have been described in the Little Hatchet Mountains and, near El Paso (Tx), 45 to 49 My old andesites are affected by N120°E-trending strike slip faults in the Cerro de Cristo Rey.

II.4.2. Upper Eocene - Lower Oligocene : Playas Peak Fm (Tp)

Calc-alkaline rocks (basalts and andesites) contemporaneous with volcanics of the Sierra Madre Occidentale and the Mogollon Plateau are characteristic of this post-orogenic formation which overlies unconformably the older formations (D5). Andesites are dated at :

- 44,7 My (Marving et al., 1978 : Sample # M1, Fig. 9) and 37,6 My (Sample # 69 : Fig. 9) in the Little Hatchet Mountains ;
- 36,2 My and 33,9 My (Thorman, 1977 : Sample # T1, Fig. 9) in the Klondike Hills ;
- 41,7 My (Thorman & Drewes, 1980 : Sample # T2, Fig. 9), 46,2 My and 44,4 My (Samples # 192 & 224 : Fig. 9) in the Victorio Hills ;
- 37,6 My (Clemons, 1982 : Sample # C1, Fig. 9) in the Florida Mountains.

These volcanics seal the Laramide structures throughout Southwestern New Mexico. Dates from sills (35,7 My in the Little Hatchet Mountains for one intercalated in the U-Bar Fm ; Sample # 59 : Fig. 9 and 42,5 My in the Florida Mountains for a basaltic and calc-alkaline sill ; Sample # 26 : Fig. 9) have added to these facts.

All these data suggest an upper limit of 45 My for the end of the Laramide orogeny in Southwestern New Mexico.

II.4.3. Upper Oligocene - Miocene : Coyote Fm (Tc)

Southwestern New Mexican ranges are limited by normal sub-meridian faults equated with the Basin and Range extensive tectonic event. They cut Laramide structures and Upper Eocene - Lower Oligocene volcanic formations. Along with this extensional tectonic event, a volcanic emission occurs and is represented by the Coyote Fm which rests unconformably (D6) over the older formations.

- In the Little Hatchet Mountains, a rhyolitic flow has yielded an age of 27,4 My (Sample # 57 : Fig. 9).
- In the Klondike Hills, a sill is dated at 24,3 My (Deal et al., 1978 : Sample # D1, Fig. 9).

- In the Victorio Hills, Thorman & Drewes (1980) obtained an age of 24,8 My on a volcanic intrusive (Sample #T2, Fig. 9).

- In the Florida Mountains, intrusive volcanics have yielded ages of 29,3 My et 23,6 My (Clemons, 1982 and 1985 : Samples # C1 and C2, Fig. 9) while an age of 30,4 My was obtained on a Baryum-rich (1700 ppm) latitic flow (Sample # 229, Fig. 9).

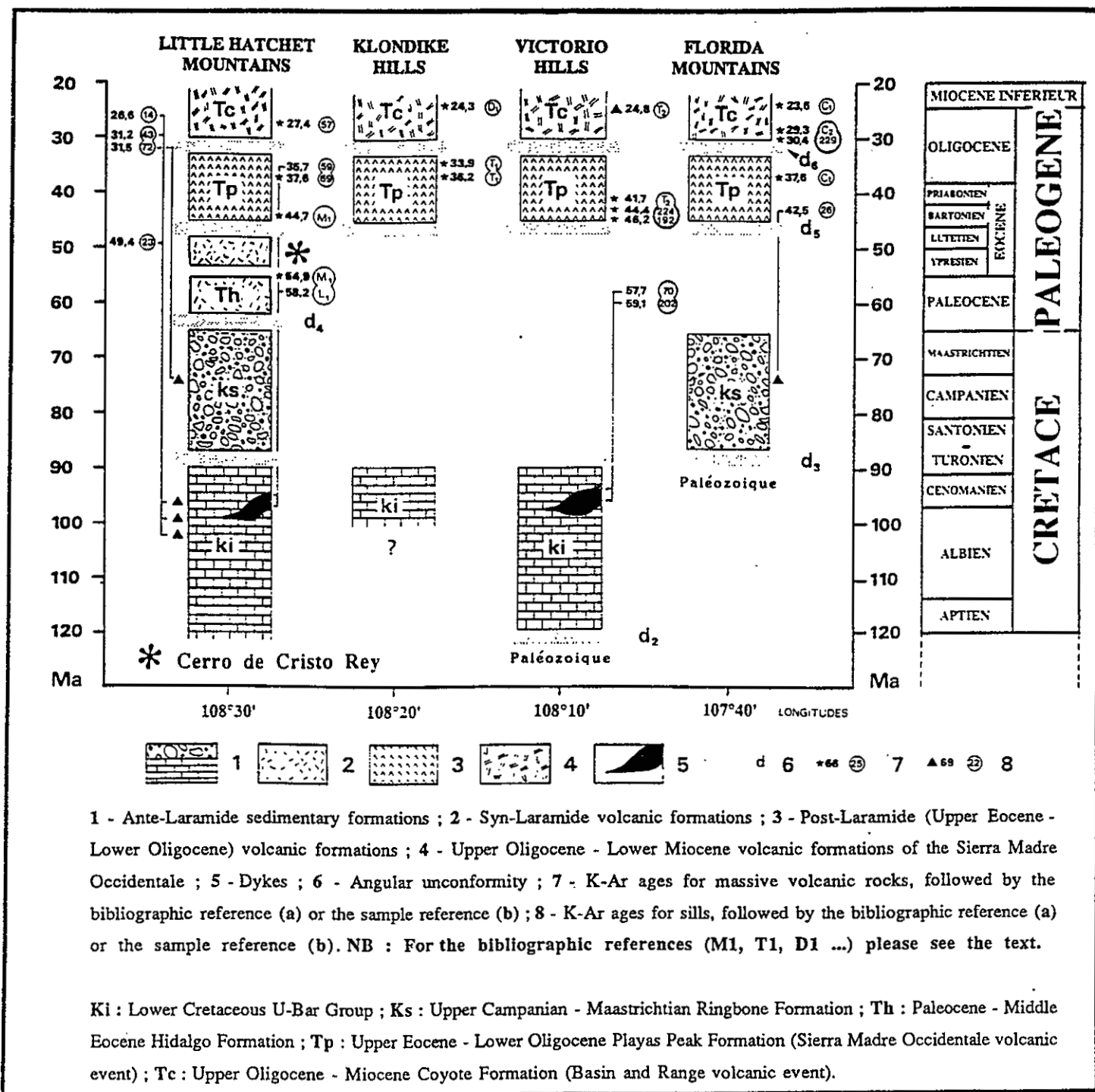


Figure 9 Radiochronologic and stratigraphic correlations throughout Southwestern New Mexico (datations : 40K-40Ar method, H.Bellon, Université de Bretagne Occidentale de Brest)

III. Structural survey

Throughout Southwestern New Mexico and adjoining areas, only one Mesozoic and Cenozoic compressive tectonic event (the Laramide Orogeny) has been described. Our recent field investigations and the new ages of the Ringbone and Hidalgo Formations yield a preliminary outline of the sedimentological and tectonic evolution of the study area during Mesozoic and Cenozoic times and have resulted in a tectonic calendar. Two major compressive tectonic events are observed : the Upper Cretaceous event and the Laramide tectonic event.

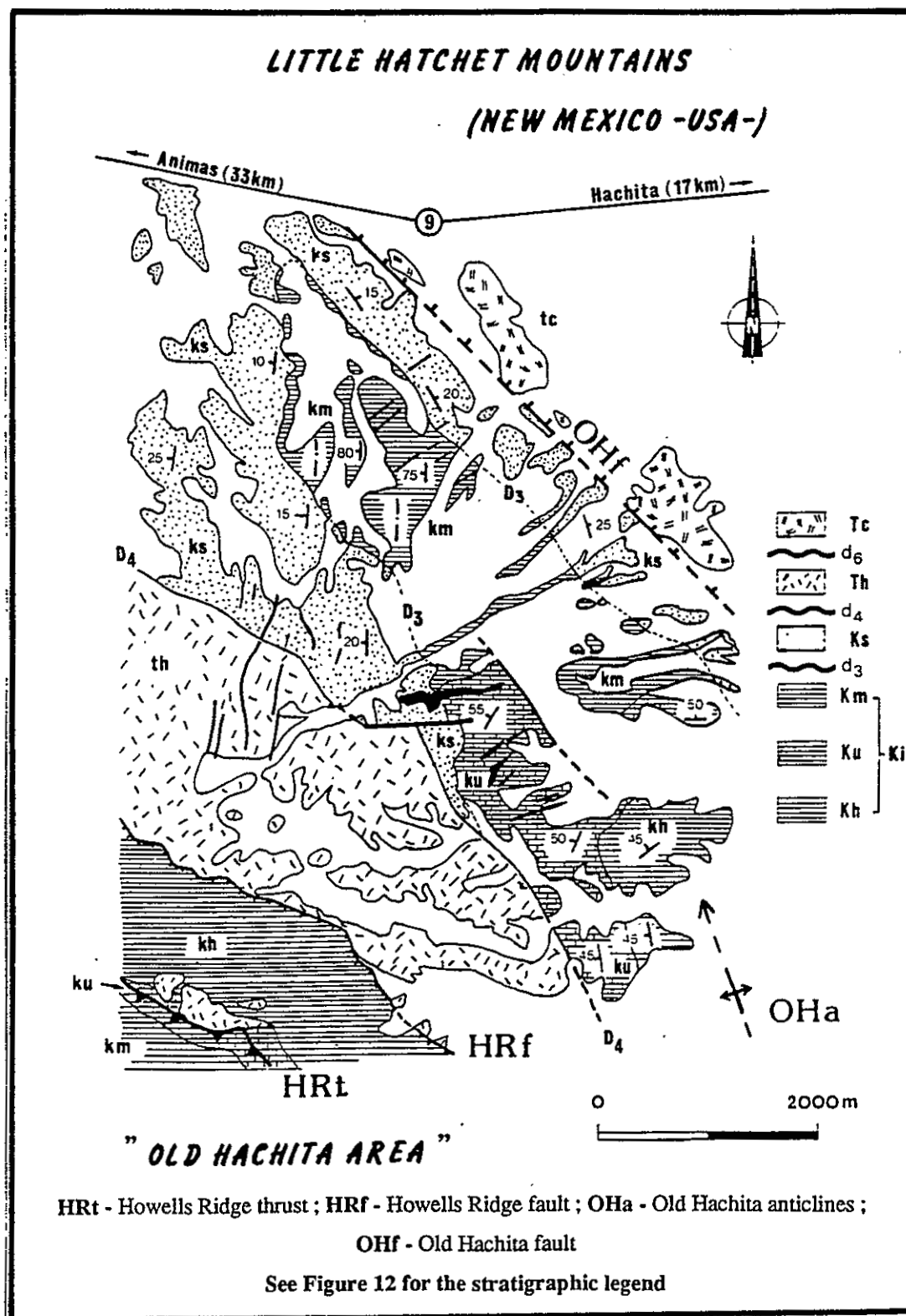


Figure 10 Geologic map of the Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hatchet Mtns).

III.1. The Upper-Cretaceous tectonic event

This compressive deformation with E-W compressional stresses was initiated during Early Campanian and resulted in NS - trending folds. The Upper Campanian - Maastrichtian molassic Ringbone Basin was filled by detrital elements coming from the uplifted ridges ; granitic cobbles and arkosic sandstones indicate that the Ringbone Fm was deposited during unroofing of the basement. The northern part of the Little Hachet Mountains (the Old Hachita area) supplies us with a nice example (Fig. 10) ; there, an angular unconformity labelled D3 is observed between the quartzites of the Mojado Fm and the conglomerates of the Ringbone Fm (Fig. 11). The orientation of structural elements within the Lower Cretaceous rocks indicates a stress field whose compressional direction is N90°E with N60°E-N75°E dextral shearing direction and N115°E-N130°E sinistral shearing direction. NS-trending folds are also present and a succession of large sub-meridian synclines and anticlines affects the Aptian - Cenomanian formations on the northeastern side of the range (Old Hachita anticlines, Figures 10, 11 & 12). Such NS-trending folds are also observed elsewhere throughout Southwestern New Mexico, in the northernmost part of the Animas Mountains (Fig. 14) and in other ranges.

This compressive tectonic event which affected the Lower Cretaceous (Lower Aptian through Lower Cenomanian) formations is post-Cenomanian. The sub-meridian folds and structures are buried by the synorogenic Ringbone Fm (Upper Campanian - Maastrichtian). Therefore, these data allow us to insert this tectonic compressive event between Upper Cenomanian and Maastrichtian. Compared with the Cretaceous tectonic event described in Northern Mexico by Tardy (1980), Rangin (1982) and Coney (1982), this deformation is thought to belong to the Upper Cenomanian - Santonian orogenic and Campanian - Maastrichtian subhercynian tectonic phases.

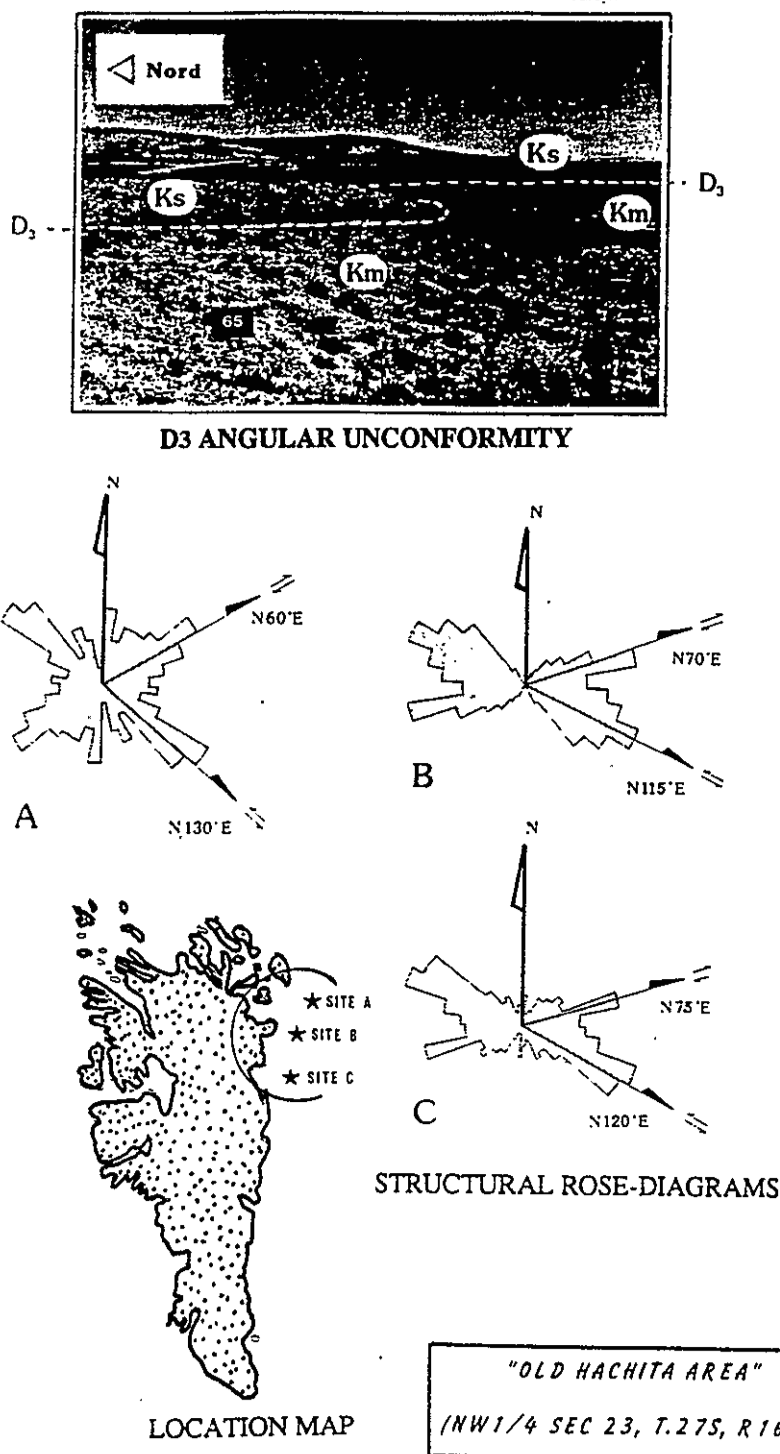
III.2. The Laramide tectonic event

This event resulted in the formation of the Cordilleran Foldbelt that trends WNW throughout Southwestern New Mexico. Structures in the foldbelt are characterized by flat NE- and SW-verging thrust faults, closely related compressed and overturned folds and narrow N120°-trending wrenching areas.

Laramide compressive faults always occur within N90°E to N120°E-trending tectonic zones limited by sub-vertical faults :

- in the Little Hachet Mountains, the Howells Ridge thrust (4 - Fig. 12) is closely connected to the sub-vertical Southern Fault (7 - Fig. 12) ;
- in the Animas Mountains, the Laramide thrusts are deeply rooted with the Curry and Zeller faults (cf and zf - Figures 14 & 15) ;
- in the Florida Mountains, the Precambrian imbricated reverse faults (the Mahoney Thrust) are linked up with the vertical and wrenching Florida Fault (Fig. 16).

All these N120°E-trending sub-vertical crustal accidents are faults located within a horse tail-like tectonic zone which is thought to represent the Texas Lineament structural expression throughout Southwestern New Mexico. The new tectonic interpretation of this area is based on an idea of a structural inheritance with a control of the Laramide deformation. Referring to maps, various geologic sections and the recent dating of the Ringbone Fm, the following tectonic calendar may be suggested for the Laramide orogeny in Southwestern New Mexico.



Km : Mojado Fm (Upper Albian - Lower Cenomanian) ; Ks : Ringbone Fm (Upper Campanian - Maastrichtian) ;
D3 : Upper Cretaceous angular unconformity.

Figure 11 The Upper Cretaceous deformation in the Old Hachita area, Little Hachet Mountains : the D3 angular unconformity and the submeridian folds. Microtectonic data : structural rose-diagrams for the "en échelons" fissure zones within the Lower Cretaceous formations.

+ Paleocene - Lower Eocene

This tectonic deformation is characterized by N120°E-trending folds and NE-verging thrusts. Several ranges throughout Southwestern New Mexico provide nice examples of these structures (Figures 12 & 13) :

- in the Little Hatchet Mountains, the main compressive feature is the Howells Ridge thrust (4 - Fig. 12 and HRt - Fig. 13) along which the northern edge of the Howells Well syncline (5 - Fig. 12 and HWs - Fig. 13) is thrust over the Cretaceous strata (See cross sections Fig. 13) ;

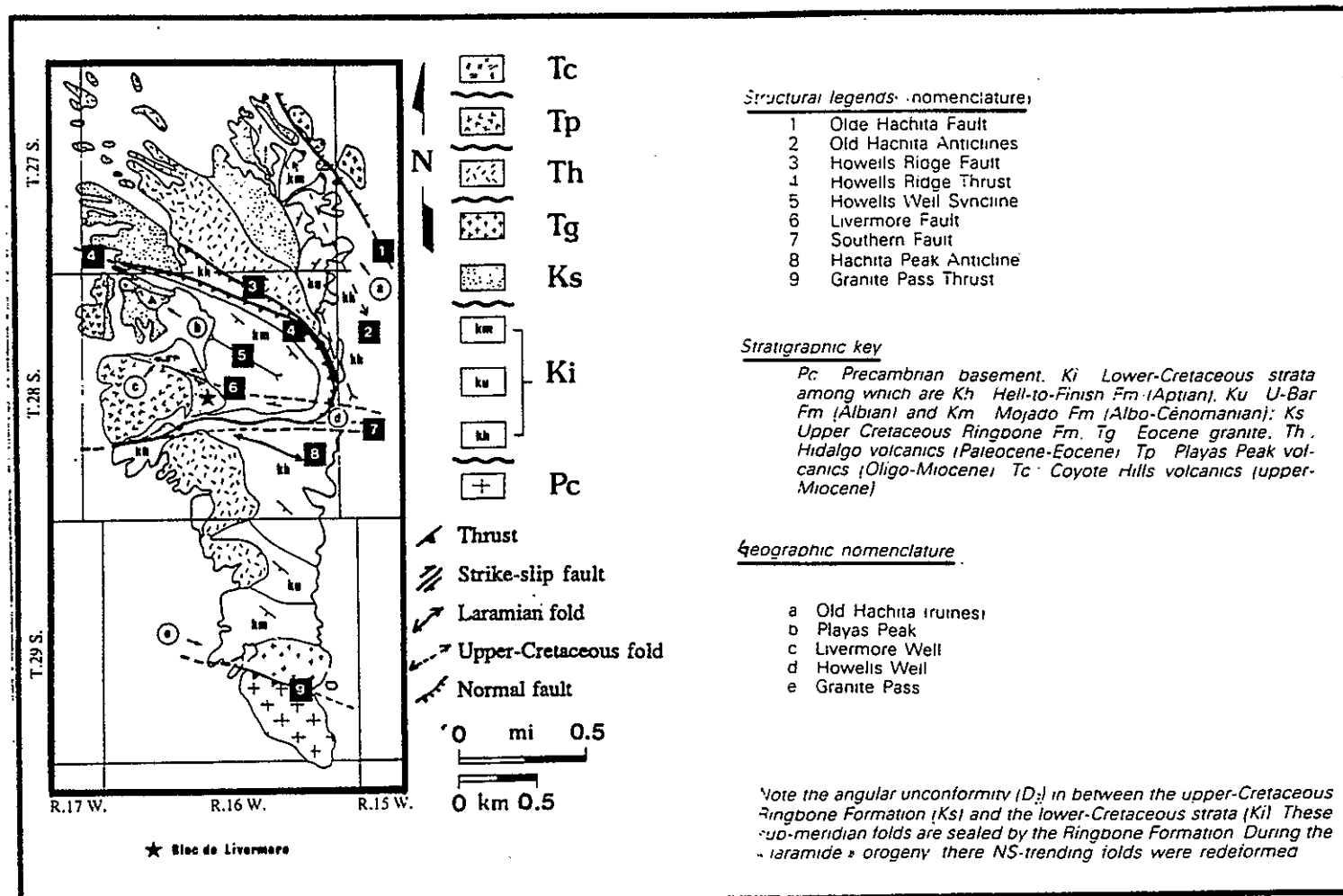
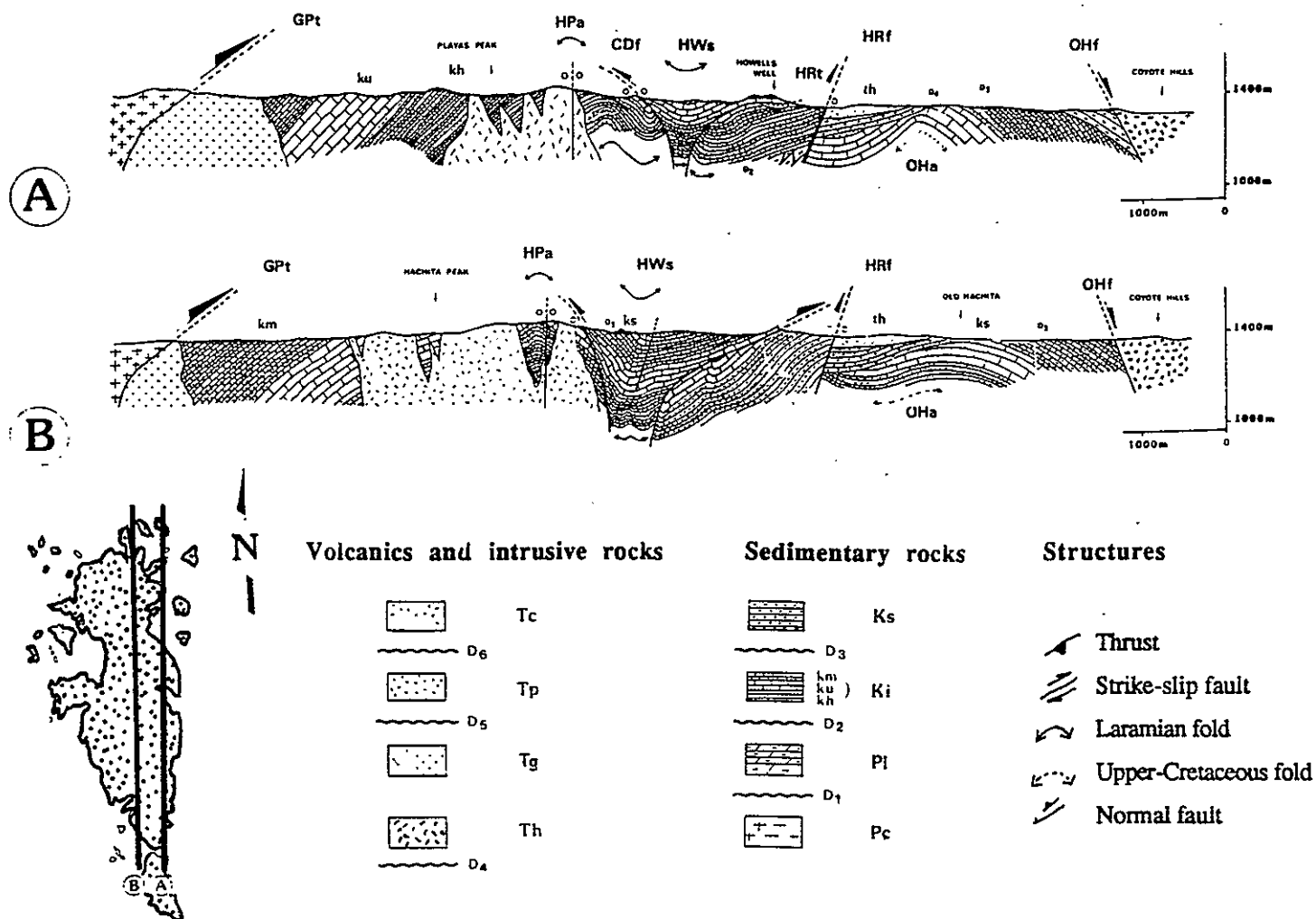


Figure 12 Structural map of the Little Hatchet Mountains (Hidalgo and Grant Counties, NM).

Sud

Nord

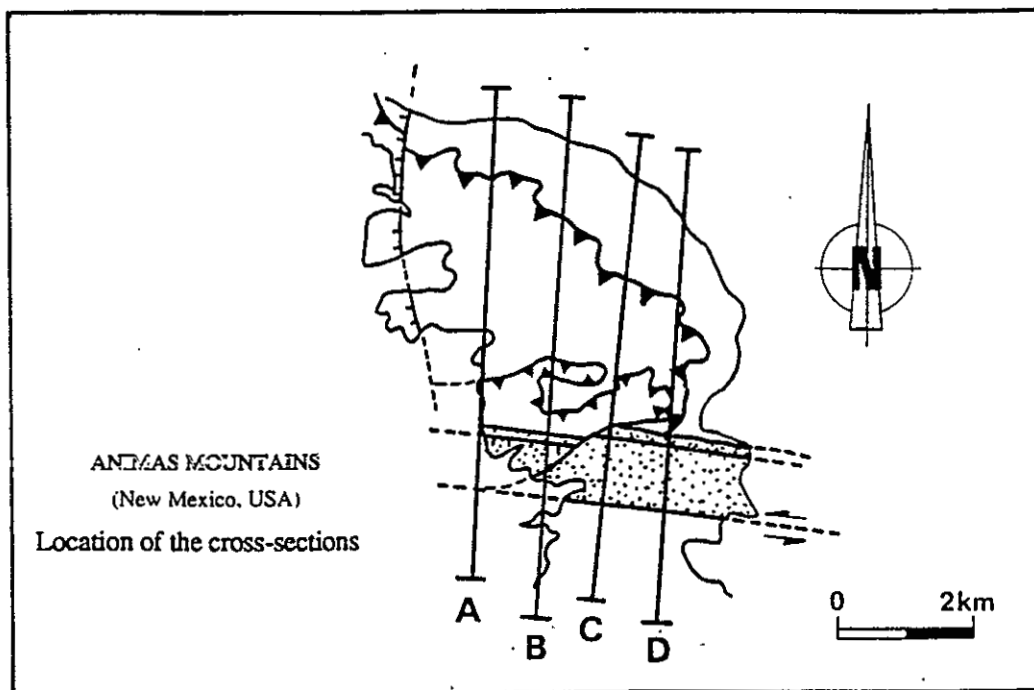


Stratigraphic key : Pc - Precambrian ; Pz - Paleozoic ; Ki - Lower Cretaceous among which are : Kh - Lower Aptian Hell-to-Finish Fm ; Ku - Aptian - Albian U-Bar Fm and Km - Lower Cenomanian Mojado Fm ; Ks - Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm ; Th - Paleocene - Mid Eocene Hidalgo Fm ; Tg - Paleocene - Mid Eocene granites ; Tp - Upper Eocene - Lower Oligocene ; Tc - Upper Oligocene - Miocene Coyote Fm.

Structural nomenclature : GPt - Granite Pass thrust ; Ha - Hachita Peak anticline ; HRf - Howells Ridge fault ; HRT - Howells Ridge thrust ; HWS - Howells Well syncline ; Lf - Livermore fault ; OHa - Old Hachita anticlines ; OHf - Old Hachita fault ; Sf - Southern fault.

Figure 13 Geological cross sections of the Little Hachet Mountains (Hidalgo and Grant Counties, NM).

- in the Animas Mountains, the Ringbone thrust (Rt - Figure 14) delimits a Precambrian and Paleozoic allochthonous unit overlying the Apto-Cenomanian and Campano-Maastrichtian strata ;



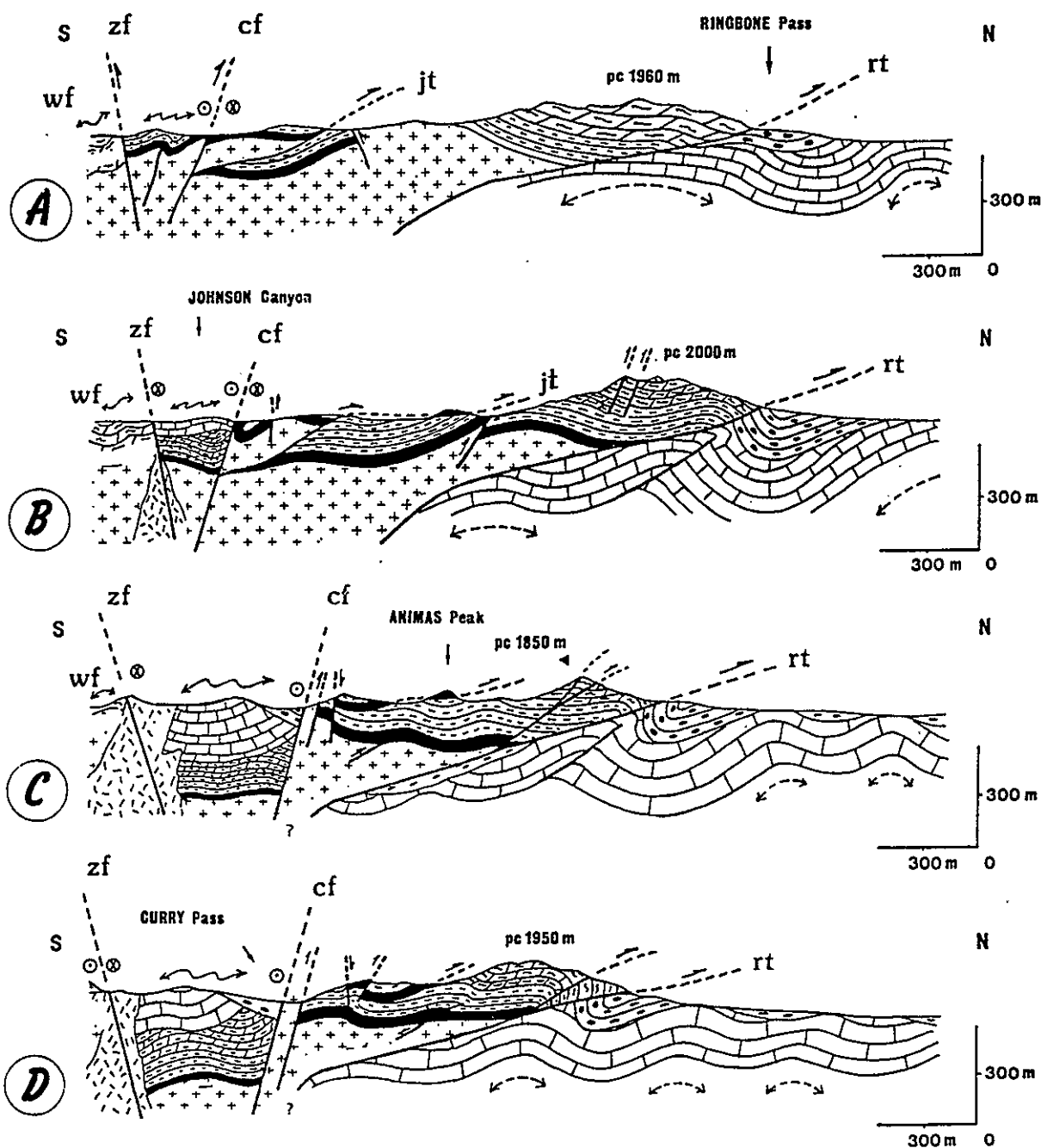
Structural key

- Laramide folds including the Wilson Folds (wf)
- Laramide thrusts including the Johnson Thrust (jt) and the Ringbone Thrust (rt)
- Highly deformed area shattered zone with the Curry Fault (cf.) and the Zeller Fault (zf)
- NS upper-Cretaceous folds

Stratigraphic key : 1 - Precambrian ; 2 - Cambrian Bliss Fm ; 3 - Paleozoic (Ordovician through Pennsylvanian) ; 4 - Lower Cretaceous among which are the Lower Aptian Hell-to-Finish Fm, the Aptian - Albian U-Bar Fm and the Lower Cenomanian Mojado Fm ; 5 - Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm ; 6 - Oligocene monzonite dated at 34,9 My (Drewes, 1986).

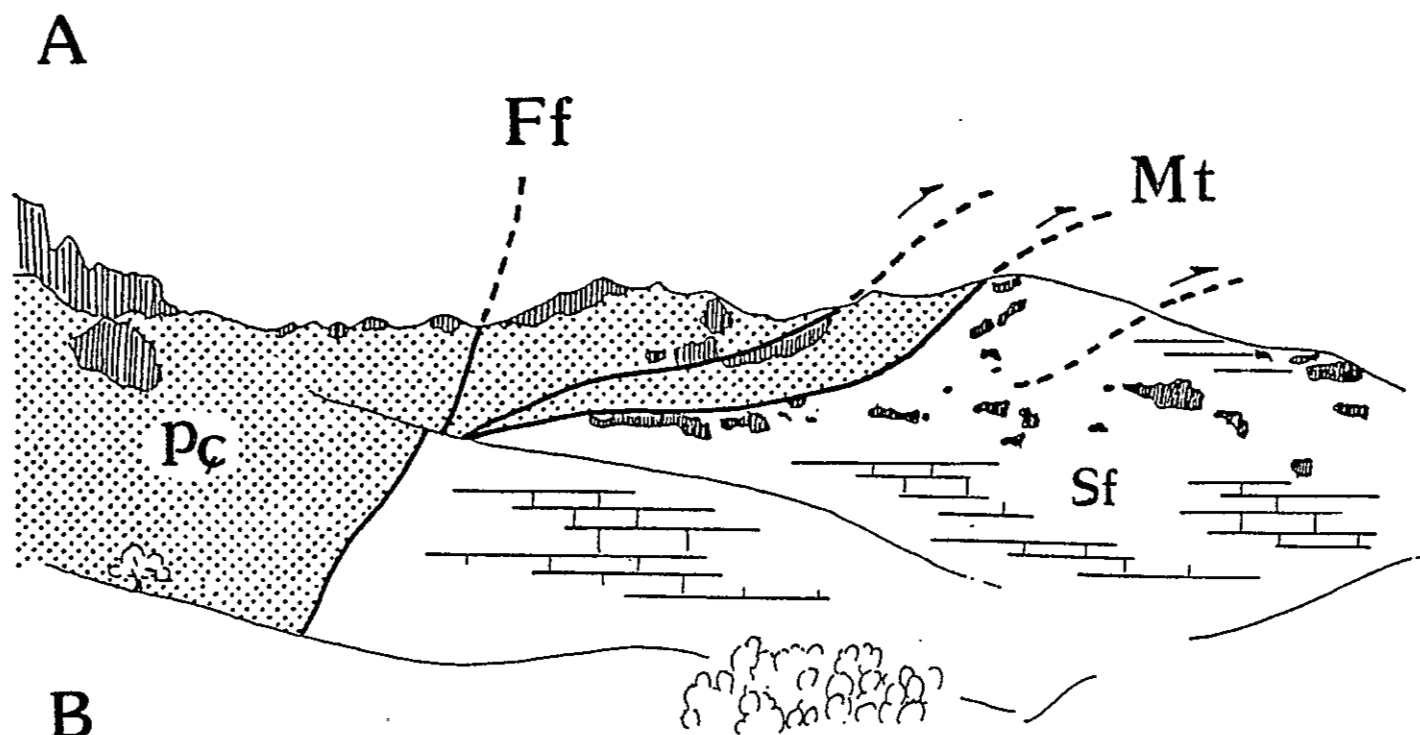
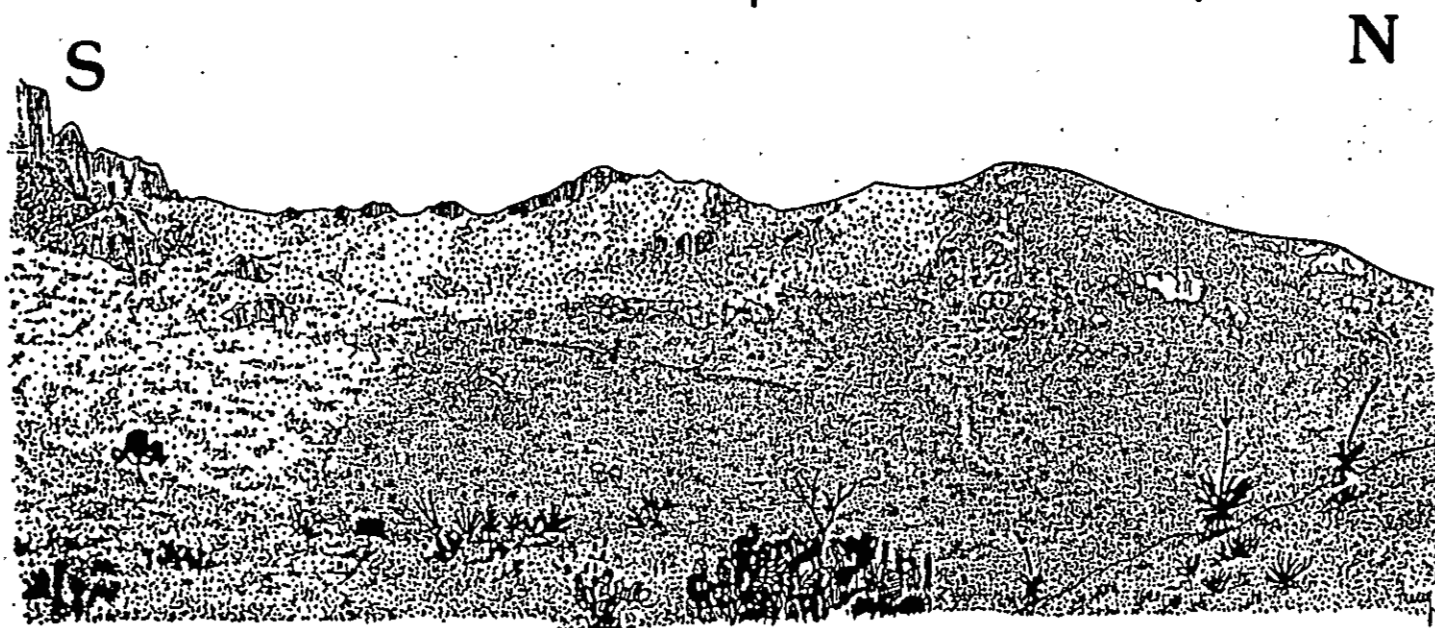
Figure 14 Geological cross sections of the Northern Animas Mountains (Hidalgo County, NM).

ANIMAS MOUNTAINS NEW MEXICO USA.



• in the Florida Mountains, the Mahoney thrust is characterized by several Precambrian thrust slices overthrusting Ordovician strata (Figure 15).

FLORIDA MOUNTAINS (NEW MEXICO -USA-)



GEOLOGICAL LEGENDS

Ff : Florida fault

Mt : Mahoney thrust

Pc : socle précambrien (granite)

Sf : Formation Fusselman (Silurien)

+ Middle Eocene

Flower structures are the tectonic expression of this phase. This late compressive structural event is mainly characterized by strike faulting along N120°E direction. Astride the international border near El Paso (Tx), the recent structural investigation in the Cerro de Cristo Rey (Dona Ana County, NM) shows that folding and strike-slip faulting with N70°E-N75°E compressional axis was the major structural event during the Early Eocene followed by a generalized N120°E wrenching at 47 My. Throughout Southwestern New Mexico, wrenching along N100°E to N120°E trending faults is common and postdates the thrusts ; in the Little Hatchet Mountains, left-lateral striking faulting is observed along the Southern Fault and the Livermore Fault in the central part of the range (6 & 7 - Fig. 12). These wrenching movements postdate the NE-verging folds and thrusts that are sealed by the Eocene-Oligocene volcanic Playas Peak Fm. Thanks to this new datations on volcanic rocks, this transpressional event is thought to be Middle Eocene ; thus, we propose that the end of the Laramide orogeny throughout SW New Mexico is at 45 My.

All these Laramide structures are truncated by the NS-trending faults of the Basin and Range. This extensional tectonic event began in late-Oligocene.

IV. Conclusions

The southwestern part of the USA along the international border provides an excellent example of a basement tectonic heritage related to a major lineament, the Texas Lineament. Along with the Lewis and Clark and the Caltam Lineaments, this crustal fault is thought to represent one of the major structural features of the North American continent. West of El Paso (Tx), this lineament generates a set of N120°E-trending faults that constitute a broad polystructural wrench zone. The Texas lineament has a Tethian history related to the Jurassic opening of the Gulf of Mexico ; during Lower Cretaceous, the stratigraphic rift-basins of Sabinas, Chihuahua and U-Bar - Bisbee were formed in a transtensional system along the Lineament Caltam along which sinistral wrenching is recorded. The transpressional Laramide Cordilleran Foldbelt of New Mexico was formed within this tectonic system. Thanks to new datings and to new structural investigations in the Cerro de Cristo Rey near El Paso, Tx the Laramide tectonic event is constrained from Paleocene to Middle Eocene (45 My) ; throughout time, N120°E trending uplifts and adjoining detritic basins (Late Cretaceous), NE and SW-verging thrusts closely related to crustal faults (Paleocene - Lower Eocene) and flower structures within a dominantly strike-slip tectonic system (Middle Eocene) were formed along the Texas Lineament faults. The transition between the US Cordillera and the Mexican Sierras Madres takes place within this complex structural zone bounded by N120°E-trending complex structural zone during Laramide orogeny (Paleocene to Middle Eocene).

ABSTRACT

The Mesozoic Overthrust Belt of Western Canada and United States of America extends southward from Alaska to Las Vegas, Nevada. South of the Colorado Plateau, the structures of the US Cordillera (Overthrust Belt -OTB- and Southern Rockies) are disturbed by the Texas and Caltam Lineaments, two major tectonic features which have a complex structural evolution from Late Permian to Neogene :

- + the Texas Lineament was initiated at the end of Permian time as an transcontinental feature connected with the Pangea breakup ; the 200 km-long dextral offset of the Permian thrustbelt along the Texas Lineament is inferred from this tectonic event ;
- + from Kimmeridgian to Upper-Aptian, the Lineament Caltam was a sinistral wrench fault related to the opening of the Gulf of Mexico ; the Mesozoic Chihuahua, U-Bar and Bisbee basins were created at that time in a transcontinental transtensional system bounded by the inactive Texas Lineament and the Caltam Lineament ;
- + from Late-Cretaceous to Middle-Eocene, the Texas and Caltam Lineaments controled the structures of the Cordilleran Foldbelt, especially during the Laramide orogeny.
- + during Neogene, the western part of the Texas Lineament is considered to be an active transfer fault between the extensional Basin and Range and Rio Grande Rift provinces.

The surveyed area lies within the extensional geologic province of the New Mexican and Chihuahuan Tertiary Basin and Range province along the Texas Lineament. One of the key points for the regional geological history is the non marine siliclastic and conglomeratic Ringbone Formation that is locally as much as 2,000 m thick. Dinosaurian remains and Palynomorphs indicate a Late cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) age for this formation. Our field investigations and the new age of the Ringbone Formation yield a preliminary outline of the sedimentological and tectonic evolutions of this area during Mesozoic and Cenozoic time and have resulted in the following tectonic calendar :

From Upper Cenomanian to Maastrichtian, compressive deformations with E-W compressional stresses have resulted in N-S to NNW-SSE trending folds and basement cored uplifts. Throughout New Mexico, these Upper-Cretaceous structures are buried by the Upper Campanian - Maastrichtian molassic Ringbone Formation that rests with an angular unconformity on the deformed and folded Lower Cretaceous strata. This Upper Cretaceous molassic basin is filled by detritic elements coming from the uplifted ridges ; granitic cobbles and arkosic sandstones indicate that the deposit is contemporaneous with the unroofing of the granitic basement. These deformations are thought to be related to the oregonian (Upper Cenomanian - Santonian) and sub-hercynian (Campanian - Maastrichtian) Late Cretaceous tectonic phases.

From Paleocene to Middle-Eocene, the Laramide tectonic event results in the formation of the Cordilleran Foldbelt that trends WNW through southwestern New Mexico. It can be divided into two different phases :

- + from Paleocene to Lower Eocene, a tectonic deformation is characterized by flat thrust faults, closely related, compressed and overturned folds with N70°E compressional stresses. N120°E-trending folds and NE-verging and SW-verging thrusts are created ;
- + during Middle-Eocene, a late structural event is mainly characterized by strike faulting along N120°E direction. Flower structures and other transpressional associated features are formed within left-lateral strike-slip tectonic systems. These wrenching movements postdate the NE-verging folds and thrusts.

These structures are sealed by the Upper Eocene - Oligocene Playas Peak volcanic Formation. The end of the Laramide orogeny throughout SW New Mexico is thought to take place at the end of the Lutetian time (45 Ma). All these structures are truncated by the NS-trending faults of the Basin and Range. This extensional tectonic event began in late-Oligocene.

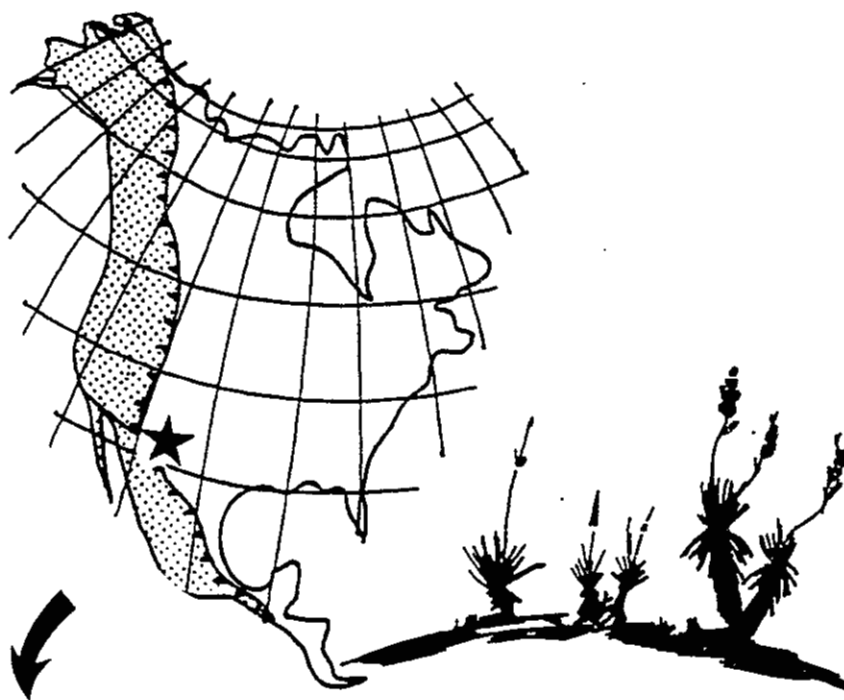
These new results lead us to believe that Southeastern Arizona, Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua belong to the same geological entity where the connection between the US Cordillera and the mexican Sierra Madre Oriental takes place in a complex structural zone bounded in the north by the transcontinental Texas Lineament. This structural feature controlled the deformation from late Paleozoic up to Neogene. Within this broad zone, the Laramide tectonic event in Southwestern New Mexico is constrained from Paleocene (Danian) to Middle-Eocene (Lutetian-Bartonian) (67 - 45 Ma)

The Southwestern part of the USA along the international border provides an excellent example of a basement tectonic heritage related to a major transcontinental lineament.

Key Words : North American Cordillera - Sierra Madre Orientale - Overthrust belt - Southern Rockies - New Mexican Cordilleran Foldbelt - Stratigraphy - Structural heritage - Lineaments - Compression - Wrenching - Tectonic calendar - USA New Mexico - Mexico - Chihuahua.

**LE PASSAGE DES CORDILLERES NORD-AMERICAINES
AUX SIERRAS MADRES MEXICAINES LE LONG DU «TEXAS LINEAMENT»**

**Stratigraphie et tectonique du SW du Nouveau-Mexique (USA)
et du Nord de Chihuahua (Mexique)**



1986 - 1990



SNEA(P) - CNRS - INSU - MRT



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

par

Thierry M. ROSAZ

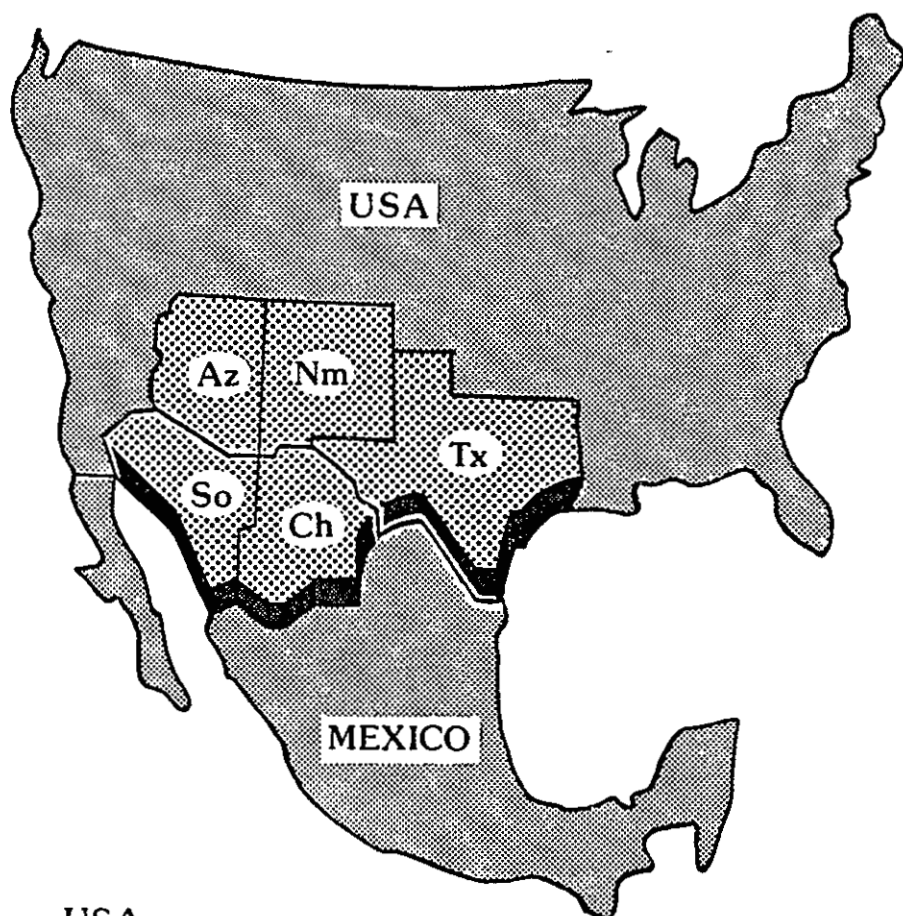
LE PASSAGE DES CORDILLERES NORD-AMERICAINES
AUX SIERRAS MADRES MEXICAINES LE LONG DU «TEXAS LINEAMENT»

Stratigraphie et tectonique du SW du Nouveau-Mexique (USA)
et du Nord de Chihuahua (Mexique)



Soutenue le 17 Octobre 1990 devant le jury composé de :

Jean AUBOUIN, Professeur, Président de l'Académie des Sciences	Président
Bernard PLAUCHUT, Conseiller pour l'exploration, D.R.D.I., S.N.E.A. (P), Pau.....	Rapporteur
Marc TARDY, Professeur, Université de Savoie à Chambéry.....	Rapporteur
Kaspar ARBENZ, Consulting Geologist, Boulder, Colorado (USA).....	Examineur
René BLANCHET, Professeur, Recteur de l'Académie de Nice.....	Examineur
Jean FERRAT, Coordinateur pour l'exploration, Zone Amériques, TEP/DIR/DBF, TOTAL, Paris.....	Examineur
Jean-François STEPHAN, Professeur, UNSA.....	Examineur
Matthis ZIMMERMANN, Resident Manager E.A.P., Denver, Colorado, (USA).....	Examineur



USA

Az. Arizona

Nm. New Mexico

Tx. Texas

MEXICO

So. Sonora

Ch. Chihuahua

SOMMAIRE

AVANT-PROPOS

Préambule	9
Remerciements	13

INTRODUCTION

I. CADRE GENERAL DE L'ETUDE	17
II. CADRE GEOLOGIQUE DE L'AMERIQUE DU NORD ET DU MEXIQUE	18
II.1. Les Cordillères ouest-américaines	18
II.2. Les Sierras Madres mexicaines	22
II.3. Les linéaments du Texas et Caltam	25
III. OBJECTIF DE L'ETUDE	26
III.1. Le Texas Lineament : historique et problèmes posés	27
III.2. Choix de la région étudiée	36
IV. PRESENTATION GENERALE DE LA ZONE D'ETUDE	37
IV.1. Géographie, flore, faune	37
IV.2. Aperçu historique	40
IV.3. Cadre géologique	44
IV.4. Cadre géophysique	50
V. PRESENTATION DU PLAN ADOPTE	52
V.1. Le plan	52
V.2. Le système américain de localisation géographique	55

STRATIGRAPHIE

GENERALITES	58
I. LE PRECAMBRIEN	59
I.1. Les Peloncillo Mountains	59
I.2. Les Animas Mountains	60
I.3. Les Little Hatchet Mountains	60
I.4. Les Klondike Hills	60
I.5. Les Florida Mountains	60
II. LE PALEOZOIQUE	61
Introduction	61
II.1. Préambule : nomenclature	61
II.2. Les coupes stratigraphiques	67
II.3. Corrélations stratigraphiques et synthèses régionales	86
II.4. Conclusion	96
III. LE CRETACE INFERIEUR D'OBDIENCE TETHYSIENNE	98
Introduction : nomenclature	98
III.1. Les coupes stratigraphiques	99
III.2. Corrélations et aperçu paléogéographique	108
IV. LE CRETACE SUPERIEUR: LA FM RINGBONE (Campanien sup. - Maastrichtien)	113
Introduction : nomenclature et apport de la présente étude	114
IV.1. Description lithostratigraphique : les coupes	114
IV.2. Analyse séquentielle et milieu de dépôt	126
IV.3. Origine du matériel détritique	129
IV.4. Corrélations	139
IV.5. Conclusion	140
V. LE VOLCANISME CENOZOIQUE	142
V.1. Les formations volcaniques des confins américano-mexicains	142
V.2. Corrélations régionales	145

TECTONIQUE

GENERALITES	148
I. LA TECTONIQUE DISTENSIVE DU PENNSYLVANIEN - PERMIEN	149
II. LA TECTONIQUE TRANSTENSIVE DU PORTLANDIEN - APTIEN	149
III. LA TECTONIQUE COMPRESSIVE DU CRETACE SUP. (Cénomanién sup. - Maastrichtien)	151
III.1. Les structures des Little Hachet et des Animas Mountains	151
III.2. Synthèse à l'échelle du SW du Nouveau-Mexique	158
IV. LA TECTONIQUE COMPRESSIVE LARAMIENNE : Paléocène - Eocène moyen	162
IV.1. Généralités	163
IV.2. Les effets de la phase laramienne dans la région étudiée	165
IV.3. Synthèse : la tectonique laramienne aux confins américano-mexicains	227
V. LA TECTONIQUE DISTENSIVE NEOGENE DU BASIN & RANGE ET DU RIO GRANDE	231
V.1. Analyse statistique de la déformation	231
V.2. Synthèse régionale	234

LES ETAPES DE LA DEFORMATION CALENDRIER TECTONIQUE & CORRELATIONS REGIONALES

INTRODUCTION	236
I. PENNSYLVANIEN - PERMIEN : tectonique distensive des Ancestral Rockies	238
II. KIMMERIDGIEN - APTIEN : tectonique transtensive téthysienne	238
III. CENOMANIEN SUP. - MAASTRICHTIEN : les phases compressives ante-laramiennes	239
III.1. L'Ouest américain : les domaines plutono-volcanique et cordilléraire	240
III.2. L'Occident mexicain : les domaines cordilléraires occidental et oriental	244
III.3. Essai de synthèse à l'échelle des Cordillères US et des Sierras Madres	246
IV. PALEOCENE - EOCENE MOYEN : les phases compressives laramiennes	248
IV.1. L'orogène laramienne dans le SW du Nouveau-Mexique	248
IV.2. Comparaison avec d'autres segments de la chaîne laramienne	249
V. NEOGENE : tectonique distensive du Basin and Range	256

SYNTHESE EVOLUTION GEODYNAMIQUE

INTRODUCTION	264
I. PENNSYLVANIEN - PERMIEN INF. : la distension liée à la genèse des Ancestral Rockies	264
II. PERMIEN SUPERIEUR : la fracturation de la Pangée	265
III. JURASSIQUE INF. - CRETACE INF. : le rifting intra-continental téthysien	265
IV. CRETACE SUPERIEUR - EOCENE MOYEN : les phases tectoniques compressives	268
IV.1. Les phases orogénique et subhercynienne du Crétacé supérieur	269
IV.2. Les phases laramiennes du Paléocène - Eocène moyen	270
V. NEOGENE : la distension distensive du Basin and Range	276
CONCLUSIONS	277

**CONCLUSION
BILAN DE CETTE ETUDE**

I. APPORT BIBLIOGRAPHIQUE SUR LE TEXAS LINEAMENT	280
II. CARTOGRAPHIE	280
III. STRATIGRAPHIE	281
IV. GEOLOGIE STRUCTURALE	282
V. ROLE GEODYNAMIQUE DU TEXAS LINEAMENT	283
VI. LES PROBLEMES SOULEVES	283

ABRIDGED ENGLISH VERSION

INTRODUCTION	286
I. GEOLOGICAL SETTING	288
I.1. The Texas Lineament	288
I.2. The New Mexican Cordilleran Foldbelt	290
II. STRATIGRAPHY	292
II.1. Precambrian	292
II.2. Paleozoic	292
II.3. Mesozoic	295
II.4. Cenozoic	299
III. STRUCTURAL GEOLOGY	301
III.1. The Upper Cretaceous tectonic event	302
III.2. The Laramide (Paleocene - Mid Eocene) orogeny and its different events	302
IV. CONCLUSIONS	309

LISTE DES FIGURES

311 - 318

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(cf. livre second : feuilles vertes)

PREAMBULE
REMERCIEMENTS

A Chloé,

*"- Maint joyau dort enseveli
Dans les ténèbres et l'oubli,
Bien loin des pioches et des sondes ;*

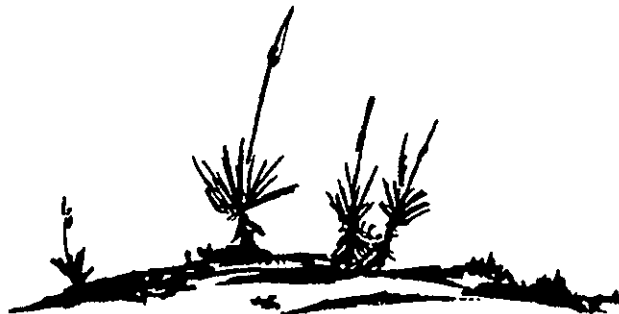
*Mainte fleur épanche à regret
Son parfum doux comme un secret
Dans les solitudes profondes."*

Charles Baudelaire
"Spleen et Idéal"

" Il était plein d'une autre force, d'un autre temps qui l'avaient rendu étranger à l'ordre des hommes. Peut-être qu'il n'attendait plus rien, qu'il ne savait plus rien et qu'il était devenu semblable au désert : silence, immobilité et absence ..."

"Désert", Le Clézio

Quiconque sillonna les déserts du Sud-Ouest de l'Amérique du Nord, fut saisi par la confuse éternité qui plane sur ces uniformes étendues désertiques s'étirant à l'infini. Une beauté troublante s'en dégage sans que le regard ne sache où se poser : on se retrouve alors 'perdu' face à ces plaines désertiques dont le mexicain Alfonso Reyes disait que 'les clôtures séparant les propriétés agricoles sont tellement entre deux infinis, que de n'importe quel côté, on est dehors'. Les rares noms de lieux évoquent à eux seuls ce sentiment d'impuissance face à cette terre démesurément ouverte : 'Hell-to-Finish' Tank, 'Hell-to-go-to' Ranch, 'Middle-of-nowhere' Trail, 'La Jornada del Muerto' ...Mais mieux que quiconque, ce sont les mexicains qui ont su, par une de leurs expressions colorées et imagées, traduire l'isolement, la solitude, la désolation et le désarroi ressentis face à ces immensités désertiques : ainsi pour eux, à tout endroit de ce désert, on se sent 'proche de là-bas mais loin d'ici' (Circa de allí pero lejos de aquí). Définies comme 'vertige horizontal' par Drieu de la Rochelle, il est vrai que c'est dans ces contrées où les distances s'exténuent sans trouver de but, que l'infini prend toute sa place.

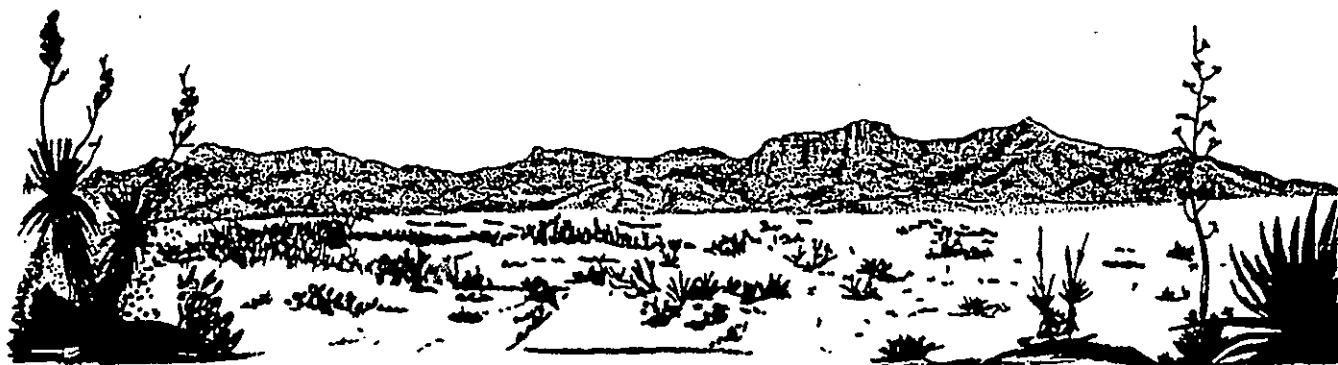


*Je ne saurais terminer ce préambule, sans évoquer les paroles de Suzanne Vega, un soir de Juillet 1987 à Santa Fe : avant son tour de chant, cette jeune artiste new-yorkaise affirma que le Nouveau Mexique n'existait en tant que 'Pays de l'Enchantement' (Land of Enchantment), que les soirs où les écharpes de brume baignent et irradiant dans le soleil couchant les chicots montagneux émergeant de la mer de sable. En effet, la lumière trop aggressive du jour nettoie tout, abrase tout et noie tout dans un camaïeu océanique jaune-brun et ce n'est que lorsque le soleil commence à incendier une mince ligne de nuage à l'horizon, que les montagnes se dessinent et jaillissent dans l'air, extraordinaires de pureté et de couleur. "A cette heure là du jour où l'entre chien et loup relève du sublime, le ciel, remuant sa masse, s'élargit, s'approfondit et s'incurve : sur sa surface immense se forment alors des zones noires que faiblement éclaire une lumière comme assourdie, et des zones claires qui semblent lutter pour retenir une plus vive lumière. A cet instant, le ciel devient le champ de l'inépuisable bataille entre le jour et la nuit" *, et le Nouveau Mexique le Pays de l'Enchantement ...*

Thierry M. Rosaz

Las Cruces - El Paso - Santa Fe

Septembre 1986 - Janvier 1989



** J. Berger (La Pierre et le saguaro)*

Sensations.....

'Du moment que je vis le matin lumineux et fier se lever et briller au dessus des déserts du Nouveau-Mexique, quelque chose se tut dans mon âme et se mit à l'écoute ... Pour ce qui est du sublime dans la beauté, je ne connais rien qui puisse se comparer à ce que j'ai éprouvé au Nouveau-Mexique.'

D.H. LAWRENCE

'Si jamais vous allez une fois au Nouveau-Mexique, le souvenir vous en démangera le reste de votre vie.'

Georgia O'KEEFFE

'Au Nouveau-Mexique, l'espace, de quelque façon qu'il s'y prenne, entre en vous et vous donne le sentiment que vous êtes immense à l'intérieur de vous-même.'

Ernie PYLE

'...tout une avant-garde de pierres dans la plaine immense du Nouveau-Mexique. La plaine à perte de vue. Piquée d'arbres rabougris et d'épineux jusqu'aux limites de l'espace, là-bas à l'horizon que semble défendre un formidable empire de nuages. Limites qui ne sont pas, qui ne sont jamais celles de l'espace mais celles de l'oeil qui, à un moment, ne peut plus voir (c'est trop loin) et littéralement s'éteint. Les limites du Nouveau-Mexique, au Nouveau-Mexique, sont une infirmité de l'oeil.'

Yves BERGER

'Sûr que c'est un grand pays! A part le ciel, il n'y a rien de plus grand. C'est comme si Dieu avait créé le Nouveau-Mexique en oubliant d'y mettre les gens'

Dit par Kirk DOUGLAS
dans la
"Captive aux yeux clairs"
(Film de H.HAWKS, 1952)

Cette thèse d'abord parrainée par le programme INSU - CNRS "Blocs et collisions" a été réalisée par la suite dans le cadre d'une convention (# 6938) passée entre le laboratoire G.I.S. "Océanologie & Géodynamique" de l'Université de Bretagne Occidentale à Brest et la Société Nationale Elf Aquitaine (S.N.E.A.) agissant pour le compte de sa filiale américaine Elf Aquitaine Petroleum (E.A.P.). Cette dernière a mis à ma disposition les moyens logistiques et financiers nécessaires à la bonne conduite de mes 16 derniers mois de campagne de terrain et m'a accordé une aide scientifique à Denver (Colorado), à Houston (Texas) et à Pau. En outre, j'ai bénéficié pendant 3 ans d'une allocation de recherche D.G.R.S. puis M.R.T. de l'Université de Bretagne Occidentale. Enfin l'Institut de Géodynamique de l'Université de Nice - Sophia Antipolis (de Janvier 1989 à Août 1989), l'Institut Français du Pétrole et l'Ecole Nationale Supérieure de Petroles et des Moteurs (d'Octobre 1989 à Avril 1990) et le Laboratoire de Géodynamique de l'Université de Savoie à Bourget-du-Lac (Août & Septembre 1990) ont mis à ma disposition leurs moyens techniques pour mener à bien la réalisation, la saisie, la mise en page et le tirage reprographique de cette thèse.

Au terme de ce travail, c'est avec un grand plaisir que je tiens à remercier toutes les personnes qui m'ont soutenu et encouragé au cours de ces 4 années.

En tout premier lieu, je remercie Monsieur le Professeur **Jean Aubouin**, Président de l'Académie des Sciences, qui me fait le grand honneur d'accepter de juger ce travail et de présider mon jury ; grand spécialiste de la géologie américaine, j'ai lui dois la paternité du sujet de ma thèse.

Mon amicale reconnaissance va à Monsieur le Recteur **René Blanchet** qui, après avoir assuré la seconde partie de ma formation universitaire m'a accueilli dans son laboratoire à l'Université de Bretagne Occidentale puis à l'Université de Nice - Sophia Antipolis. Durant toutes ces années, il m'a témoigné de sa confiance et de son amitié.

Monsieur le Professeur **Marc Tardy** de l'Université de Savoie m'a apporté son aide par sa grande connaissance de la géologie mexicaine, ses conseils et ses suggestions au moment de la rédaction ; il a été plus qu'un guide, un soutien sans faille. Par ailleurs, il est l'un de ceux qui a accepté la tâche ingrate de rapporteur de ce travail. Je l'en remercie amicalement.

Monsieur **Kaspar Arbenz**, géologue honoraire à la Shell, m'a fait bénéficier de ses conseils et de ses remarques judicieuses pendant mes séjours à Denver. Il a accepté de juger ce travail, qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Monsieur **Jean Ferrat**, Coordinateur de l'Exploration pour les Amériques à TOTAL-CFP (TEP/DE/DBF) me fait le grand honneur de participer au jury de cette thèse. Je l'en remercie vivement.

J'exprime ma gratitude à Monsieur le Professeur **Jean-François Stephan** de l'Université de Nice-Sophia Antipolis qui a bien voulu accepter de juger ce travail.

Enfin, c'est avec beaucoup de respect que je tiens à remercier Messieurs **Bernard Plauchut** et **Matthis Zimmermann** de la SNEA(P) qui ont été les principaux artisans et coordinateurs du Programme Etudiants dans les Cordillères nord-américaines :

- Monsieur **Bernard Plauchut** a toujours été un conseiller efficace et un correcteur attentif et exigeant ; le manuscrit final lui doit beaucoup. En outre, il a tenu à guider mes premiers pas dans le monde de la géologie pétrolière ; je lui en sais gré et c'est avec un grand plaisir que je le remercie d'avoir accepté de juger ce travail et, surtout, d'en être l'un des rapporteurs ;

- à Monsieur **Matthis Zimmermann** je suis reconnaissant de sa rigueur et de ses conseils éclairés au moment de la rédaction. J'ai beaucoup appris à son contact. Par ailleurs, il a toujours su, avec Dorothée son épouse, me recevoir chaleureusement au 4061 South Wabash Street à Denver (Colorado) ; leur gentillesse et leur accueil ont fait oublier les absences parfois trop longues. Alors tout simplement merci Dorothée & Matthis.

Je remercie **Scott Bluth** et **Keith Bowman**, bishop et high priest de la Colonia Dublan mormonne de Casas Grandes en Chihuahua, qui m'ont permis de travailler sur leurs terres désertiques et qui m'ont offert le gîte pour mes missions chihuahuenses.

La soutenance se passe devant l'Université de Savoie ; je voudrais en profiter pour remercier Messieurs **Bernard Doudoux**, **Serge Fudral**, **Gérard Nicoud** et **Jean Paul Rampnoux** qui me firent découvrir la géologie à Chambéry au cours de mon premier cycle universitaire.

P.Cabezas m'a précédé dans cette étude ; c'est avec lui que j'ai découvert le Nouveau-Mexique. Il a su me soutenir dans un moment difficile et je lui en serai toujours reconnaissant. Et comment oublier Santa Fe, Bertrand et le Capitol Bar de Socorro ?

M.Sosson a toujours été un guide ; travaillant un peu plus à l'Ouest, il a partagé avec moi cette aventure en terres américano-mexicaines. Je l'assure de mon amitié et de ma reconnaissance.

J.Dellenbach et **P.Trémolières** de l'ENSPM (Ecole Supérieure du Pétrole et des Moteurs) ont toujours manifesté un grand intérêt pour ce travail ; qu'il trouve ici l'expression de ma plus profonde reconnaissance. Je tiens également à remercier **S.Boyer** qui m'a permis d'utiliser son "Mac" et **C.Laffond** qui m'a gentiment accueilli dans son bureau de dessin de nombreux matins avant les cours.

Je remercie **"Dédé" Paillet** à qui je dois la réalisation des lames minces et mon initiation sur Pagemaker ; je le remercie également pour ses conseils pratiques de dernières minutes qui m'ont fait gagner des heures.

A mesure que s'achèvent les différents paragraphes de cette thèse, j'ai conscience de clôturer un chapitre de ma vie sur lequel je referme des volets dont les claire-voies, toutefois, diffuseront toujours des rais de lumière portés par le merveilleux souvenir d'amis auprès desquels j'ai trouvé réconfort et soutien tout au long de ce travail. Ayant connu le désarroi que sèment les départs et les séparations, je peux à présent me délecter du plaisir de l'évocation de ces personnes aimées ; Brest, Deming, Las Cruces, El Paso, Nice, Biot et Paris serviront de bornes à cet itinéraire dans les taillis du passé.

+ *Brest*, vigie du Léon où seuls le vent et les volutes musicales distillées par le Mélody, les Fauvettes et le Spencer semblent avoir une âme, est la première étape de ce périple ; elle restera la plus importante. Merci à mes nombreux amis dont certains hantèrent avec moi la nuit brestoise : **Jeanno, Riton, Marco, Frédérique, Yves, Arno, Martin, Jacqueline, Laurence, Souad et Karima**. Je remercie également tous ceux qui étaient présents au Laboratoire de l'UBO pendant mes années brestoises. Mes dernières pensées émues vont vers **Samya** qui nous a quitté en gare de Brest le 19 novembre dernier.

+ J'ai vécu à *Deming*, au Nouveau-Mexique (USA), pendant 8 mois. **Sal et Dorly Patti** furent mes hôtes ; que leur gentillesse soit ici remerciée. Avec **Scott et Betty**, j'ai connu des personnages tout droit issus de l'univers d'Easy Rider et de Platoon ; j'en garde un souvenir chaleureux embué toutefois de mystère.

+ Ma seconde ville-étape au Nouveau-Mexique fut *Las Cruces* ; **Renée et Jacques Laroche** m'ont accueilli dans leur laboratoire de langues de la New Mexico State University où j'ai fait la connaissance de **David, Esther, Mia, Rolando, Martin, Andréa, Rebecca, Juan, Maria Gracia, Sam, Lorraine, Chuck, Mark et Linda**. De nombreux souvenirs sont associés à des endroits comme la Branson House, le 745 University Avenue, le 1480-B Plain Street et les locaux de KNMS.

+ *El Paso* (Texas) et sa soeur jumelle *Ciudad Juarez* située en Chihuahua de l'autre côté du Rio Grande, resteront toujours dans ma mémoire grâce au Campus Queen, au Mesa Inn, au OP et à **Jeanell**.

+ A mon retour des USA et du Mexique, *Nice* puis *Biot* furent mes deux ports d'attache pendant 7 mois ; **Stéphane, Nicolas et Eric** partagèrent cette escale ; nos virées "chez Riri" (merci Serge pour le 421) et "chez Germaine" resteront de grands souvenirs.

+ Enfin, *Paris* fut ma dernière étape. Les Guinness partagées avec **Yann** au Tigh Johnny se révélèrent être une bonne thérapie contre les nombreux coups de blues du début 1990. Enfin un remerciement tout spécial à **Bruno** à qui je dois le sauvetage de mon fichier bibliographique malencontreusement perdu dans les méandres inextricables d'un IBM-PC "incompatible" et récalcitrant de l'ENSPM.

Merci à mes parents qui m'ont toujours encouragé et soutenu ; ce travail leur doit beaucoup.

Un grand merci à **Candy d'Iggy Pop**, à **Peter Murphy** et à **Couleur trois** dont les mélodies bercèrent les derniers moments de la rédaction sous les regards des modèles d'Egon Schiele.

Enfin mes dernières pensées retournent en Bretagne vers **Jacqueline** qui partagea par la pensée ces années d'exil.

INTRODUCTION

PLAN DE L'INTRODUCTION

I. Cadre général de l'étude

II. Cadre géologique de l'Amérique du Nord et du Mexique

II.1. Les Cordillères ouest-américaines

II.2. Les Sierras Madres mexicaines

II.3. Les linéaments du Texas et Calam

III. Objectif de l'étude

III.1. Le Texas Lineament

III.2. Choix de la région étudiée

IV. Présentation générale de la zone étudiée

IV.1. Géographie, flore et faune

IV.2. Aperçu historique des confins américano-mexicains

IV.3. Cadre géologique

IV.4. Cadre géophysique

V. Présentation du plan adopté

V.1. Plan adopté

V.2. Le système américain de localisation géographique

I. Cadre général de l'étude

Depuis une douzaine d'années, un «programme étudiant» intéressant la géologie des Cordillères nord-américaines est parrainé par Elf Aquitaine Petroleum (EAP), filiale américaine de la Société Nationale Elf Aquitaine (SNEA). La présente thèse consacrée aux structures enserrées entre les linéaments du Texas et Caltam aux confins américano-mexicains, s'inscrit dans ce programme (Fig. 1). Extension méridionale des travaux de P.Cabezas ayant pour cadre le Nouveau-Mexique central, ce mémoire a été rédigé en étroite collaboration avec M.Sosson dont les travaux sont situés à l'ouest, en Arizona oriental et en Sonora.

La presque totalité de la charge scientifique et matérielle de ce travail a été prise par la filiale américaine Elf Aquitaine Petroleum (EAP). Les conseils scientifiques ont été assurés : en France, par M.Tardy (Université de Savoie au Bourget-du-Lac), R.Blanchet et M.Sosson (Université de Nice-Sophia-Antipolis) et B.Plauchut (SNEA) ; aux Etats-Unis, par M.Zimmermann (EAP, Denver, Colorado), K.Arbenz (Consulting Geologist, Boulder, Colorado), R.Dyer (University of Texas at El Paso), G.Lucas (University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico) et G.Mack (New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico).

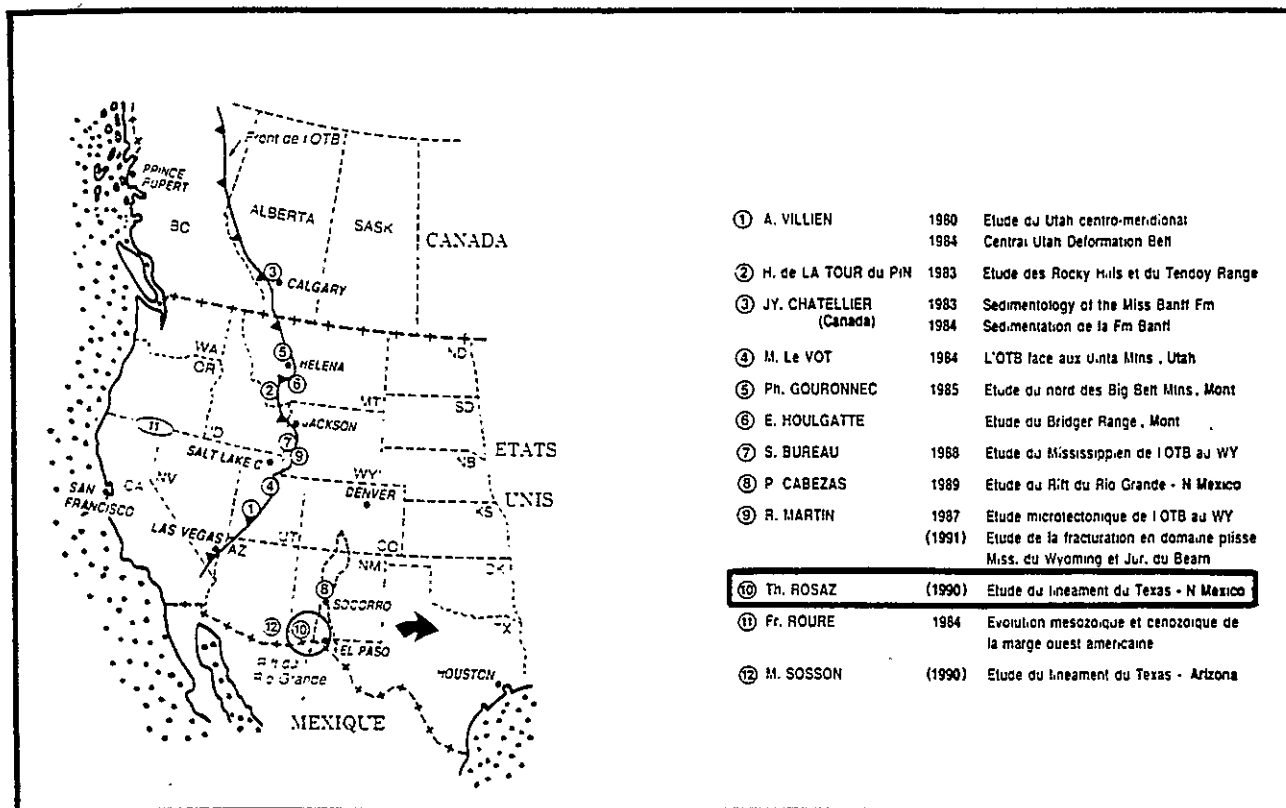


Figure 1 Emplacement des études menées en Amérique du Nord par la SNEA - EAP dans le cadre du Programme Etudiants (Plauchut, 1989).

Location of the SNEA - EAP students program throughout Northern America (Plauchut, 1989).

Les travaux de cette thèse ont commencé en septembre 1986 grâce au soutien financier du CNRS (Centre National de la Recherche Scientifique) et de l'INSU (Institut National des Sciences de l'Univers). Les données de terrain ont été rassemblées au cours de trois missions en 1986, 1987 et 1988 d'une durée cumulée de 18 mois dont 16 financés par EAP et SNEA(P). En novembre 1988, une excursion géologique dans les sierras de Chihuahua et les ranges du Texas, du Nouveau-Mexique et d'Arizona, a clôturé ces années de travail ; les principaux artisans du programme ont été réunis à cette occasion et, de ce «field trip», est née une réflexion commune sur le rôle des linéaments du Texas et Calam dans le passage des Cordillères nord-américaines aux Sierras Madres mexicaines (Rosaz, 1989 ; Sosson, 1989 ; Tardy et al., 1989).

II. Cadre géologique de l'Amérique du Nord et du Mexique

Dans le continent nord-américain, trois grandes provinces géologiques sont distinguées (Fig. 2) :

- à l'est et au sud, les chaînes des **Appalaches** et des **Ouachita-Marathon** nées des orogénèses calédonienne et hercynienne ;
- au centre, un vaste domaine stable représenté par le **bouclier canadien**, soubassement des Grandes Plaines du Middle West américain ;
- à l'ouest, les **Cordillères nord-américaines** «sensu lato» composées du nord au sud des Cordillères canadiennes, ouest-américaines et mexicaines (Sierras Madres pro parte) nées, depuis le Jurassique, de la superposition dans l'espace et le temps d'événements tectoniques.

Les **Cordillères nord-américaines** bordent la façade occidentale du continent nord-américain depuis l'Alaska au nord jusqu'au Mexique au sud. L'un des traits saillants de cette «colonne vertébrale» géomorphologique est sa segmentation par des linéaments transverses à valeur globale de zones décrochantes complexes. Aux confins américano-canadiens, le Linéament de Lewis & Clark (Billingley & Locke, 1939) ou Linéament du Montana (Weidman, 1965) sépare les Cordillères canadiennes des Cordillères ouest-américaines. De même, près de la frontière entre les Etats-Unis et le Mexique, le Texas Lineament (Albritton & Smith, 1957) et le Linéament Caltam (de Californie et Tamaulipas, Etats américain et mexicain situés à ses extrémités ; Tardy, 1978) séparent les Cordillères ouest-américaines des Sierras Madres mexicaines de telle sorte que celles-ci ne sont pas à la suite les unes des autres (Aubouin et al., 1986). Ces deux derniers accidents crustaux délimitent une longue bande structurale complexe de 150 km de large, s'étirant selon une direction EW des côtes californiennes au Golfe du Mexique.

II.1. Les Cordillères ouest-américaines

Aux Etats-Unis, de l'Océan Pacifique à l'ouest aux Grandes Plaines à l'est, on distingue trois grandes provinces géologiques : les chaînes côtières, le domaine plutono-volcanique et le domaine cordilléraire (Fig. 3).

II.1.1. Les Chaînes Côtières (Coast Ranges)

Représentées notamment par les Klamath Mountains, c'est un édifice à nappes polyphasées à ophiolites caractérisées par des mouvements décrochants et tangentiels à vergence occidentale pour les structures du Crétacé supérieur et du Tertiaire (Aubouin et al., 1986).

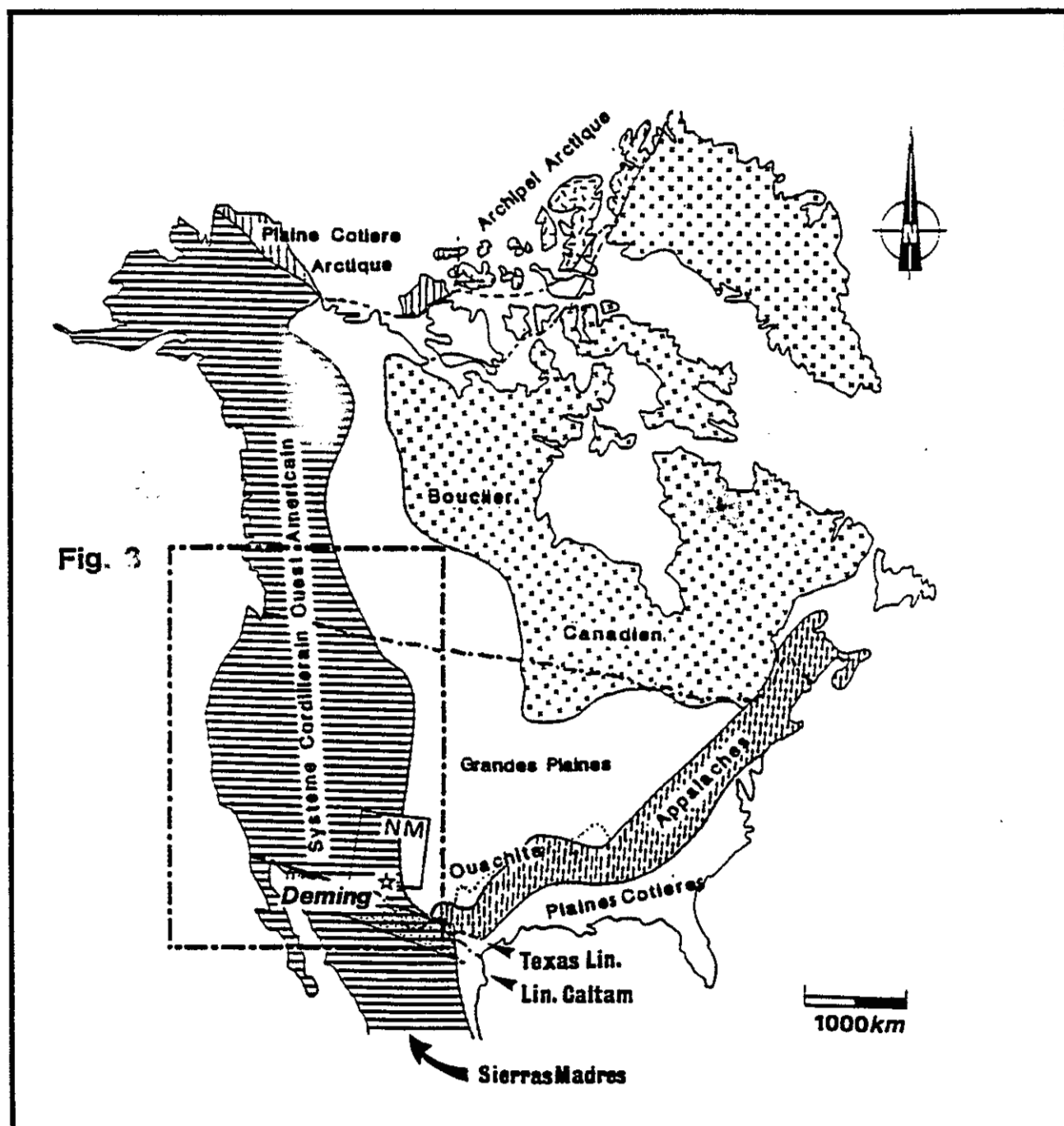


Figure 2 Les grandes provinces géologiques de l'Amérique du Nord.
The major geological provinces of North America.

II.1.2. Le domaine plutono-volcanique central

Du Trias à la fin du Crétacé inférieur, il est constitué de séries d'arc mésozoïques liées à des subductions pacifiques et charriées vers l'est sur la plate-forme nord-américaine. L'ensemble Coast Ranges - domaine plutono-volcanique constitue une entité géologique dont la structuration à double vergence est acquise à partir du Crétacé moyen. Cette province structurale forme avec le domaine cordillérain occidental mexicain (Péninsule de Basse-Californie et bordure ouest du Mexique continental) le bloc américano-mexicain probablement accréte au continent nord-américain avant d'en constituer la marge (Blanchet et al., 1983 ; Roure, 1984).

II.1.3. Le domaine cordillérain

Lié aux mouvements tectoniques mésozoïques et tertiaires de la façade occidentale de la plate-forme nord-américaine, deux grands ensembles géologiques y sont observés : à l'ouest, un allochtone formé d'un empilement de nappes (de type Thin Skinned Tectonic) à vergence orientale (l'Overthrust Belt) et à l'est une plate-forme plissée et faillée constituée de vastes plis de fond en genou à cœur précambrien (les Montagnes Rocheuses). Ces derniers sont individualisés par de profondes failles inverses chevauchantes dont l'ampleur a été montrée par les profils de sismique réflexion COCORP.

II.1.3.a. L'allochtone cordillérain

Il est subdivisé en deux grands domaines : le **Grand Bassin** à l'ouest et l'**Overthrust Belt** à l'est (Fig. 3).

+ le *Grand Bassin* (*Great Basin ou Basin & Range Province*)

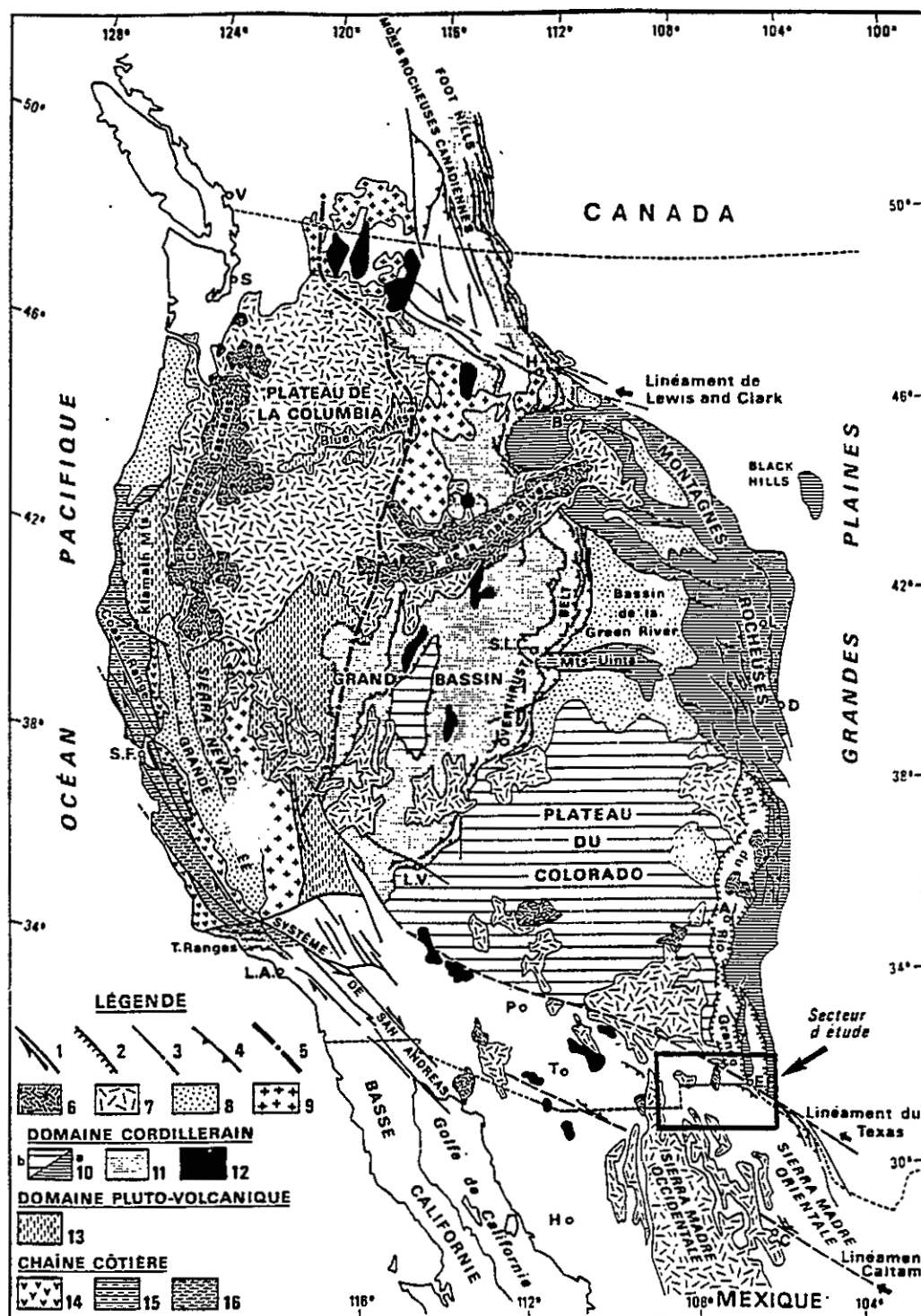
Il s'agit d'un domaine caractérisé par une tectonique distensive d'âge mio-pliocène découpant en lanières subméri-diennes les structures à vergence orientale de l'Overthrust Belt. Elle confère au Great Basin une morphologie caractéristique en horsts et grabens (Basin and Range des auteurs américains). Ennuyée dans ce lassis structural, une vingtaine de massifs comportant des séries métamorphisées souvent déformées en plis de fond de style pennique constituent, de par leur position parautochtone et leur nature exotique, une énigme géologique non résolue : il s'agit des Metamorphic Core Complexes (Davis & Coney, 1979).

+ l'*Overthrust Belt* (OTB)

C'est un édifice d'unités structurales à vergence orientale mis en place du Jurassique terminal à l'Eocène inférieur. Ces unités affleurent en continuité de l'Alaska aux environs de Las Vegas (Nevada). Elles sont décalées le long de structures latérales orientées N60°E à N80°E et interprétées comme d'anciens accidents de socle réactivés en décrochements au cours des épisodes compressifs responsables de la structuration en nappes de l'édifice : ces accidents linéamentaires contrôlent la géométrie structurale observée dans la couverture, de même que l'implication locale du substratum dans les unités externes (LeVot, 1984). Le style structural en nappes de l'OTB diffère nettement de celui observé dans l'avant-pays (plate-forme américaine).

II.1.3.b. L'autochtone cordillérain : la plate-forme américaine

Cet avant-pays plissé et faillé, armé par les séries précambriennes métamorphisées et granitisées du craton nord-américain, comprend deux provinces géologiques : le **Plateau du Colorado** et les **Montagnes Rocheuses** des Etats-Unis.



1 - Décrochement ; 2 - Faille normale ; 3 - Faille indifférenciée ; 4 - Chevauchement ; 5 - Ligne du Strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$) ; 6 - Volcanisme quaternaire ; 7 - Volcanisme tertiaire dont MO : Mogollon Plateau ; 8 - Principaux bassins ; 9 - Granite ; 10-12 - Domaine cordillérain dont : 10 - Avant-pays plissé et faillé ; 11 - Allochtone ; 12 - Metamorphic Core Complexes ; 13 - Domaine plutono-volcanique ; 14-16 - Chaîne côtière ou Coast Ranges dont : 14 - Série ophiolitifère de la Great Valley ; 15 - Séries franciscaines ; 16 - Bloc salinien.

1 - Transcurrent fault ; 2 - Normal fault ; 3 - Undifferentiated fault ; 4 - Thrust fault ; 5 - Strontium line ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$) ; 6 - Quaternary volcanism ; 7 - Tertiary volcanism among which MO : Mogollon Plateau ; 8 - Main basins ; 9 - Granite ; 10-12 - Cordillera area with : 10 - Foreland ; 11 - Allochthonous ; 12 - Main Metamorphic Core Complexes ; 13 - Plutono-volcanic area ; 14-16 - Coast Ranges with : 14 - Great Valley units ; 15 - Franciscan units ; 16 - Salinian block.

Figure 3 Carte structurale des Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis (Aubouin et al., 1986).

Structural map of the Western US Cordillera (Aubouin et al., 1986).

+ le Plateau du Colorado

C'est une vaste région tabulaire faiblement ondulée dont les séries vont du Précambrien au Mésozoïque. Affecté par de vastes plis en genou (les Monoclines des auteurs américains), il constitue l'autochtone relatif des unités de l'Overthrust Belt qui viennent de l'ouest. Le Plateau du Colorado est limité au sud par le Texas Lineament et bordé à l'est par les Montagnes Rocheuses généralement chevauchantes vers l'est. Sa limite septentrionale est soulignée par les Monts Uinta dont les séries cénozoïques ennoient ses structures tabulaires. D'énormes empilements de roches volcaniques de l'Eocène supérieur-Oligocène (comme le Mogollon Plateau dans la partie centro-méridionale du Nouveau-Mexique) recouvrent partiellement le Plateau du Colorado : il s'agit de satellites septentrionaux de l'impressionnant édifice volcanique mexicain de la Sierra Madre Occidentale.

+ les Montagnes Rocheuses s. st.

Elles s'étendent du Linéament de Lewis & Clark au nord au Texas Lineament au sud du Nouveau-Mexique et à l'Ouest du Texas (région d'El Paso). Constituant une chaîne dépassant parfois 4000 m d'altitude, elles sont formées essentiellement de panneaux de socle limités par de profondes failles inverses s'enracinant à l'une ou l'autre de leurs extrémités (Cordilleran Basement Cored Foreland Uplifts des auteurs américains). Leur structuration majeure est datée du Paléocène supérieur - Eocène (phase laramienne). Dans le sud du Nouveau-Mexique, les Montagnes Rocheuses sont affectées par les failles néogènes du Basin & Range, puis par celles plus récentes (Quaternaire) du rift du Rio Grande (Cabezas, 1989). De fait, la terminaison méridionale de cette chaîne est très diffuse ; au droit de Las Cruces (NM) et d'El Paso (TX), les structures se perdent dans la longue bande d'orientation N120°E limitée par les linéaments du Texas et Caltam au sud desquels s'individualisent les Sierras mexicaines.

II.2. Les Sierras Madres mexicaines

L'organisation géologique de la partie septentrionale du Mexique est complexe. Résultant de son évolution mésozoïque et cénozoïque, trois provinces y sont observées d'ouest en est : le **domaine cordillérain occidental**, la **Sierra Madre Occidentale** et le **domaine cordillérain oriental** (dont la Sierra Madre Orientale) (Fig. 4).

II.2.1. Le domaine cordillérain occidental

Situé en bordure du Pacifique, il englobe la Péninsule de Basse Californie et la bordure ouest du Mexique continental souvent masquée par les volcanites de la Sierra Madre Occidentale (cf. infra). Née précocement au Trias de subductions pacifiques ayant engendré de puissantes séries volcaniques et intrusions calco-alcalines d'arc marquées par plusieurs tectoniques, cette province se caractérise par le double déversement des structures. Un premier épisode tectonique (phase névadienne) accompagné de granitisation a lieu à la limite Jurassique-Crétacé ; le Trias et le Jurassique de Basse Californie chevauchent alors vers l'ouest les mélanges à ophiolites de l'île de Cedros et de la Péninsule de Vizcaino, prolongements mexicains des formations franciscaines des Coast Ranges américains (Rangin, 1982 ; 1986). A l'Albien - Cénomaniens, un second épisode de déformation accompagné ou non de métamorphisme de type schistes verts et de granitisation, est à l'origine de son émergence (phase orégonienne). Les phases compressives campaniennes (sub-hercyniennes) et paléocènes (laramiennes) reprennent en bloc cet édifice et l'amènent à chevaucher, à la faveur d'accidents plats à vergence est, le domaine oriental (le craton nord-américain). L'agencement des structures actuellement observées résulte des jeux de failles néogènes du Basin and Range et de celui plio-quaternaire de l'accident transformant de San Andreas se prolongeant vers le nord dans le chevelu structural de Californie.

Au Mexique, le domaine cordillérain occidental avec ses structures à double polarité orogénique est comparable au domaine plutono-volcanique et aux Chaînes Côtières qui lui font suite aux Etats-Unis, formant le bloc américano-mexicain.

Carte structurale du Mexique.

1 : sédiments côtiers plio-quadernaux ; 2 et 3 : volcanisme cénozoïque dont 2 : volcanisme calco-alcalin plio-quadernaux lié à la subduction de la plaque Cocos et 3 : volcanisme andésito-ignimbritique tertiaire supérieur - miocène lié aux subductions de la plaque Farallon et de la « paleo-plaque » Cocos au Sud de l'Axe ; 4 : principaux corps plutoniques mésozoïques et cénozoïques ; 5 à 13 : les grands ensembles mésozoïques et tertiaires dont, dans le domaine cordillerain occidental 5 : mélanges ophiolitiques franciscains ; 6 : arc andésitique jurassique moyen ; 7 : arc volcanique andésitique et bassins arrière-arc du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur ; dans le domaine mésozoïque oriental 8 : plate-forme occidentale ; 9 : bassin mexicain à fond partiellement océanique ; 10 : plates-formes carbonatées orientales et bassins épicocontinents ; 11 : ceinture externe structurée au Miocène supérieur ; et avant-pays 12 : continental ; 13 : marin en partie à croûte océanique (plaine Sigbee) ; 14 : bâti ancien indifférencié.

Légende tectonique : a : axes des pûs ; b : failles ; c : décrochements majeurs ; d : chevauchements ; e : front de déformation du Miocène supérieur ; f : linéaments ; g : trace de la subduction océanique ; h : caldeiras reconnues dans la Sierra Madre occidentale ; i : ligne $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$; R.E.P. : ride de l'Est Pacifique ;

Structural map of Mexico.

1 : Pliocene and Quaternary coastal sediments ; 2 and 3 : Cenozoic volcanism including : 2 : calc-alkalic volcanism of Pliocene age to Present, related to subduction of the Cocos plate, and 3 : andesites and ignimbrites of late Eocene-Miocene age related to subduction of the Farallon plate and the Cocos « paleo-plate » north and south of the transmexican axis respectively ; 4 : main Mesozoic and Cenozoic intrusives ; 5 to 13 : the Mesozoic and Cenozoic geotectonic provinces of Mexico : the western Cordilleran province including 5 : the Franciscan ophiolite melanges ; 6 : the middle Jurassic andesitic volcanic arc ; 7 : the late Jurassic-early Cretaceous volcanic arc and back arc basin ; The eastern Mesozoic province including 8 : the western platform ; 9 : the Mexican basin partly floored with oceanic crust ; 10 : the eastern carbonated platform and epeiric basins ; 11 : late Miocene forebelt ; the foreland includes 12 : continental deposits ; 13 : marine basins partly floored with oceanic crust (Sigbee plain) ; 14 : undifferentiated basement.

Tectonic symbols : a : fold axis ; b : normal fault ; c : strike-slip fault ; d : thrust faults ; e : late Miocene deformation front ; f : megashears ; g : oceanic subduction zone ; h : calderas of the Sierra Madre Oriental ; i : $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,706$ lines ; R.E.P. : East Pacific Rise ;

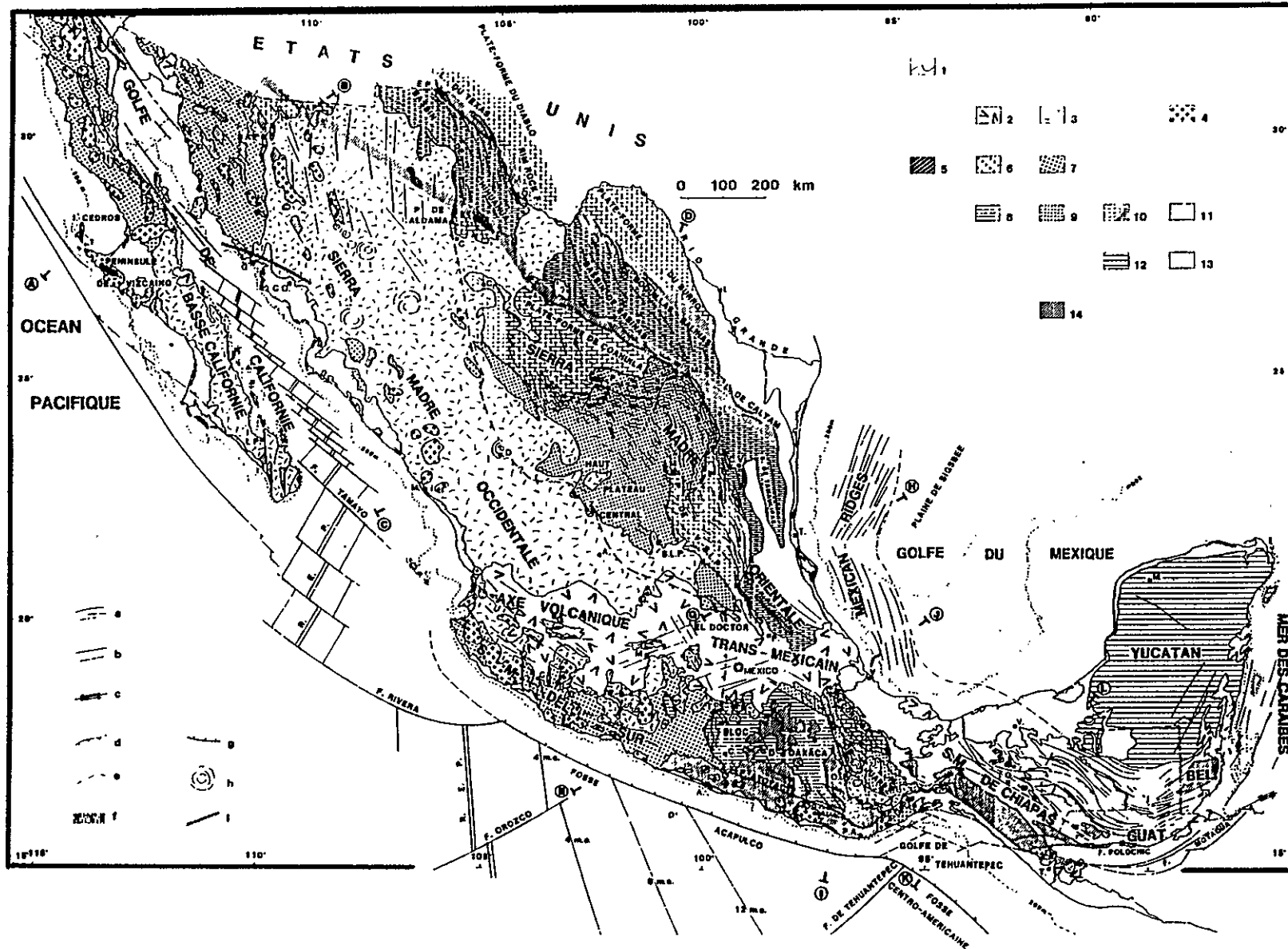


Figure 4 Grands ensembles structuraux du Mexique septentrional (Tardy, Carfantan & Rangin, 1986).
Major structural provinces of Northern Mexico (Tardy, Carfantan & Rangin, 1986).

Si sur la façade pacifique les structures en éventail se poursuivent tout le long du bloc américano-mexicain, de profonds changements interviennent dans le domaine cordillérain oriental dont la continuité structurale est interrompue par les linéaments du Texas et Caltam.

II.2.2. La Sierra Madre Occidentale

Orientée NNW-SSE, il s'agit d'un haut plateau volcanique dépassant parfois les 3000 m d'altitude : large de 250 km, il est parallèle au Golfe de Californie depuis la frontière avec les Etats-Unis (Plateau de Mogollon) jusqu'à l'axe néovolcanique (Quaternaire) transmexicain. La Sierra Madre Occidentale est constituée d'un empilement de près de 1000 m d'épaisseur de volcanites (andésites, ignimbrites et basaltes) d'âge Eocène supérieur à Oligocène dont la genèse est directement liée à la subduction de la plaque Farallon sous la marge occidentale mexicaine (Atwater, 1970). Dans le NW de l'état de Chihuahua, ces volcanites oblitèrent totalement les structures laramiennes du domaine cordillérain oriental. Un dernier épisode de déformation compressive joue au Miocène : de grands plis de fond d'orientation NNW-SSE se retrouvent dans toute la partie septentrionale du Mexique, de la Péninsule de Basse Californie à l'ouest à la plaine côtière du Golfe du Mexique à l'est, et notamment en Chihuahua central (Rangin, 1986 ; Chaulot-Talmont, 1984).

II.2.3. Le domaine oriental et la Sierra Madre Orientale

Dans le Nord du Mexique, il est représenté par la Sierra Madre Orientale et notamment par les sierras de Chihuahua parcourues au cours de cette étude. Large d'environ 350 km, la Sierra Madre Orientale s'étend des confins américano-mexicains au nord à l'axe néovolcanique transmexicain au sud. Sa direction générale est NNW-SSE hormis le secteur transverse de Parras de direction subéquatoriale (Tardy, 1977). La stratigraphie, l'évolution paléogéographique et tectonique de la Sierra Madre Orientale ont été décrites en détail dans le mémoire de thèse de Doctorat d'Etat de M. Tardy (1980). D'une façon générale, il s'agit d'une chaîne plissée constituée essentiellement de Mésozoïque marin d'obédience téthysienne. Au Jurassique supérieur, l'ouverture du Golfe du Mexique associée au jeu coulissant du linéament Caltam détermine l'individualisation, dans le soubassement mexicain, d'une succession de bassins épicontinentaux ouverts en pull-apart (bassins de Sabinas, de Chihuahua et de Bisbee - U-Bar) et de plates-formes carbonatées recouvertes plus tardivement au Crétacé inférieur par la transgression de la Téthys (plates-formes d'Aldama et du Burro). Contrôlée par ce système en transtension, cette paléogéographie prévaudra jusqu'au Campanien - Turonien où l'on assiste aux dépôts en discordance de molasses et de flyschs marins provenant du domaine occidental émergé à l'Albien - Cénomaniens au cours de la phase orogénique. La structure actuelle de la Sierra Madre Orientale résulte de la superposition de plusieurs phases tectoniques dont une phase compressive majeure au Paléocène (phase laramienne).

La structure en éventail du Mexique septentrional résulte donc de l'affrontement et de l'écrasement de deux grands domaines géologiques au cours du cycle alpin :

- un domaine cordillérain occidental de type Californie lié aux subductions précoces du Pacifique ;
- un domaine téthysien oriental établi sur le craton nord-américain à partir du Jurassique supérieur.

Comme son homologue ouest-américain, le domaine cordillérain mexicain est affecté par une néo-tectonique tertiaire caractérisée par des failles en extension de direction sub-méridienne et appartenant au Basin and Range et au rift du Rio Grande ; elles s'accompagnent d'émissions volcaniques essentiellement basaltiques se surimposant à toutes les structures antérieures, conférant aux confins américano-mexicains la beauté caractéristique des paysages du Far West.

II.3. Les linéaments du Texas et Caltam entre Cordillères américaines et Sierras Madres mexicaines

Ces deux linéaments transcontinentaux de direction N120°E individualisent une bande de fractures crustales portant et enserrant des ensembles géologiques variés et polystructurés (Fig. 5). La zone étudiée est située dans cette bande structurale.

II.3.1. Le Texas Lineament

Ce trait structural majeur du continent nord-américain a connu maintes interprétations géologiques. Il s'agit d'une discontinuité structurale qui se suit de Las Vegas (NV) à l'ouest jusqu'à Corpus Christi (TX) à l'est. Au Texas, son expression morphologique est discrète. Par contre, elle est majeure dans le Sud des états du Nouveau-Mexique et d'Arizona où s'interrompent brusquement les grandes unités structurales des Cordillères ouest-américaines : Overthrust Belt, Plateau du Colorado et Montagnes Rocheuses méridionales. Par ailleurs à l'est, en bordure sud des plates-formes carbonatées texanes du Burro et du Diablo, le linéament mexicain de Boquillas-Salinas apparaît être un satellite méridional du Texas Lineament (Tardy, 1980).

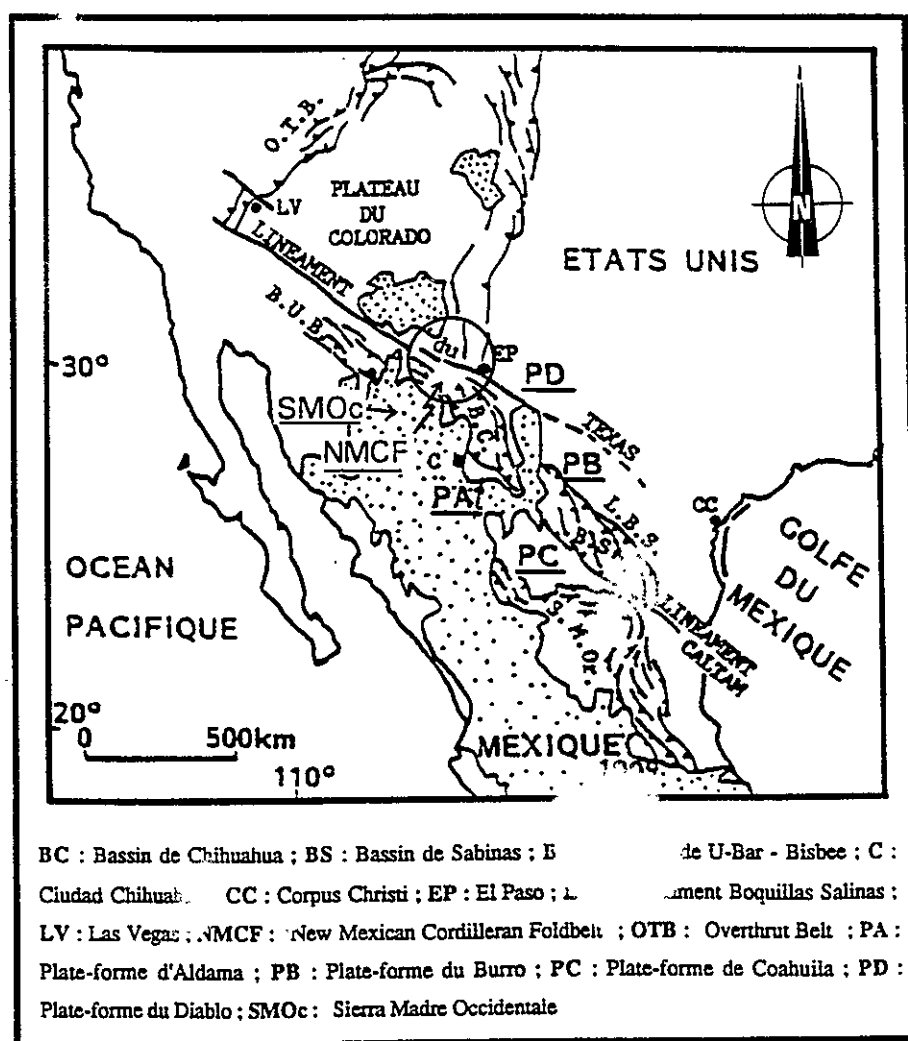


Figure 5 Grandes structures laramiennes entre les linéaments du Texas et Caltam (Tardy et al., 1989).
Major Laramide structures controlled by the Texas and Caltam lineaments (Tardy et al., 1989).

II.3.2. Le Linéament Caltam

Selon Tardy (1978), il s'agit d'une discontinuité structurale linéaire, parallèle et comparable au Texas Lineament : on le suit au travers des déserts nord-mexicains du Sonora, Chihuahua et Coahuila, de la Californie à l'ouest (où elle est connue sous le vocable de «Mojave-Sonora Megashear» ; Silver & Anderson, 1974 ; Anderson & Silver, 1977 ; Silver et al., 1977) au Tamaulipas à l'Est du Mexique. En Chihuahua, au delà du plastron ignimbritique tertiaire de la Sierra Madre Occidentale qui le masque complètement, le linéament Caltam limite les plates-formes carbonatées mésozoïques de Coahuila et d'Aldama, avant-pays peu ou pas déformé de la Sierra Madre Orientale.

II.3.3. Les ensembles géologiques enchâssés entre ces deux linéaments

Aux confins américano-mexicains, on distingue (Fig. 5) :

- les bassins mésozoïques de Chihuahua et Bisbee - U-Bar nés, au Néocomien-Aptien, dans un système en transtension lié au jeu coulissant du Linéament Caltam ;
- la New Mexican Cordilleran Foldbelt (Albritton & Smith, 1957 ; King, 1969 ; Corbitt & Woodward, 1973) qui montre, en Chihuahua comme au Nouveau-Mexique, des structures plissées et chevauchantes, déversées vers le NNE et le SSW et disposées obliquement par rapport à la direction des linéaments.

III. Objectif de l'étude

La paternité de ce sujet de thèse revient aux professeurs J.Aubouin, R.Blanchet et M.Tardy qui, en 1984, lancèrent un programme d'étude sur «le passage des Cordillères nord américaines aux Sierras Madres mexicaines». M.Sosson fut alors recruté au CNRS sur ce sujet en 1985. Rapidement, il s'avéra que l'ampleur du sujet nécessiterait un autre thésard ; en 1986, ces professeurs me proposèrent un sujet de thèse «nouveau régime» aux confins américano-mexicains afin de compléter vers l'Est les travaux de M.Sosson. Commencé avec un financement CNRS - INSU, ce travail fut, à partir de 1987, financé par EAP après que B. Plauchut et M. Zimmermann aient été séduits par le sujet qui complétait harmonieusement les études conduites depuis une décennie dans les Montagnes Rocheuses canadiennes et américaines par Elf Aquitaine (Fig. 1).

Le Texas Lineament sert de guide à cette thèse. Pour Aubouin et al. (1986), il assure le passage des Cordillères américaines aux Sierra Madre mexicaines. Représentant une frontière géologique majeure, il marque la limite de la partie stable du continent nord-américain en bordure de la Téthys dont les bassins mésozoïques de Chihuahua au Mexique, de Bisbee - U-Bar au Nouveau-Mexique et en Arizona sont les terminaisons les plus occidentales. Afin de mieux appréhender les problèmes géologiques inhérents à ce linéament, il convient d'en décrire les principales caractéristiques tirées de la bibliographie.

III.1. Le Texas Lineament : historique et problèmes posés

D'une importance structurale majeure, le Texas Lineament a connu plusieurs interprétations géodynamiques qui ont vu son rôle structural et son emplacement varier considérablement.

III.1.1. Historique

III.1.1.a. Premières descriptions

C'est à **R.T. Hill** qu'en revient la paternité. Dans son rapport de 1902 sur les grands traits géologiques et géographiques du Mexique, il mentionne l'existence d'une direction de fracture EW oblique par rapport aux Cordillères américaines. Cette « ligne de fracture transcontinentale » court le long de la bordure méridionale du Plateau du Colorado depuis la Californie jusqu'au Texas (Fig. 6).

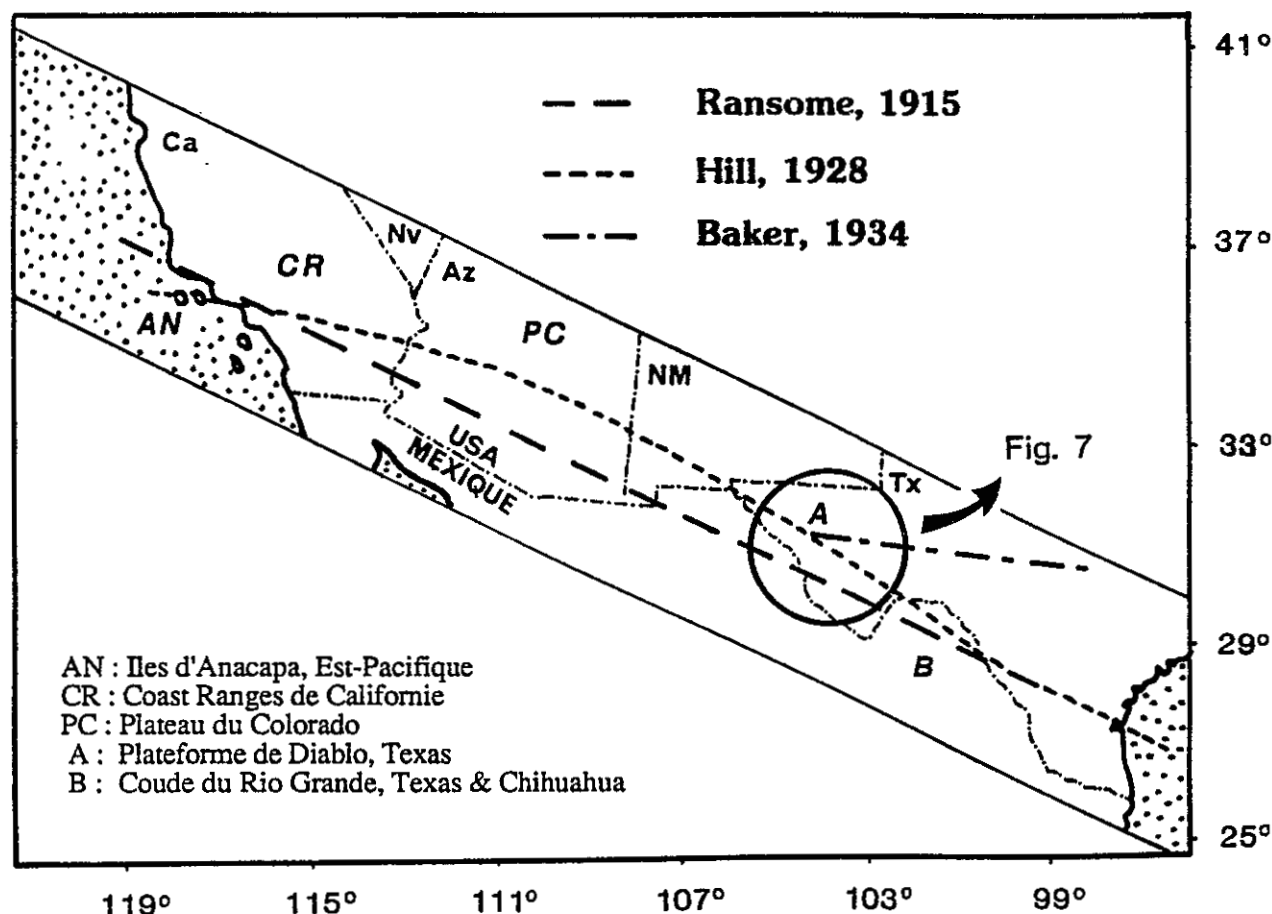


Figure 6 Le Texas Lineament au début du siècle ; le tracé de Baker (1934) se confond avec celui de Hill (1929) à l'ouest du point A.

The Texas Lineament in the early 1900's. Map along the international border showing the trend of the Texas Lineament as indicated by different geologists. Baker's interpretation (1934) to the West of point A is similar to that of Hill's (1928).

E.L.Ransome en 1915, donne à cette fracture le nom de Texas Lineament qu'il décrit comme étant l'une des discontinuités structurales majeures du continent nord-américain avec parmi les arguments géologiques (Fig. 6) :

- la virgation des Coast Ranges de Californie ;
- la mise en vis à vis (the Great Stratigraphic Downstep) du Précambrien et du Paléozoïque du Plateau de Diablo au Texas avec le Crétacé du Mexique à Van Horn, TX (Fig. 7). Par contre, en Arizona et au Nouveau-Mexique, Ransome concède qu'il est impossible de «toucher» le linéament qui est masqué par les effets de la tectonique distensive du Bassin & Range, et notamment par le remplissage des bassins détritiques tertiaires.

R.T.Hill en 1928, reprend ses arguments de 1902 en les étoffant de nouvelles observations de terrain. Supposé être l'extension occidentale de la Zone faillée des Grandes Antilles, le Texas Lineament s'étend vers l'ouest au travers du Texas depuis le coude du Rio Grande (the Big Bend) jusqu'à la bordure sud de la plate-forme de Diablo. Il se raccorde ensuite aux failles du désert de Californie en traversant les Etats du Nouveau-Mexique et de l'Arizona le long de la terminaison méridionale du Plateau du Colorado pour venir mourir sur les côtes des îles pacifiques d'Anacapa.

C.L.Baker en 1933 et 1934 adhère largement aux idées de Ransome et de Hill. Il propose pour le Texas Lineament le nom de Hill International Lineament mais cette nouvelle dénomination est rapidement abandonnée au profit de celle de Ransome. Pour Baker, le Texas Lineament traverse le continent nord-américain d'est en ouest, du Golfe du Mexique à l'Océan Pacifique. Il mentionne par ailleurs qu'il trouve sa plus belle expression structurale entre les stations de Sierra Blanca et de Van Horn au Texas (Eagle Flat Corridor, Hudspeth et Culberson Counties) le long de la retombée méridionale du Plateau de Diablo ; outre le fait qu'il offre un passage naturel emprunté notamment par les lignes ferroviaires de la conquête de l'ouest, le Texas Lineament met en vis à vis deux provinces géologiques totalement différentes qui ont développé leur identité depuis au moins le Paléozoïque supérieur, à savoir :

- au nord, du Plateau de Diablo («A», Fig. 7), plate-forme stable avec une fine couverture sédimentaire permienne et crétacée inférieure reposant sur le socle précambrien du craton ;
- au sud, des Sierras mexicaines («B», Fig. 7) armées par les épaisses séries sédimentaires du Bassin de Chihuahua, bassin d'obédience téthysienne dont l'histoire se termine à la fin du Crétacé supérieur avec les phases orogéniques compressives orégoniennes, subhercyniennes puis laramiennes dont les structures les plus septentrionales viennent buter et se mouler contre le Texas Lineament dans la région de Van Horn - Sierra Blanca (TX).

Cette région de Van Horn (TX) devient rapidement le point de référence du Texas Lineament. A l'est et à l'ouest, sa localisation exacte et son existence même restent à démontrer. Ailleurs au Texas, Baker ne réunit que quelques preuves sporadiques de son existence : d'une part le contrôle de la limite sud du Bassin Permien de la région minière de Austin (TX) et d'autre part la terminaison brutale des Franklin Mountains au droit d'El Paso (TX). Plus à l'Ouest, Baker ne se hasarde pas à localiser exactement le Texas Lineament : tout au plus se limite-t-il à avancer l'hypothèse que les «mosaïques structurales» du Sud-Ouest du Nouveau Mexique et du Sud-Est de l'Arizona pourraient être le fruit structural du linéament qui, dans ces régions, revêt les atours de l'Arlésienne.

III.1.1.b. Extension des travaux

Les années 50-60 voient un regain d'intérêt pour le Texas Lineament.

D.F.Hewett (1954) pense que sa terminaison occidentale est en Californie, à proximité du Mojave Block dont les limites sont incertaines. Plus à l'ouest, contrairement à Hill et à Baker, il n'envisage pas une seule grande fracture mais une série de failles en échelons. Naît alors pour le Texas Lineament, la notion de «chevelu structural» (Fig. 8).

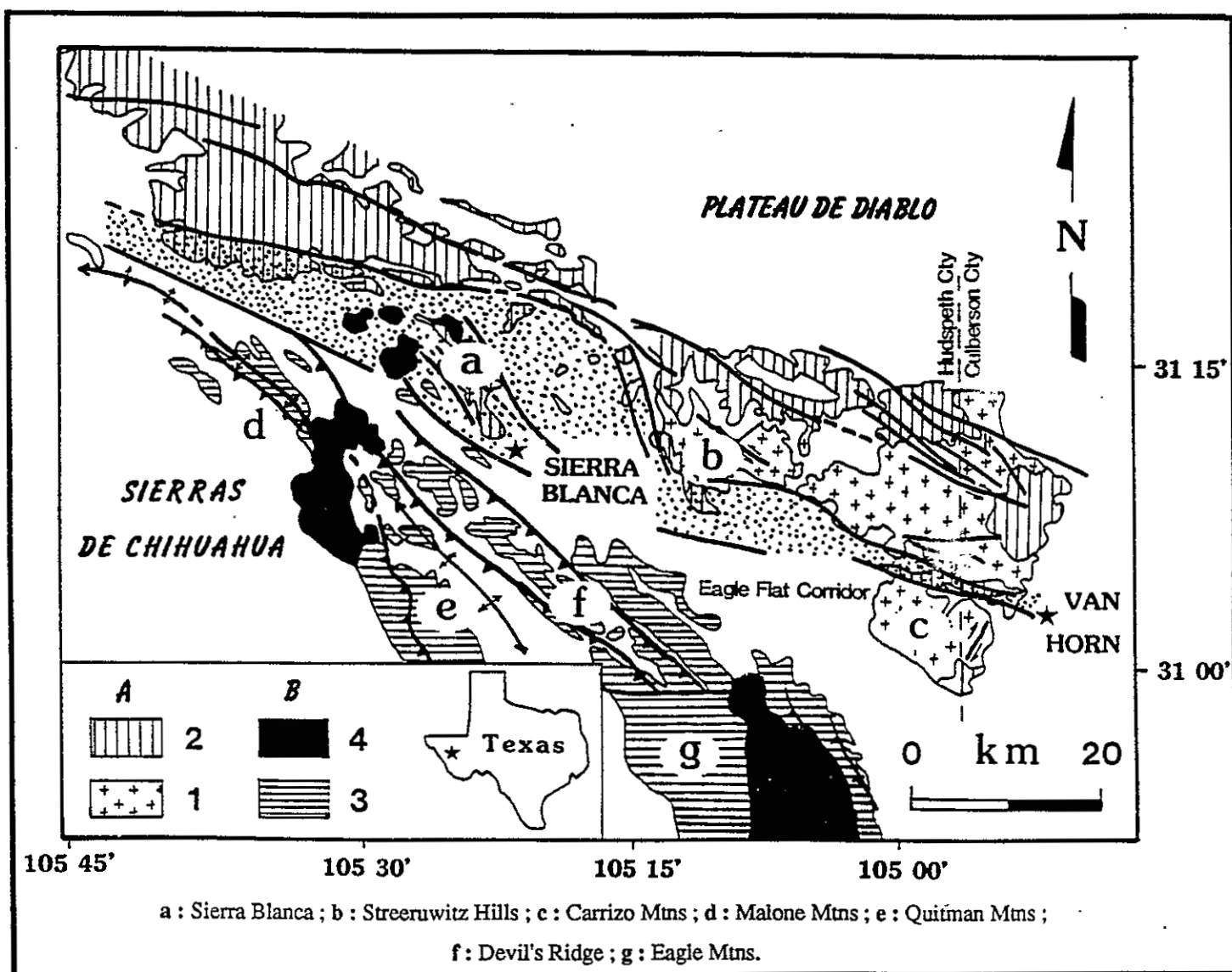


Figure 7 Carte tectonique simplifiée de la région de Van Horn - Sierra Blanca (Hudspeth et Culberson Cty, Tx) avec le Texas Lineament (en pointillé). A - Plateau de Diablo avec : 1 - socle ; 2 - Paléozoïque et Mésozoïque ; B - Sierras de Chihuahua avec : 3 - Mésozoïque d'obédience téthysienne ; 4 - Ignimbrites oligo-miocènes. Modifié d'après : Baker (1933 et 1934) ; Albritton & Smith (1955).

Structural map of the Van Horn - Sierra Blanca area (Hudspeth et Culberson Cty, Tx). The Texas Lineament lies in between two distinct geologic provinces : A - The Diablo Plateau with 1 - Precambrian and 2 - a thin Paleozoic and Mesozoic sequence ; B - The Chihuahuan Sierras with 3 - a thick Tethysian Mesozoic sequence overlying by 4 - Oligo-Miocene volcanics. Modified from : Baker (1933 et 1934) ; Albritton & Smith (1955).

V.C.Kelley en 1955 le considère comme étant «l'un des plus grands, des plus longs et des plus remarquables» linéaments du continent nord-américain. Comme Hewett, il le définit comme une bande structurale de 100 à 140 km de large, dans laquelle s'agence un système de failles en échelons (Fig. 8).

J.D.Moody & M.J.Hill (1955 et 1956), tout en développant un modèle de tectonique globale en décrochements (Wrench-Fault Tectonic), l'interprètent comme une faille majeure sénestre appartenant à un couloir décrochant dans lequel huit directions structurales ont été répertoriées, avec une direction principale, baptisée Texas Lineament Trending, à N120°E.

On doit à C.C.Albritton Jr. & J.E.Smith (1955 et 1957) les meilleures analyses et descriptions tectoniques du Texas Lineament auquel leurs noms restent étroitement liés. Reprenant les travaux de Baker de 1933 et 1934, ils proposent comme localité structurale type Van Horn au Texas (Eagle Flat Corridor, Hudspeth et Culberson Counties). Ils admettent également qu'à cet endroit, le Texas Lineament marque la limite entre deux provinces géologiques : la plate-forme nord-américaine au nord et les bassins mésozoïques mexicains au sud. A l'Ouest du 106° méridien, ces auteurs réunissent un cortège de faits stratigraphiques et structuraux suggérant l'existence d'un large couloir tectonique de direction générale N120°E. Pour la première fois, une tentative de localisation précise du linéament dans le Sud des états du Nouveau Mexique et de l'Arizona est tentée :

- aux confins de la Californie et de l'Arizona, la limite septentrionale de cette bande est représentée par la ceinture tectonique des Mojave, Rawhide et Artillery Mountains dont ils notent les virgations structurales. A l'Est, Albritton & Smith placent la limite nord de ce couloir contre les Franklin Mountains, près d'El Paso (TX) et au travers de la région Trans-Pecos au NW du Texas (Fig. 8) ;

- quant à sa limite méridionale, ils la font courir en Arizona, le long des Eagle Tail Mountains, des Black Hills, des Santa Catalina et des Dos Cabezas Mountains et, au Nouveau-Mexique, entre les Big et Little Hatched Mountains pour la faire mourir de manière diffuse au Nord du désert de Chihuahua où les sierras mexicaines présentent des virgations morphostructurales importantes.

Dans ce couloir, ils parlent de «mosaïque structurale» afin de caractériser le dense réseau faillé des régions de Deming (NM) et de Globe (AZ). Se fondant sur des travaux antérieurs, ils font un inventaire précis des failles de direction N120°E parmi lesquelles, au Nouveau-Mexique, la Granite Gap Fault des Peloncillo Mountains (Darton, 1922), la Hatched Gap Fault des Big Hatched Mountains (Lasky, 1947) et la South Florida Fault des Florida Mountains (Darton, 1917). Ces failles, dont nous reparlerons ultérieurement, ont été réinterprétées en décrochements par Albritton & Smith.

W.R.Muehlberger, dans un article de 1965, importante contribution scientifique à la notion des failles décrochantes, considère le Texas Lineament comme une zone de discontinuité structurale majeure dont le déplacement relatif dextre, à la fin du Paléozoïque, serait de 320 à 350 km. Il appuie son interprétation géodynamique sur un cortège d'observations de terrain et de données radiochronologiques (Fig. 9) :

- d'une part, en se basant sur des datations isotopiques du socle précambrien, il remarque que le front grenvillien du Llano Uplift au Texas se retrouve décalé vers l'Ouest de quelques 350 km le long du linéament pour réapparaître vers El Paso (TX) ;

- d'autre part, il note le décalage de la ceinture de déformation hercynienne Appalaches-Ouachita-Marathon qui soudait l'Amérique du Nord, l'Amérique du Sud et l'Afrique au Trias. Ainsi,

+ la ceinture Marathon («d» Fig. 9), substratum du bassin mexicain de Chihuahua, subit une inflexion vers l'Est à l'approche du Texas Lineament dans la région de Marathon (TX) tandis que,

+ dans la région de Val Verde - Del Rio (TX), les affleurements de Paléozoïque impliqués disparaissent pour ne réapparaître que 320 km plus au SE où ils arment le segment texan («c» Fig. 9) du front de l'orogène hercynienne qui se poursuit au Nord par les tronçons Ouachita («b» Fig. 9) et Appalaches («a» Fig. 9). De grandes failles, de direction parallèle à celle du Texas Lineament, décalent de la même manière ce front orogénique dans les Amarillo Mountains, les Wichita Mountains et les Ouachita Mountains du Nord du Texas et du Sud de l'Oklahoma et de l'Arkansas.

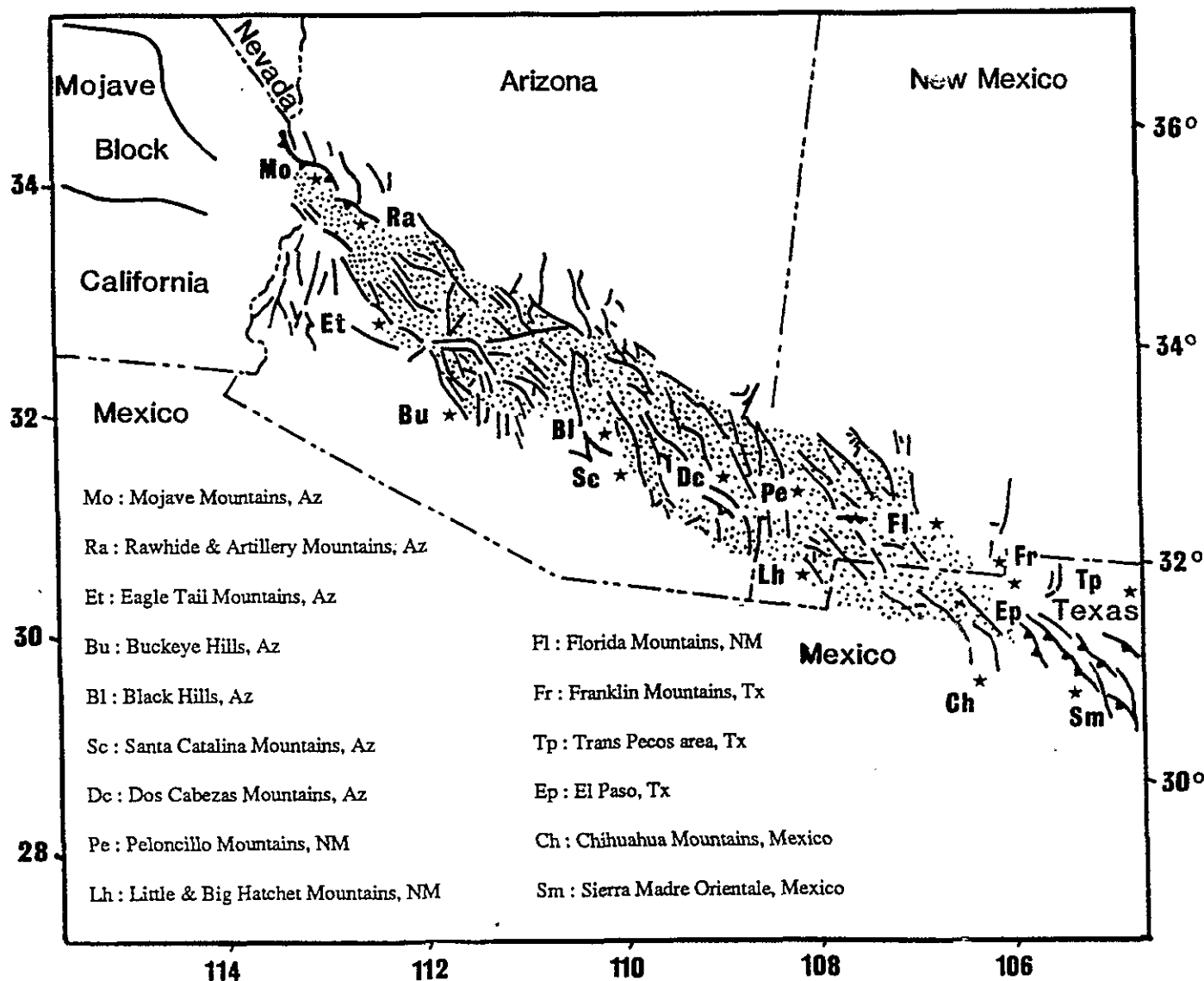


Figure 8 Réseau faillé au sein du cheveu structural du Texas Lineament (en pointillés) dans le Sud du Nouveau-Mexique et de l'Arizona. Modifié d'après la carte tectonique des USA publiée par l'AAPG (1944) et par Albritton & Smith (1957).

Fault pattern within southern part of Arizona and New Mexico. Dotted area shows fracture belt which may correspond to the Texas Lineament. From the tectonic map of the USA published by the AAPG (1944) with modifications based on Albritton & Smith's work in 1957.

Corbitt & Woodward dans leur synthèse structurale de 1973 sur la Cordillera Foldbelt du Nouveau-Mexique, remarquent que la limite d'érosion septentrionale des plis et des chevauchements laramiens de la Sierra Madre Orientale du Mexique et de la Cordillera Foldbelt coïncide avec la direction supposée du Texas Lineament à N120°E. Ils sont les premiers à parler du contrôle tectonique de la déformation laramienne par celui-ci.

III.1.1.c. Rôle géodynamique : les travaux récents

La fin des années 1970 marque l'arrivée sur le continent nord-américain de l'école de tectonique alpine française qui, sous l'impulsion de J. Aubouin, deviendra «l'école téthysienne».

M. Tardy (1977, 1978 et 1980) souligne l'importance au travers du continent nord-américain des linéaments de Lewis & Clark, du Texas et Caltam. Il s'intéresse plus particulièrement aux linéaments américano-mexicains auxquels il prête une évolution polyphasée dictée par l'ouverture du Golfe du Mexique et étroitement liée à la «Téthys de la Reconquête» (Aubouin et al., 1977). Pour Tardy, deux éléments structuraux majeurs résultent de cette évolution géodynamique :

- le Texas Lineament correspondant à un cisaillement intracontinental décrochant dextre post-paléozoïque et segmentant le tronçon hercynien Ouachita-Marathon au Texas (Fig. 9) ;

- le linéament Caltam, corollaire du premier, correspondant à un cisaillement décrochant sénestre post-paléozoïque responsable du décalage du tronçon hercynien Marathon au Mexique. Il est également appelé Megashear Mojave-Sonora (Silver & Anderson, 1974). M. Tardy lui attribue une évolution polyphasée avec :

- + *au Lias*, une genèse liée à l'ouverture de la prolongation occidentale de la Téthys entre le bloc Afrique-Amérique du Sud et Amérique du Nord ;

- + *au Jurassique supérieur*, un jeu en décrochement aux limites de deux plaques dont le déplacement vers le NW accompagne l'ouverture du Golfe du Mexique. Le fonctionnement en faille transformante du linéament Caltam a permis l'ouverture en échelon du bassin de Chihuahua par l'intermédiaire d'un système de rifts en transtension. Ces déplacements conjugués sont de l'ordre de 800 km ;

- + *au Crétacé inférieur*, un arrêt du coulisage. Cette période est caractérisée par un changement de la cinématique des plaques : dans le Golfe du Mexique, les dorsales cessent de fonctionner (Tardy, 1980 ; Dickinson & Coney, 1980 et Buffler et al., 1981). De fait, le jeu décrochant s'arrête car il n'est plus lié à une dorsale. Seuls quelques jeux verticaux sont enregistrés ;

- + *au Crétacé supérieur et au Cénozoïque*, un rôle de guide structural pendant la déformation laramienne qui se manifeste par la mise en place de structures transversales dont les vergences sont vers le N-NE le long du Texas Lineament et vers le S-SW le long du linéament Caltam. M. Tardy attribue à cette réactivation tectonique d'anciens accidents, le débordement successif vers l'Est du front laramien notamment au coude du Rio Grande (région Ouest Texas).

W.R. Muehlberger en 1980 ré-étudie le Texas Lineament à l'aide des images satellites Landsat. Il affine le réseau structural d'orientation générale N120°E de Moody & Hill, 1956. Ce couloir de 80 km de large serait l'expression du Texas Lineament auquel il attribue un important rôle de contrôle structural. Toutefois il ne propose aucune interprétation géodynamique.

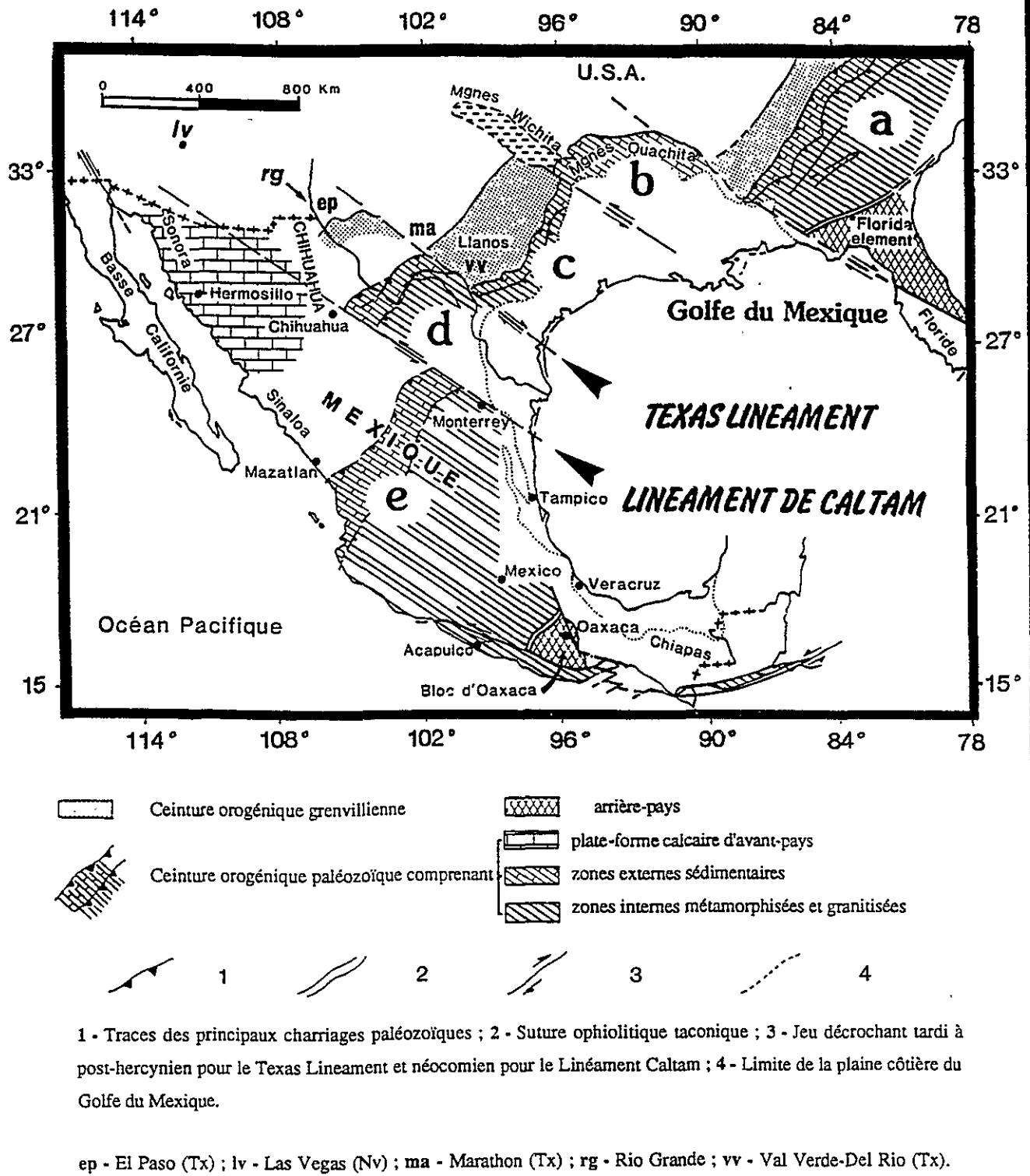


Figure 9 Carte tectonique schématique du Mexique et du Sud et SE des USA (d'après King, 1975 ; Tardy et al., 1986) montrant les segments décalés des orogènes paléozoïques : Appalaches (a) ; Ouachita (b) ; Texas (c) ; Marathon (d) et Mexique (e).

Simplified tectonic map of Mexico and adjacent Southern USA (modified from King, 1975 ; Tardy et al., 1986) ; offsetted Paleozoic orogenic belts of Appalachian (a), Ouachita (b) ; Texas (c) ; Marathon (d) et Mexico (e) are shown.

G.L.Nydegger (1982) esquisse un modèle d'évolution géodynamique de la région dans lequel apparaît une «grande faille transformante continentale» (the Silver-Anderson Mega-shear : équivalent du Linéament Caltam) dont le jeu décrochant sénestre accompagne l'ouverture du Golfe du Mexique au Jurassique. Quant au Texas Lineament, il n'y fait aucune référence en tant que zone décrochante : il mentionne la lacune structurale de Las Vegas-El Paso (the Las Vegas-El Paso Gap) au sein de laquelle il distingue tout comme H.Drewes (1976, 1978, 1981, 1982 et 1988) deux lobes tectoniques chevauchant vers le N-NE (Fig.10).

Le modèle de Nydegger et de Drewes reste donc très en retrait par rapport aux conclusions de Tardy (1977 et 1980).

C.Rangin (1982) propose pour la paléogéographie du Paléozoïque inférieur du Sonora, un dispositif qui serait l'extension vers le Pacifique du système Marathon-Ouachita-Appalaches ; symétrique du système ouest-américain, il est ensuite découpé par de grandes failles décrochantes liées à l'ouverture du Golfe du Mexique. Le Texas Lineament, dans ce modèle complémentaire de celui de Tardy, marque la limite septentrionale du domaine téthysien.

P.Coney (1983), dans une synthèse tectonique regroupant ses travaux antérieurs dans le Sud de l'Arizona et le Nord du Sonora, insiste également sur le fonctionnement en décrochements des linéaments du Texas et Caltam au Jurassique supérieur. Son modèle d'évolution géodynamique du Mexique lie l'ouverture du Bassin de Chihuahua au jeu décrochant du Linéament Caltam. Ses travaux se rapprochent de ceux de Tardy (1977 et 1980) et de Rangin (1982).

III.1.1.d. Problèmes soulevés : tracé et interprétation structurale

Ainsi de nos jours, l'unanimité est faite autour de l'existence du Texas Lineament en tant que discontinuité géologique majeure marquant la limite de la partie stable du craton nord-américain en bordure de la Téthys dont les bassins mésozoïques se développent au Mexique et aux confins américano-mexicains. Très bien exposé dans la région de Van Horn - Sierra Blanca (TX), cet accident affecte, en le décalant, le tronçon hercynien du front Marathon - Ouachita - Appalaches. Vers l'Ouest, le Texas Lineament recoupe le SW du Texas parallèlement au cours du Rio Grande et se prolonge au travers des Etats du Nouveau-Mexique et d'Arizona jusqu'à Las Vegas (NV). C'est dans ces régions que les polémiques scientifiques surgissent : du fait de la tectonique distensive tertiaire du Basin & Range, les éléments structuraux antérieurs sont disloqués si bien que les tentatives de reconstitution paléotectonique sont très difficiles. Par ailleurs, les épanchements volcaniques oligo - miocènes de la Sierra Madre Occidentale du Mexique et du Mogollon Plateau aux Etats-Unis, de même que le remplissage sédimentaire des bassins détritiques plio - quaternaires recouvrent quelques 85% de la région : de fait, les sierras sont isolées et les informations géologiques éparpillées. Dans ces conditions, la recherche d'une continuité stratigraphique et tectonique ante-tertiaire s'accompagne d'une synthèse de données éparpillées. Les différents auteurs qui se sont attelés à ce travail aboutissent à des conclusions très différentes : le Texas Lineament ne faillit pas à la règle et sa localisation exacte de même que son interprétation structurale et son rôle pendant la phase compressive laramienne ont nourri de vives polémiques :

- son tracé à l'Ouest de Van Horn (TX), demeure incertain et il reste à être précisé. En existe-t-il des témoins au droit d'El Paso (TX) ? Plus à l'ouest, dans les régions de Deming (NM) et de Lordsburg (NM), s'agit-il d'une seule faille ou bien d'un ensemble de plusieurs failles formant un faisceau structural comme le suggèrent Hewett (1954) et Albritton & Smith (1957) ? Dans ce dernier cas, quelles en sont les limites exactes ?

- son interprétation géodynamique est également sujette à controverses. Deux «écoles» s'affrontent ; si toutes les deux s'accordent à reconnaître le rapprochement le long de cet accident de deux domaines

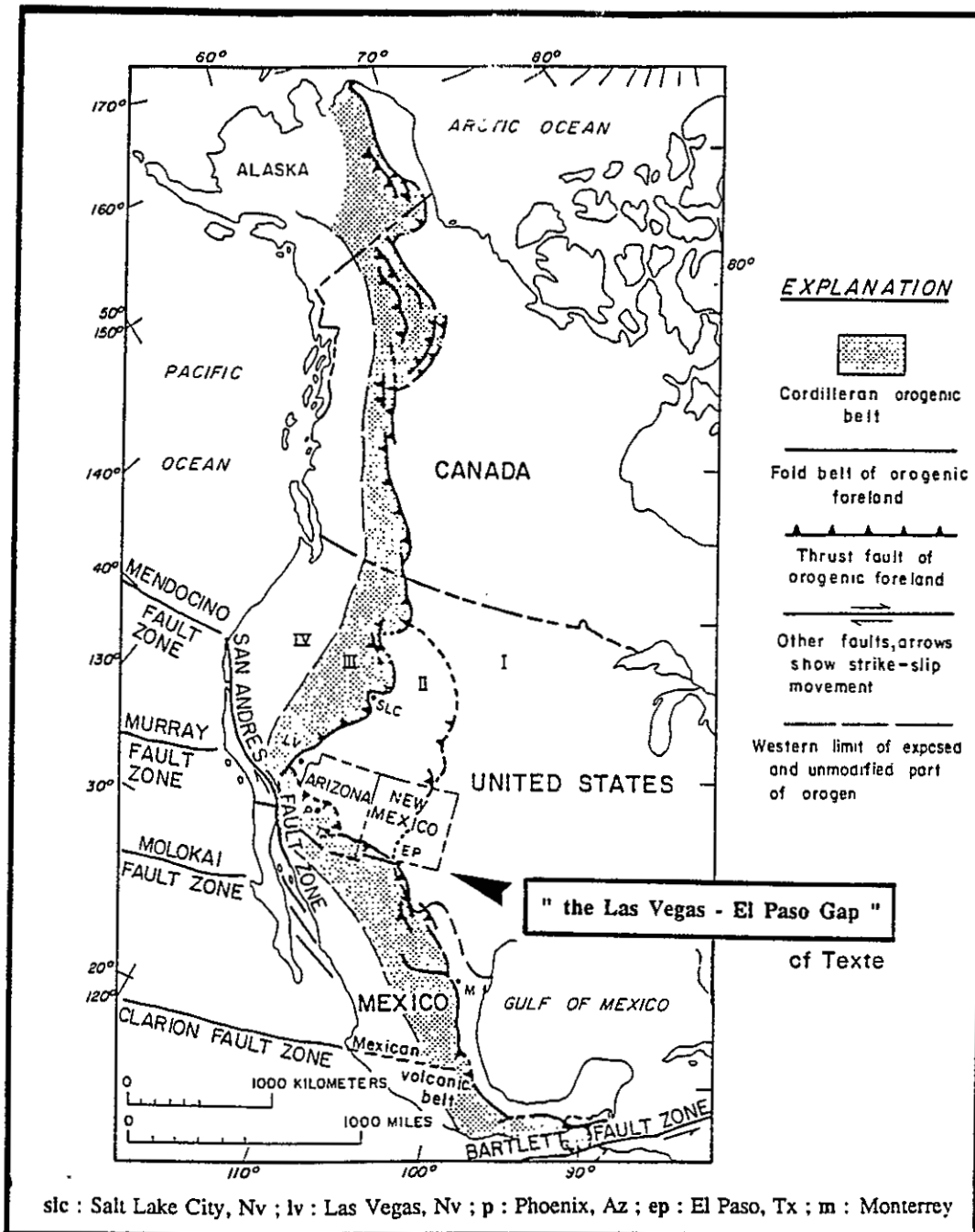


Figure 10 Les Cordillères nord-américaines d'après Nydegger (1982) : I - craton nord américain ; II - Montagnes Rocheuses et Plateau du Colorado ; III - Overthrust Belt ; IV - domaine pluto-volcanique et chaînes côtières à ophiolites et séries franciscaines. Notez les structures chevauchantes à vergence NNE du Las Vegas - El Paso Gap.

Map of North America showing distribution of Cordilleran orogenic belts (Nydegger, 1982) : I - craton ; II - Rocky Mountains and Colorado Plateau ; III - Overthrust Belt ; IV - Volcanic area and Coast Ranges.

géologiques fondamentalement différents, il en est tout autrement de son interprétation tectonique et cinématique :

+ pour de nombreux auteurs américains (Drewes, 1978, 1981 et 1982 ; Nydegger, 1982 ; Woodward & Duchêne, 1981 ; Corbitt & Woodward, 1977), le Texas Lineament est une structure chevauchante à vergence N-NE dont les différents éléments constituent la ceinture orogénique du SW du Nouveau-Mexique et du SE de l'Arizona. C'est par des chevauchements et des décollements laramiens en nappes de type *thin skin tectonic* que le domaine mésogéen du Mexique se retrouve sur le craton nord-américain. Le Texas Lineament représente ainsi l'extension orientale de l'Overthrust Belt le long d'une rampe tectonique ;

+ pour d'autres, (Tardy, 1978 et 1980 ; Muehlberger, 1980 ; Rangin, 1982 ; Coney, 1982 et 1983 ; Tardy et al., 1986 ; Aubouin et al., 1986), c'est un système de grands décrochements tardi à post-hercyniens à l'origine de la mise en vis-à-vis de ces deux domaines paléogéographiques ayant une histoire paléozoïque commune mais une évolution crétacée différente. Pendant la phase laramienne, ces linéaments ont joué créant un système en transpression et ont servi de guides structuraux et paléogéographiques.

III.1.2. Le Texas Lineament en 90 : nécessité d'une nouvelle approche

Le problème posé par le Texas Lineament est également celui de la terminaison méridionale des Cordillères nord-américaines dans l'espace et dans le temps car au sud, le front laramien de la Sierra Madre Oriental du Mexique peut être rattaché soit à l'Overthrust Belt soit au front des Rocheuses américaines. Suivant la solution retenue, le Texas Lineament est un puissant décrochement laramien ou non, et la ceinture tectonique du SW du Nouveau-Mexique une chaîne en transpression ou un édifice de nappes. Ainsi avec ce linéament est abordée l'histoire mésozoïque des Cordillères nord-américaines.

III.2. Choix de la région étudiée

Face à ces incertitudes et à ces divergences, une nouvelle approche des problèmes posés par le Texas Lineament a été entreprise en 1986 avec nos travaux aux confins américano-mexicains. La région de Deming au SW du Nouveau-Mexique a été d'abord retenue : les premières études ont révélé la complexité des structures géologiques enserrées entre les linéaments du Texas et Caltam. A l'échelle du continent nord-américain, la bande ainsi délimitée apparut comme une limite géodynamique polyphasée caractéristique : il a été alors décidé que seules des observations stratigraphiques et structurales précises permettraient de reconstituer les étapes de l'histoire de cette frontière géologique entre Cordillères nord-américaines et Sierras Madres mexicaines. M.Sosson a été chargé de cette tâche en Arizona et en Sonora sur les terres de Cochise et d'Eusebio Kino (père jésuite autrichien fondateur de missions dans le Nord du Sonora au XVII^{ème} siècle), tandis que l'on m'offrit de parcourir les déserts du Nouveau-Mexique et de Chihuahua sur les traces de Pancho Villa et de Billy-the-Kid.

IV. Présentation générale de la zone étudiée

Le propos de ce chapitre est triple :

- donner un rapide aperçu de la géographie, de la faune et de la flore du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua ;
- rappeler brièvement l'histoire des confins américano-mexicains ;
- enfin, aborder le contexte géologique ; après un historique des travaux antérieurs, les grandes entités géologiques régionales (structures distensives du **Basin and Range** et du rift du **Rio Grande** et compressives de la **New Mexican Cordilleran Foldbelt**) sont présentées, de même que sont exposées les différentes interprétations structurales proposées et le cadre géophysique.

IV.1. Géographie, Flore et Faune

IV.1.1. Cadre géographique

La zone étudiée est située à cheval sur la frontière américano-mexicaine, dans la province physiographique du **Basin and Range** en bordure méridionale du Plateau du Colorado (Fig. 11) : des dépressions arides (bolsons) alternent avec des massifs montagneux (mountains et sierras).

D'ouest en est, on distingue les dépressions de la **Mimbres Valley** (avec les digitations subméridiennes des plaines d'**Animas-Lordsburg**, d'**Hachita** et de **Deming**), du **Las Cruces-Mesilla Bolson** et du **Hueco Bolson**. Elles sont relayées au Mexique par les plaines désertiques du **Bolson de Casas Grandes** et du **Bolson de Los Muertos** limité à l'est par le **Rio Grande**. Les principales chaînes d'une altitude maximale variant entre 2500 et 3000m, sont représentées par les **Animas Mountains**, les **Little Hatchet Mountains**, les **Big Hatchet Mountains**, les **Florida Mountains** et les **East Potrillo Mountains** au Nouveau-Mexique. En Chihuahua, les **Sierras** se distribuent selon une direction NW-SE qui s'infléchit pour devenir subméridienne ; il s'agit notamment de la **Sierra Boca Grande**, de la **Sierra de Palomas** et de la **Sierra China**. De part et d'autre du **Rio Grande**, la **Sierra de Juarez** (Chihuahua) et les **Franklin Mountains** (Tx) dominent les villes frontalières d'**El Paso** (Tx) et de **Ciudad Juarez** (Chihuahua) (Fig. 12).

La colonisation de ces états s'étendant «à l'infini» (l'Etat du Nouveau-Mexique a une superficie de 317 600 km² et celui de Chihuahua de 247 100 km²) est très faible ; la densité de la population n'est que de 4 hab. au km². Les villes s'égrennent au Nouveau-Mexique le long des principaux axes autoroutiers. Dans notre zone d'étude la **Highway 10** rejoignant vers l'ouest la **Californie**, constitue le seul grand axe jalonné par **Las Cruces** (ville universitaire avec la **New Mexico State University**), **Deming** et **Lordsburg**. A l'ouest de ces ville-étapes, quelques villages fantômes hantent tel un chapelet triste et lugubre, le sud du Nouveau-Mexique : **Colombus**, **Hachita** et **Las Animas**. Hormis **Ciudad Juarez**, ville mexicaine soeur d'**El Paso**, rares sont les agglomérations. Dans le Nord de Chihuahua, **Casas Grandes**, village mormon et mennonite et **Villa Ahumada** sont les deux seules grosses agglomérations. Des centaines de ranches gravitent autour desquelles gravitent une multitude de minuscules ranches disséminés dans le désert.

La mise en valeur de ces régions a commencé avec l'arrivée des Espagnols par l'exploitation massive des richesses minérales (or, argent, plomb, cuivre ...) : elle est maintenant abandonnée. L'agriculture est très développée dans les dépressions irriguées de Deming, d'Hachita et de Casas Grandes (coton, chilis, millets, maïs ...). L'élevage demeure la principale activité à tel point que les ranchers ou les caballeros sont les seules personnes (avec les géologues et quelques irascibles Vietnam Vets) susceptibles d'être rencontrés au détour des chemins et des pistes des confins américano-mexicains.

Le climat est de type semi-aride à désertique : la température moyenne annuelle est de 16°C (62°F). En été, elle s'échelonne de 35°C à 38°C (environ 100°F) pour atteindre parfois 45°C (110°F) à l'ombre. La température moyenne hivernale est de 4°C (40°F) avec des minima à -29°C (-20°F). La moyenne annuelle des précipitations est comprise entre 250mm et 350mm : plus de la moitié des pluies tombent pendant les mois de juillet, août et septembre, sous forme de violents orages.

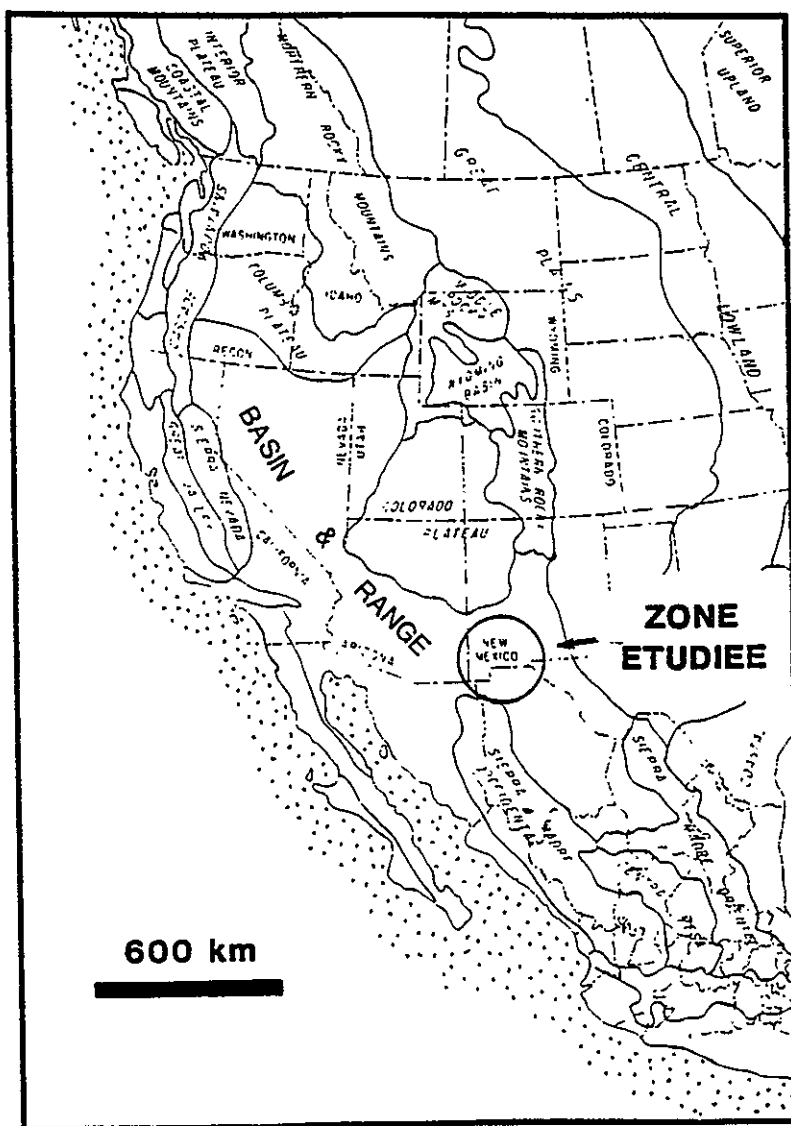


Figure 11 Physiographie de l'Ouest du continent nord-américain (Stewart, 1978).
Physiographic provinces in Western North America (Stewart, 1978).

IV.1.2. La flore

Elle est représentée par un large éventail de cactées parmi lesquelles on reconnaît : le cactus tonneau (*Ferocactus wislizenii*) appelé également Barrel Cactus ou la Silla de la Suegra (le coussin de la belle-mère!!) fleurissant à la fin de l'été avec des fleurs jaunes ou oranges ; les *Opuntias* correspondant à nos Figuiers de Barbarie : ici ils portent des noms imagés tels que Prickly Pear Cactus (le cactus «poire piquante»), Beaver Tail Cactus (le cactus en «queue de castor») ou «oreilles de Mickey» aux feuilles larges et plates ; les Chollas (*Opuntia bigelovii*) au corps circulaire ; les Tasajillos ou Christmas Tree.

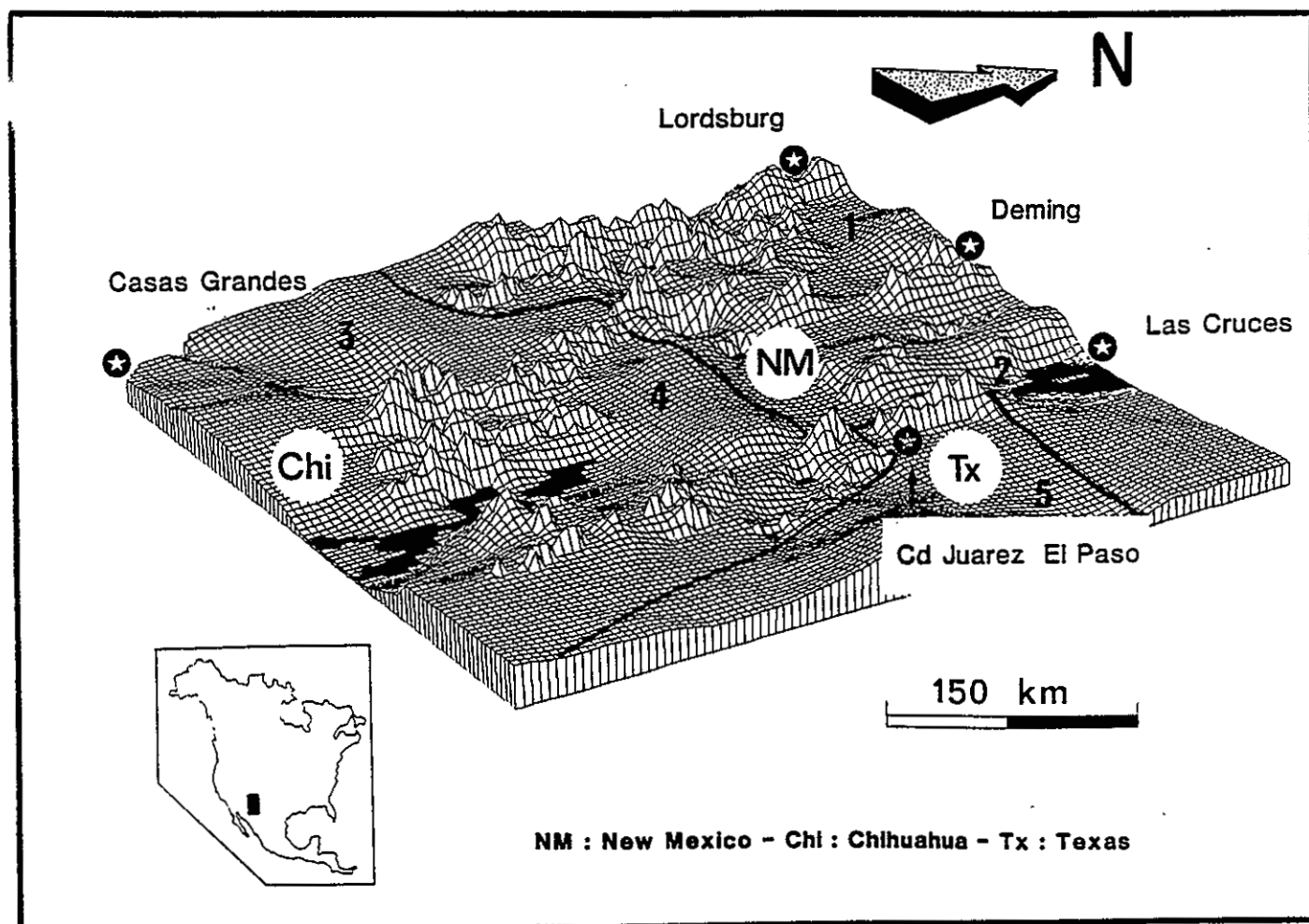


Figure 12 Bloc diagramme des confins américano-mexicains montrant les dépressions de la Mimbres Valley (1), du Las Cruces - Mesilla Bolson (2), du Bolson de Casas Grandes (3), du Bolson de los Muertos (4) et du Hueco Bolson (5) (Exagération verticale de 2,5 et altitude moyenne des dépressions 1300 m).
Bloc diagram showing the major depressions throughout Southwestern New Mexico and Northern Mexico. These are : the Las Cruces - Mesilla Bolson (2), the Bolson de Casas Grandes (3), the Bolson de los Muertos (4) and the Hueco Bolson (5).

Les plantes du désert comptent : les Mesquites (*Prosopis juliflora*), arbres de 4 à 10 m dont les fleurs jaunes apparaissent d'avril à juin et dont les indiens tirent un plat typique (le pinole) ; les Cotton Wood localisés autour des ranchs et des rares points d'eau ; le Palo Verde (*Cercidium floridum*) reconnaissable à la couleur verte de son tronc et de ses branches sans feuilles mais dont les fleurs jaunes (avril à mai) ne sont pas sans rappeler celles des genêts ; les genévriers et la famille des Yuccas. Dans celle-ci, on reconnaît : les Agaves ; les Century Plants (Mescal, Maguey) mourant au bout de 8 à 10 ans après une unique floraison et dont les mexicains récoltent la pulpe pour obtenir après distillation la célèbre Tequila et le non moins fameux Mescal con Gusano aux vertues hallucinogènes ; les Lechuguillas très nombreux en Chihuahua ; les Ocotillos (*Fouquierias splendens*), arbustes aux tiges minces et dénudées se métamorphosant en rampes florales rouges d'avril à juin ; les Sotols dont les mexicains tirent l'alcool «décoiffant» du même nom et les Yuccas s.s. (Spanish dagger) aux plumeaux floraux caractéristiques.

IV.1.3. La faune

Les représentants des oiseaux sont le Road Runner ou Corre Camino (le fameux Bip Bip des dessins animés de Tex Avery, espèce de faisan surnommée «le Clown du Far West» pour sa course rapide qu'il infléchit rapidement devant les voitures), les Cailles de Gambel ou Codorniz de Gambel arborant de petites clochettes sur la tête, les colombes (Paloma, Huilota ou Tiuta), les aigles et autres rapaces. Chez les mammifères, on rencontre le Jack Rabbit ou Liebre torda (qui n'est autre que le célèbre Bugs Bunny de Tex Avery) dont les oreilles démesurées le distinguent de son cousin le Cotton Tail Rabbit ou Conejo de Castilla (lapin à «queue de coton»), des chevreuils (Mule Deer ou Venado Bura), des cerfs, des lions de montagne, cougar et autres puma (surtout en Chihuahua) et des coyotes dont les hurlements nocturnes ont la sonorité mélancolique de la solitude : ces longs solo ont brisé la monotonie de mes nombreuses nuits de bivouac solitaire en plein désert.

Enfin, une place de choix doit être laissée au roi de ce désert, le redoutable serpent à sonnette (Rattle Snake ou Vibora de Cascavel) dont chaque rencontre se solda par de saintes frayeurs et des sauts dignes de figurer dans les tables des records olympiques !

IV.2. Aperçu historique

A travers les siècles, les Indiens, les Espagnols et les Hommes de la Conquête de l'Ouest ont été les acteurs de l'Histoire du Far West qu'ils ont écrite à l'encre de sang et de feu.

IV.2.1. Les Anasazis

Avant l'arrivée des Espagnols, les Anasazis (mot navajo désignant les Anciens) vécurent en Arizona et au Nouveau-Mexique : l'homme de Sandia trouvé au Nouveau-Mexique témoigne de la présence humaine il y a quelque 25 000 ans. Cette période pré-hispanique est principalement caractérisée par les pueblos dont on retrouve de merveilleuses réalisations à Mesa Verde, Zuni et Chelly au Nouveau-Mexique, à Montezuma en Arizona et à Casas Grandes en Chihuahua. Vannerie, poterie et chasse étaient les principales activités de ces indiens Hopis et Mimbres.

IV.2.2. Les Conquistadors du Nouveau-Monde

Au XVI^{ème} siècle, au nom du Christ et ... de l'or, les Espagnols s'investirent dans une triple mission définie avec clarté : christianiser, civiliser et exploiter le Nouveau-Monde. Pendant près d'un siècle, ne caressant qu'un seul espoir et ne poursuivant qu'un seul rêve (trouver les «7 Cités de Cibola»), ils lancèrent un défi aux déserts du Nord Mexique (El Gran

Despoblado), tout en massacrant des milliers d'indiens, anéantissant des civilisations entières. Plusieurs Conquistadores ont tissé, aux confins américano-mexicains, la trame des Caminos Reales, réseau des Chemins du Roi qui rayonnaient depuis Mexico, le cœur de la Nouvelle-Espagne. La « percée » espagnole vers le nord a été très saillante (Fig. 13) : Alvar Nunez Cabeza de Vaca (1527-1536) traverse le désert de Chihuahua ; le franciscain Marco de Niza et son guide mulâtre Estevanico mettent les premiers les pieds au Nouveau-Mexique quelque dix années plus tard ; le soldat Francisco Vasquez Coronado en 1540 explore le sud de l'Arizona ; Lopez de Cardenas découvre le Grand Canyon dans la foulée de Coronado ; Don Pedro de Tovar visite les villages pueblos hopis quelques années plus tard ; Hernando de Avarado longe sur toute sa longueur le fleuve qui s'appellera plus tard le Rio Grande et un jésuite autrichien, le père Eusebio Francisco Kino établit la première mission à Pimeria Alta (Nord Sonora) en 1687. A la suite de la révolte des indiens Pueblos qui chassent les premiers colons à l'aube des années 1690, le

Nord du Nouveau-Mexique est reconquis par les espagnols à la fin du XVII^e siècle. Des reliques telles que celles trouvées au cours de notre étude dans les Florida Mountains témoignent du passage de ces Conquistadores dans le SW du Nouveau-Mexique (Fig. 13). L'achat à la France de la Louisiane par les Etats-Unis en 1803 est le prélude à l'infiltration américaine ; le Nouveau-Mexique devient alors le lieu de passage de nouveaux pionniers.

IV.2.3. Les nouveaux colons et la « Conquête de l'Ouest »

Au début du XIX^e siècle, le Texas au sens large faisait partie de la République du Mexique. Très peu peuplé, il a attiré les américains et F. Austin, en 1821, y fonde la première communauté américaine. La révolte contre le Mexique, nation alors corrompue et tyrannique, a conduit à plusieurs batailles dont la plus célèbre est celle de Fort Alamos au cours de laquelle David Crockett trouva la mort. Le pays proclame son indépendance sous le nom de République Texane en 1835. A la suite de l'élection à la présidence de J.K. Polk en 1844, la République Texane est annexée par les Etats-Unis et est aussitôt érigée en Etat. Pendant ce temps, l'opposition entre le Mexique et les Etats-Unis, en particulier au sujet des frontières, ne faisait que s'accroître, conduisant, en 1846, à la guerre entre les deux pays. Elle a été gagnée par les Etats-Unis et la paix, signée

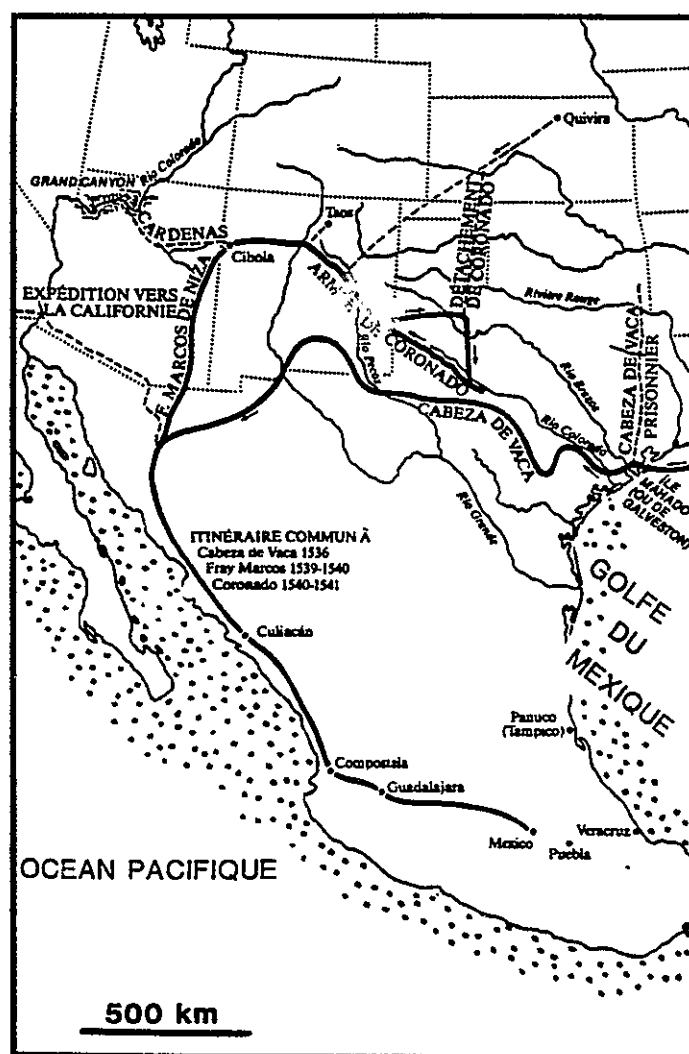


Figure 13 Itinéraire des Conquistadores espagnols au XVI^e siècle.
Spanish Conquistadores itineraries during the XVIth century.

en février 1848 confirme l'appartenance du Texas aux Etats-Unis et permet à ceux-ci d'acheter pour la modique somme de 15 M\$ toute la vaste région située à l'Ouest et au sud du parallèle 42°N (Mexican Session). Le Territoire du Nouveau-Mexique est tombé dans l'orbite des Etats-Unis d'Amérique dans les premiers jours de 1848 (Traité de Guadalupe-Hidalgo du 2 février) en même temps que le Colorado et l'Arizona. Par la suite, en 1853, les Etats-Unis ont encore acheté au Mexique une bande de terre située au sud de la précédente (Gadsden Purchase) fixant ainsi les frontières actuelles.

L'armée, l'or et le «Cheval de Feu» (le tout nouveau chemin de fer) ont alors relancé la convoitise des contrées désertiques du SW des Etats-Unis. La région est le théâtre, au cours des années 1850-1860, de nombreuses guerres indiennes menées par les Apaches chiricahuas Mangas Colorado, Victorio, Cochise et Geronimo. L'histoire des confins américano-mexicains est ensuite associée au développement des grandes voies de communication : pistes de diligence puis voies ferrées. De 1857 à 1861, alors que le Nouveau-Mexique n'était qu'un territoire, J. Butterfield établit une ligne de poney express d'El Paso (TX) à la Californie en passant par Las Cruces (NM) et Deming (NM) : la Butterfield Overland Mail and Coach Route est ainsi la première «vraie» route du SW du Nouveau-Mexique (Fig. 14).

La fin du XIX^{ème} est marqué, aux Etats-Unis, par le développement des lignes ferroviaires qui imposèrent aux paysages et aux états nouvellement acquis une empreinte indélébile. Il est étonnant de constater que les rares villes du SW du Nouveau-Mexique d'origine non espagnole possèdent un nom puisé dans l'histoire des chemins de fer américains ; Deming, fondée en 1887, est nommée en hommage à Miss Mary Ann Deming, épouse de Charles Crocker, l'un des 4 co-fondateurs de la Central Pacific Railroad ; Lordsburg, fondée en 1880, porte quant à elle le nom de Lord Delburg, chef ingénieur de la Southern Pacific Railroad. La jonction entre cette ligne et la Texas Pacific Railroad eut lieu en 1881 à Deming qui devient, en 1884, l'un des noeuds ferroviaires les plus importants des Etats-Unis lorsque la Santa Fe Railroad assura la liaison des lignes septentrionales américaines avec les lignes méridionales de la Southern Pacific Railroad et de la Texas Pacific Railroad (Fig. 14).

Parallèlement à l'avancée du chemin de fer, l'Ouest américain a vu se développer des villes minières, implantées dans des contrées désertiques fort inhospitalières : la loi du plus fort régnait et ces villes «trop coriaces pour disparaître» (devise des cités minières de l'Est de l'Arizona et du SW du Nouveau-Mexique comme Tombstone, Bisbee, Animas, Hachita, Lordsburg) ont été le berceau de nombreuses figures pittoresques et mythiques dont les noms sont désormais associés à l'Histoire du Far West. Parmi ceux-ci, citons : Billy-the-Kid qui écume le SW du Nouveau-Mexique de 1875 à 1881 date à laquelle il fut tué par le shériff Pat Garret à Fort Summer (NM) ; Doc Holiday, Wyatt Virgil Earp et les Clantons dont les exploits colorés hantent encore les plaines désertiques (qui ne se souvient pas du règlement de compte d'OK Corral à Tombstone, place du duel entre Earp et Clanton ?)...

IV.2.4. La fin du XIX^{ème} siècle et le début du XX^{ème}

Après la défaite du Mexique en 1848 contre l'Union américaine et l'achat du Nouveau-Mexique par les Etats-Unis, l'histoire du Mexique est marquée de 1863 à 1866 par le règne de l'Empereur Maximilien, cousin de Napoléon III. Les troupes françaises se retirent du Mexique en 1866, et l'Empereur est exécuté en 1867. Le général de Juarez devient président du Mexique de 1867 à 1872, date à laquelle commence le «règne» de Porfirio Diaz qui est renversé en 1910 par le réformateur idéaliste Francisco Madero, aidé par les armées révolutionnaires d'Emiliano Zapata au sud et de Francisco «Pancho» Villa au Nord. Ce dernier a attaché son nom à l'histoire des confins américano-mexicains puisqu'il signe en mars 1916 la dernière incursion militaire étrangère sur le territoire des Etats-Unis : en attaquant avec une poignée de révolutionnaires le poste frontière de Columbus (NM) situé au sud de Deming, il devint l'un des héros du Nouveau-Mexique, 47^{ème} Etat des USA depuis 1912 : un State Park lui est même consacré en plein désert autour des ruines de l'ancien camp des gardes frontières de Columbus !!

Le nouveau-Mexique a donc été sous l'hégémonie hispano-mexicaine pendant quasiment 3 siècles : la plupart des ordonnances réglementant l'utilisation des cours d'eau est d'origine espagnole, la religion dominante reste le catholicisme romain, les documents officiels sont rédigés en anglais et en espagnol, les noms des villes, des comtés sont à majorité espagnols (Hachita, Animas, Las Cruces, El Paso, Hidalgo County, Luna County, Dona Ana County ...).

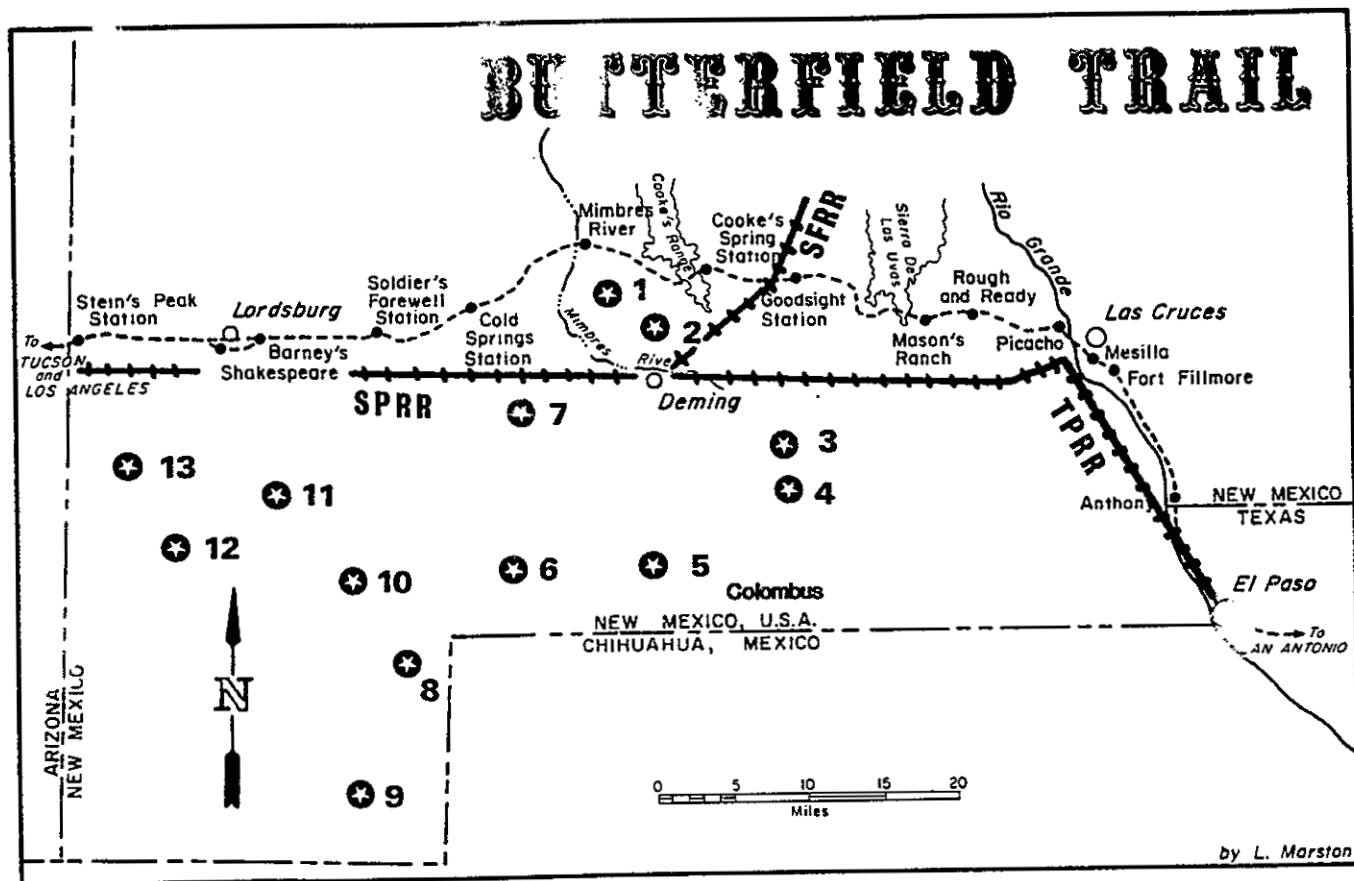


Figure 14 Tracé au SW du Nouveau-Mexique de la piste de la Butterfield Overland Mail and Coach Company et des voies de chemin de fer de la Southern Pacific Railroad (sprr), de la Santa Fe Railroad (sfrr) et de la Texas Pacific Railroad (tprr). Principaux districts miniers : 1 - Cooke's Ranges ; 2 - Fluorite Ridge ; 3 - Little Florida Mountains ; 4 - Florida Mountains ; 5 - Tres Hermanas Mountains ; 6 - Carrizalillo ; 7 - Victorio Hills ; 8 - Fremont ; 9 - Big Hatchet Mountains ; 10 - Little Hatchet Mountains ; 11 - Animas ; 12 - Antelope Pass ; 13 - Granite Pass.

Location of the Butterfield Overland Mail and Coach Company, the Southern Pacific Railroad (sprr), the Santa Fe Railroad (sfrr) and the Texas Pacific Railroad (tprr). The main mining districts are : 1 - Cooke's Ranges ; 2 - Fluorite Ridge ; 3 - Little Florida Mountains ; 4 - Florida Mountains ; 5 - Tres Hermanas Mountains ; 6 - Carrizalillo ; 7 - Victorio Hills ; 8 - Fremont ; 9 - Big Hatchet Mountains ; 10 - Little Hatchet Mountains ; 11 - Animas ; 12 - Antelope Pass ; 13 - Granite Pass.

IV.3. Cadre géologique

Située à la rencontre de l'Overthrust Belt, des Montagnes Rocheuses méridionales et de la Sierra Madre Orientale de Chihuahua, la région étudiée occupe une position charnière dans l'édifice cordillérain nord-américain. Son trait structural majeur est une ceinture orogénique laramienne d'orientation N120°E (la New Mexican Cordilleran Foldbelt) structurée pour l'essentiel au Crétacé supérieur - Eocène moyen. Cette chaîne est étroitement liée au Texas Lineament qui constitue la limite septentrionale d'une bande structurale au droit de laquelle les deux ceintures orogéniques du domaine cordillérain nord-américain s'interrompent brusquement :

- l'Overthrust Belt (OTB), à l'Ouest ;
- les Rocheuses méridionales à l'Est.

Dans cette bande, les structures de la New Mexican Cordilleran Folbelt en bordure méridionale du Plateau du Colorado, sont affectées par les failles normales oligo-miocènes du Basin and Range et par celles mio-pliocènes du Rift du Rio Grande : l'impact de cette fracturation récente distensive sur le bâti structural laramien est important de telle sorte que le passage aux Sierras Madres chihuahuenses et sonorenses est diffus.

IV.3.1. Historique des travaux géologiques

Les travaux géologiques relatifs aux confins américano-mexicains foisonnent : rapports miniers, cartes et coupes, mémoires de l'USGS (United States Geological Survey), de la GSA (Geological Society of America), de la NMGS (New Mexico Geological Society), du New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources et des organismes de recherche mexicains, Master's of Sciences et doctorats de NMSU (New Mexico State University in Las Cruces), de UNM (University of New Mexico in Albuquerque) et de UTEP (University of Texas at El Paso) ...

Ce chapitre retrace les grandes lignes de l'évolution de la connaissance géologique du domaine étudié : le lecteur trouvera une liste de références plus spécifiques en début de chacun des chapitres concernant la stratigraphie et la géologie structurale.

IV.3.1.a. SW du Nouveau-Mexique

Le début du XXème siècle est marqué par la publication des premiers travaux portant sur la géologie de cet état : Ransome (1904), Richardson (1904 et 1908), Gordon & Graton (1906), Lindgren et al. (1910), Darton (1916, 1917, 1922 et 1928) et Stoyanow (1926) établissent les nomenclatures du Paléozoïque et du Mésozoïque ; Hill (1902) propose une synthèse structurale de l'Ouest des Etats-Unis ; Lindgren et al. (1910) produisent un rapport relatif aux richesses minières ; Ransome (1915) décrit le Texas Lineament ...

Les années 1930-1960 voient l'apparition de travaux plus détaillés :

- Keyes (1940), Kelley & Silver (1952), Flower (1953), Bogart (1953), Sabins (1957), Gillerman (1958) et Gilluly et al. (1954) précisent la stratigraphie du Paléozoïque et Lasky (1938) celle du Mésozoïque ;
- Kelley (1955), Moody & Hill (1955 et 1956) et Albritton & Smith (1955 et 1957) proposent une interprétation structurale des confins américano-mexicains ;

- Lasky (1938 et 1947) ; Darton (1922), Packard (1955) et Zeller (1958) ; Lochman-Balk (1958) publient les premières études géologiques sur les Little Hatchet, les Animas et les Florida Mountains.

Depuis 1960, on assiste à un foisonnement de travaux d'intérêt général parmi lesquels :

- *en stratigraphie*, les synthèses incontournables de Stageman (1989) sur le Cambrien ; de Flower (1969), Lemone (1976) et Clemons (1985) sur l'Ordovicien ; de Armstrong et al. (1979) sur le Mississippien ; de Griswold (1961), Kottowski et al. (1969), Greenwood et al. (1977) et Thompson et al. (1978 et 1981) sur le Paléozoïque supérieur du Bassin de Pedregosa ; de Zeller (1965 et 1970), Mack (1987) et Mack et al. (1986) sur le Crétacé inférieur ;

- *en tectonique*, il convient de signaler les synthèses de Muehlberger (1965) sur le Texas Lineament ; de Corbitt & Woodward (1977), Davis (1979), Muehlberger (1980), Woodward & Duchêne (1981), Seager (1983) et Drewes (1988) sur les plis et chevauchements laramiens de la ceinture orogénique du SW du Nouveau-Mexique (New Mexican Cordilleran Foldbelt).

Par ailleurs, la carte du Nouveau-Mexique a été publiée en 1965 par Dane & Bachman. Parallèlement à ces travaux de synthèse, de nombreuses études locales ont été réalisées : les cartes géologiques levées dans le cadre de thèses (Master's of Sciences, PhD ou mémoires) et effectuées en collaboration avec le New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources et avec diverses universités se sont révélées être de précieux guides sans lesquels il ne nous aurait pas été possible de mener à bien cette étude. Les principales références sont les travaux de Drewes (1986), Wilson (1986) et Donnan (1987) dans les Animas Mountains ; de Lasky (1947) et Zeller (1970) dans les Little Hatchet Mountains ; de Thorman & Drewes (1976) dans les Victorio Hills ; de Brown (1982), Clemons & Brown (1983) et Clemons (1984 et 1985) dans les Florida Mountains ; de Bowers (1960) dans les East Potrillo Mountains et de Lovejoy (1976) dans le Cerro de Cristo Rey (localisation Fig. 19).

IV.3.1.b. Nord Chihuahua

Enfin, au SW du Nouveau-Mexique, peu de travaux géologiques existent dans cet état mexicain. La géologie y est préliminaire et fragmentaire : seuls quelques ouvrages de synthèse et des cartes émanant de la PEMEX (Petroleos Mexicanos) et des organismes géologiques mexicains sont disponibles. Le lecteur trouvera une liste des références dans Cordoba (1975) et Dyer (1988).

- *Les travaux d'intérêt général* sont ceux de Ramirez & Acevedo (1957), De Cserna (1960), Diaz & Navarro (1964), Haeggi & Gries (1970), Navarro & Tovar (1974), Tovar et al. (1978), Gries (1980), Cantu et al. (1985) sur l'histoire géologique de Chihuahua et ceux de Tardy (1980), Lopez-Ramos (1982) et Coney (1983) sur l'évolution géodynamique du Nord du Mexique.

- Depuis 1985, R. Dyer de l'UTEP (University of Texas in El Paso) a entrepris *des études locales* dans les sierras du Nord de Chihuahua dont la Sierra Boca Grande, la Sierra de Palomas et la Sierra de Los Chinos (Brown, 1985 ; Phillips, 1986 ; Brown & Dyer, 1987 ; Guthrie, 1987).

- Les cartes disponibles sont celle au 1 : 500,000 de l'Etat de Chihuahua (Sociedad Geologica Mexicana A.C. Delegacion Chihuahua, 1985) et celles au 1 : 250,000 de l'INEGI (Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática) distribuées par le SPP (Secretaria de Programación y Presupuesto) ; pour le Nord de Chihuahua, ce sont les cartes d'Agua Prieta (H12-3 ; 1982), Ciudad Juarez (H13-1 ; 1983), Nuevo Casas Grandes (H13-4 ; 1983) et Nacozari (H12-6 ; 1983).

Toutes ces études montrent que les grands ensembles structuraux des confins américano-mexicains résultent de la superposition dans l'espace et dans le temps :

- de la phase compressive laramienne ;
- des phases d'extension et de volcanisme du Basin and Range puis du Rift du Rio Grande.

Il convient de les distinguer.

IV.3.2. Les structures distensives tertiaires

Elles marquent de leur signature structurale les confins américano-mexicains ; les structures antérieures se trouvent ainsi ennoyées au sein d'un ensemble géomorphologique où alternent de larges bassins et des lanières montagneuses délimitées par des failles normales subméridiennes dont il convient de faire abstraction pour déceler et comprendre les événements antérieurs.

IV.3.2.a. Le Basin and Range

La province du Basin and Range s'étend à l'Ouest du continent nord-américain sur près de 1 million de km² depuis le sud de l'Oregon et de l'Idaho jusqu'au Nord du Mexique (Fig. 15). Aux Etats-Unis, le Basin and Range entoure, avec le rift du Rio Grande, le Plateau du Colorado jusque sur sa bordure orientale. Au Mexique, il s'étend vers le sud de part et d'autre de la Sierra Madre Occidentale, haut plateau de 1800 à 3000 m d'altitude constitué de roches volcaniques cénozoïques. Morphologiquement, cette province est caractérisée par un ensemble de chaînons montagneux subméridiens séparés par des dépressions de même direction qu'ils dominent de 300 à 1500 m. Ces chaînons (Ranges) et ces dépressions alluviales (Basins) ont une largeur comprise entre 10 et 35 km et une extension longitudinale pouvant atteindre 80 km.

Depuis l'Oligocène supérieur, la province du Basin and Range est soumise à un régime distensif selon une direction générale sub-équatoriale.

Les théories sur l'origine de la structure du Basin and Range peuvent être regroupées en quatre familles (Stewart, 1978) : la première est reliée au mouvement décrochant dextre général, engendrant une fragmentation oblique ; la seconde, appelée «extension arrière arc» est en liaison avec la subduction générale à l'ouest ; la troisième considère la ride est-pacifique comme responsable de l'extension et la quatrième fait appel à la notion de plumes mantelliques.

Des manifestations volcaniques précèdent et accompagnent la distension du Basin and Range : les premiers épanchements rhyolitiques et les premières andésites cénozoïques sont datées à 43 Ma. Ce volcanisme s'est propagé depuis le NE vers le SW des Etats-Unis (Stewart et al., 1977) et le Mexique. Sa distribution temporelle et spatiale est associée à la subduction de la lithosphère océanique de la plaque Farallon sous le continent nord-américain (Atwater, 1970 ; Burchfiel & Davis, 1975 ; Smith, 1978). Le régime de subduction persiste jusqu'à -18 Ma. Les manifestations volcaniques deviennent de composition bimodale (basaltique et rhyolitique) à partir de -15 Ma, témoignant du début de l'extension crustale majeure. Les roches volcaniques les plus récentes sont à dominante basaltique et sont datées à -0,6 Ma (Smith, 1978).

Dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, la province du Basin and Range est très diffuse ; bien que l'on ait une alternance de plaines désertiques et de chaînons monagneux, la structure sub-méridienne régulière caractéristique du reste de la province devient ici plus complexe. Les reliefs ne sont plus systématiquement orientés NS mais parfois N120°E. De plus la forme des massifs est souvent quelconque. Ce désordre apparent est engendré par la présence du faisceau structural transverse du Texas Lineament. Par ailleurs, dans la région de Las Cruces et d'El Paso, les structures du rift du Rio Grande viennent se surimposer, à partir de l'Oligocène terminal, aux failles normales du Basin and Range à tel point point qu'il demeure quasiment impossible de distinguer les structures de l'un et de l'autre de ces événements.

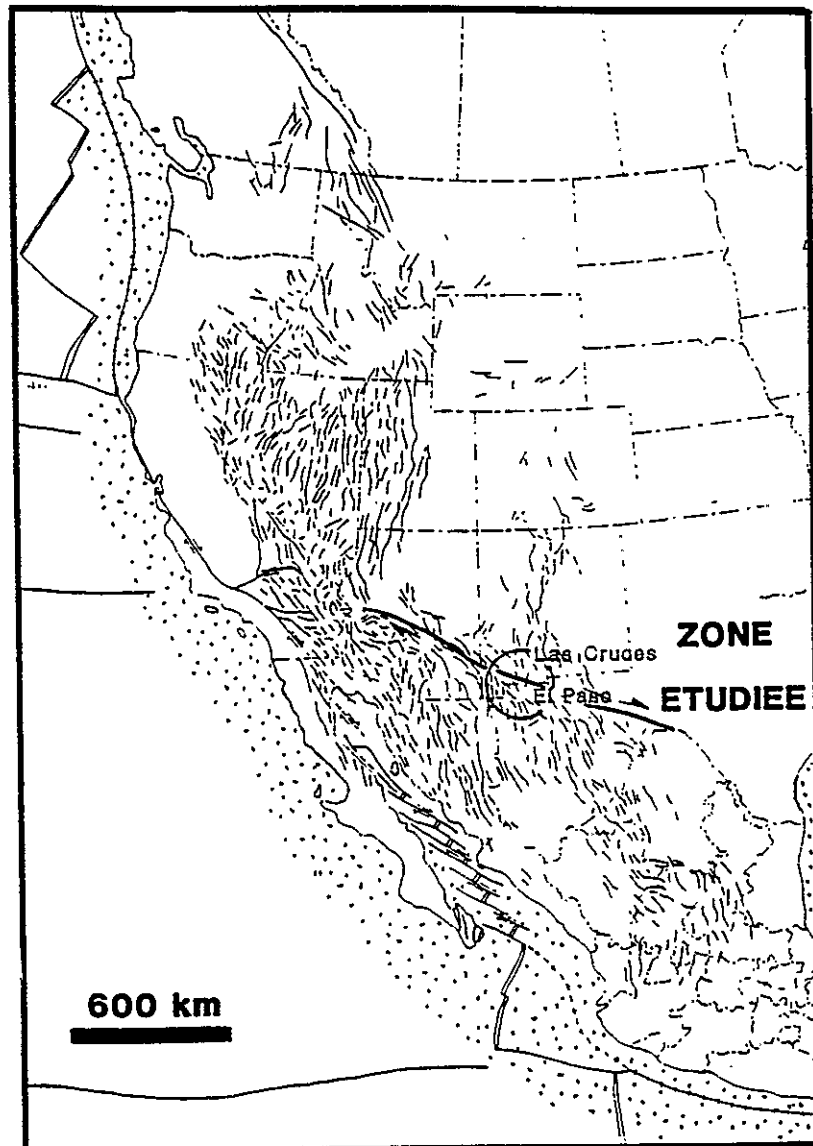


Figure 15 Failles normales et décrochements majeurs néogènes dans l'Ouest des USA (Stewart, 1978).
The Neogene extensional faults and major strike-slip faults in Western USA (Stewart, 1978).

Distribution of late Cenozoic extensional faults and a few major strike-slip faults in Western North America and present-day lithospheric plate boundaries. Faults are generalized and, in part, inferred (Stewart, 1978 from various sources).

IV.3.2.b. Le Rift du Rio Grande

Le rift du Rio Grande est une vaste dépression subméridienne qui s'étend sur plus de 1000 km du Colorado aux confins du Nouveau-Mexique et du Texas (Chapin, 1971, 1974 et 1979 ; Keller et al., 1989). Les structures comprennent une série de grabens et de horsts subméridiens et parallèles entre eux s'agencant au sein d'un réseau de failles extensives dont la continuité remarquable est comparable avec celle du rift est-africain (Fig. 16).

D'après Chapin & Seager (1975) ; Seager et al. (1984) ; Morgan et al. (1986) ; Cabezas (1989) et Keller et al. (1989) l'extension du rift du Rio Grande s'est effectuée en deux stades :

- un stade Oligocène terminal-Miocène inférieur (30 à 18 Ma), caractérisé par un axe d'extension orienté à N70°E (Aldrich et al., 1987) et par un cortège de failles normales de faible pendage individualisant de larges bassins peu profonds comblés par les sédiments miocènes. Le taux d'extension est de l'ordre de 30 à 50% (Keller et al., 1989) ;
- un stade Miocène supérieur-Pliocène (12 à 3 Ma), caractérisé par une direction d'extension N90°E - N110°E (Aldrich et al., 1987) et par un ensemble de failles de fort pendage à la faveur desquelles naissent les bassins récents du rift.

Parallèlement, l'activité magmatique est très importante dans la région du rift du Rio Grande. On distingue deux épisodes :

- un magmatisme Eocène supérieur-Oligocène (40 à 24 Ma) d'affinité essentiellement calco-alcaline. D'abord calco-andésite, l'activité volcanique devient andésitico-basaltique à l'Oligocène : de vastes coulées sont alors mises en place, tels le Plateau du Mogollon et le champ volcanique des West Potrillo Mountains dans le SW du Nouveau-Mexique ;
- un volcanisme Miocène à actuel (depuis 10 Ma) caractérisé par d'importantes coulées basaltiques d'affinité tholéïtiques ou alcalines mises en place dans la région de Santa Fe-Taos et au centre du rift du Rio Grande et liées à l'ouverture récente du rift.

Si les structures extensives du rift du Rio Grande sont bien exprimées dans le nord et la partie centrale du Nouveau-Mexique, il en est tout autrement dans la région méridionale aux confins américano-mexicains (Keller et al., 1989) ; le rift ne présente plus une morphologie typique avec un fossé bien défini. Au contraire, il s'agit d'une large zone diffuse dont les limites se perdent au sein d'un canevas structural présentant des directions subméridiennes. C'est dans cette région de Las Cruces et d'El Paso que se place la jonction entre le rift du Rio Grande et la province du Basin and Range. La difficulté structurale résulte principalement du fait qu'il devient impossible de distinguer les failles appartenant à l'une ou à l'autre de ces provinces dont les directions d'extension sont identiques (N70°E à N90°E).

IV.3.3. La New Mexican Cordilleran Foldbelt : la chaîne laramienne s.l.

Dans le SW du Nouveau-Mexique, au pied des contreforts méridionaux du Plateau du Colorado armés par les chaînes des Burro et de Cooke, des massifs montagneux émergent au milieu de dépressions arides (Fig. 17). Ils renferment les éléments structuraux appartenant à la ceinture tectonique du SW du Nouveau-Mexique (New Mexican Cordilleran Foldbelt) édifiée au cours de la phase laramienne (Paléocène - Eocène moyen) et décrite par Albritton & Smith (1957), King (1969) et Corbitt & Woodward, 1973. Les sierras du Nord de Chihuahua appartiennent à cette ceinture tectonique (Dyer, 1988).

Cette chaîne complexe de direction générale N120°E se trouve dans le prolongement oriental de l'édifice structural du sud de l'Arizona. Le socle précambrien de même que le Paléozoïque et le Crétacé sont affectés par la phase compressive laramienne. A la suite de la tectonique distensive du Basin & Range et du Rift du Rio Grande les divers éléments de la New Mexican Cordilleran Folbelt sont isolés et décimés au milieu d'uniformes étendues désertiques. De fait, la recherche de

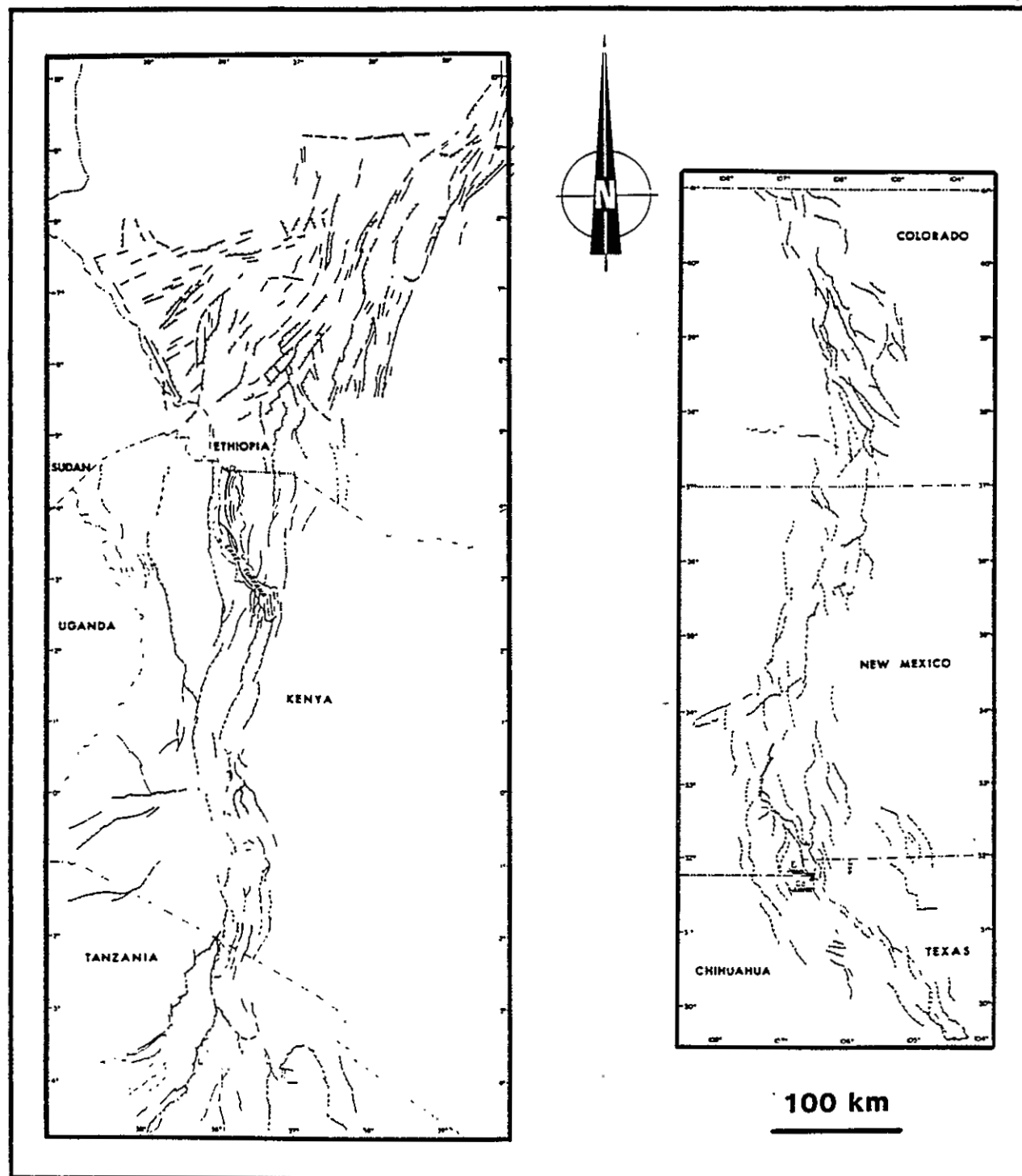


Figure 16 Réseau faillé du rift du Rio Grande : comparaison avec le rift Est-Africain (Keller et al., 1989).
Comparison of the Rio Grande rift and the East African rift (Keller et al., 1989).

la continuité stratigraphique et tectonique aux confins américano-mexicains est accompagnée de nombreuses interprétations géologiques souvent contradictoires. Le tracé de ce front tectonique est hypothétique (Fig. 17) et trois modèles structuraux sont proposés :

- un modèle en nappes de type **thin skinned tectonic** avec un niveau de décollement à la base du Paléozoïque et plusieurs unités tectoniques : des klippes, fenêtres et chevauchements de plus de 200 km de flèche, sont décrits par Corbitt & Woodward (1977) ; Drewes (1978, 1981, 1982, 1988) ; Drewes & Thorman (1978) ; Woodward & Duchêne (1981) qui font de la New Mexican Cordillera Folbelt le prolongement oriental de l'Overthrust Belt. Le passage des Cordillères américaines aux Sierras mexicaines est, dans ce modèle, assuré par une rampe structurale latérale individualisant deux segments cordillériens : un segment septentrional courant d'Alaska au Nevada et un méridional d'El Paso au Guatemala ;
- un modèle en soulèvement de socle (**basement cored uplift**) proposé par Davis (1979) ; Seager & Clemons (1982) ; Seager (1983) ; Seager & Mack (1986) ; Brown & Dyer (1987). De vastes panneaux de socle précambrien limités par des failles inverses individualisent plusieurs «uplifts» de direction N120°E. Le style tectonique du SW du Nouveau-Mexique est alors à rattacher à celui des Montagnes Rocheuses du Colorado avec des plissements de couverture se moulant sur des accidents de socle subverticaux sur lesquels s'enracinent des chevauchements de faible portée. De tels accidents sont décrits dans la zone étudiée ;
- un modèle en transpression de type **flower structure** pour lequel les éléments structuraux chevauchants sont liés à des accidents de socle ayant joué en décro-chevauchements durant la phase laramienne.

Plusieurs interprétations tectoniques contradictoires sont proposées pour la ceinture orogénique du SW du Nouveau-Mexique dont l'existence, le tracé et la nature posent de multiples questions. Quelle est sa vraie nature structurale ? Quelles sont ses relations avec le Texas Lineament ? Doit-on envisager un héritage tectonique de socle ? Le front des Rocheuses méridionales dont les jalons se perdent au Nouveau-Mexique central se raccorde-t-il au Texas Lineament et à la New Mexican Cordillera Foldbelt ? Si oui, comment ?

IV.4. Cadre géophysique

Le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua appartiennent à la province physiographique du Basin and Range qui est une des régions du globe les plus riches en données géophysiques. Dans ce chapitre, nous présentons les résultats les plus significatifs tirés des travaux de Aiken et al. (1988), Keller et al. (1983, 1985, 1986 et 1988) et DeAngelo & Keller (1988).

IV.4.1. La sismicité

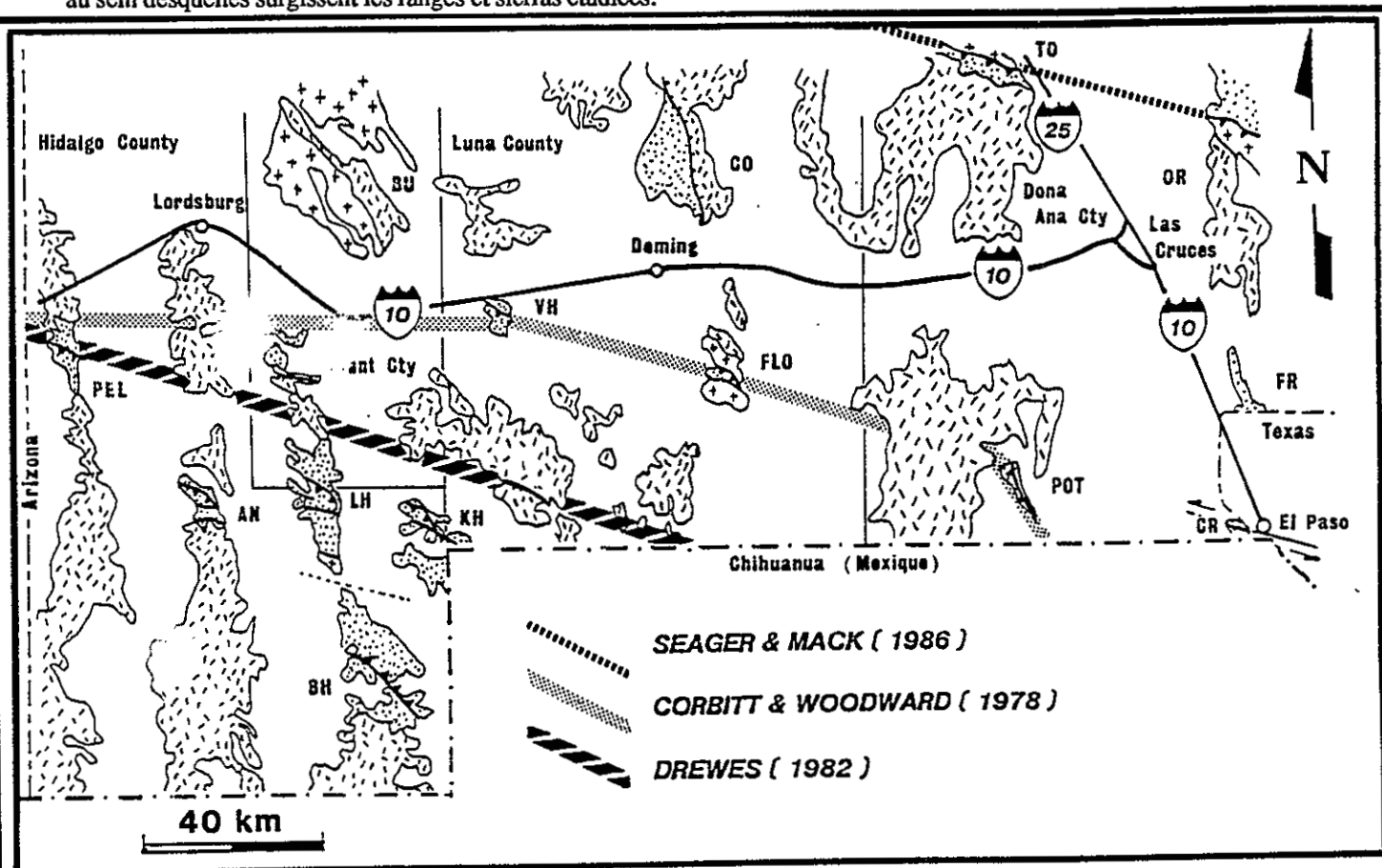
La sismicité de la zone étudiée demeure très faible : les rares activités telluriques sont concentrées dans la région du rift du Río Grande (Eaton, 1980 ; Sinno et al., 1986).

IV.4.2. La structure crustale et lithosphérique

L'Ouest des Etats-Unis est un domaine de croûte amincie caractérisée par un fort flux de chaleur et un manteau supérieur anormal. La province du Basin and Range présente les caractéristiques suivantes : l'épaisseur de la croûte varie de 18 à 35 km alors qu'elle peut atteindre 35 à 50 km sous les Rocheuses et le Plateau du Colorado ; les vitesses des ondes P dans le manteau supérieur sont généralement inférieures à 7,9 km/s, ce qui est faible par rapport au 7,9-8,1 km/s enregistrées au niveau des Rocheuses et du Plateau du Colorado (Smith, 1978 ; Sinno et al., 1986) ; le flux de chaleur y est supérieur à $2.10^6 \text{ cal.cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (par comparaison, la valeur moyenne est de l'ordre de 1,5 unité).

IV.4.3. Le champ de gravité (Bouguer)

Il est faible (< -110 mgal). Les cartes aéromagnétiques et gravimétriques mettent en évidence des zones d'anomalies de direction $N120^{\circ}E$; ailleurs, dans la zone étudiée, elles sont reliées à la présence des roches intrusives et extrusives phanérozoïques qui ont été affectées, au cours de phases tectoniques, par l'intermédiaire de vastes panneaux de socle (DeAngelo & Keller, 1988). Les profils gravimétriques témoignent de l'aspect en « touches de piano » du substratum aux confins américano-mexicains. Par ailleurs, un remplissage cénozoïque de 1,5 à 1,8 km est estimé pour les plaines alluviales au sein desquelles surgissent les ranges et sierras étudiées.



onymie	PEL : Peloncillo Mountains	CO : Cooke's Range
	AN : Animas Mountains	FLO : Florida Mountains
	LH : Little Hatcher Mountains	TO : Tonuco Uplift (Diego Mountains)
	BH : Big Hatcher Mountains	OR : Organ Mountains
	KH : Klondike Hills	POT : East Potrillo Mountains
	BU : Burro Mountains	FR : Franklin Mountains
	VH : Victorio Hills	CR : Cerro de Cristo Rey

Stratigraphie		Volcanites oligo-pliocènes
		Roches paléozoïques et mésozoïques ante à syn-laramiennes
		Précambrien

Figure 17 Schéma structural du SW du Nouveau-Mexique (USA) montrant la New Mexican Cordilleran Foldbelt. Les chaînons sont indiqués avec une surcharge tiretée ou pointillée et les plaines en blanc.
 Structural tectonic map of Southwestern New Mexico (USA) showing the approximate Northern limits of the New Mexican Cordilleran Foldbelt.

V. Présentation du plan adopté

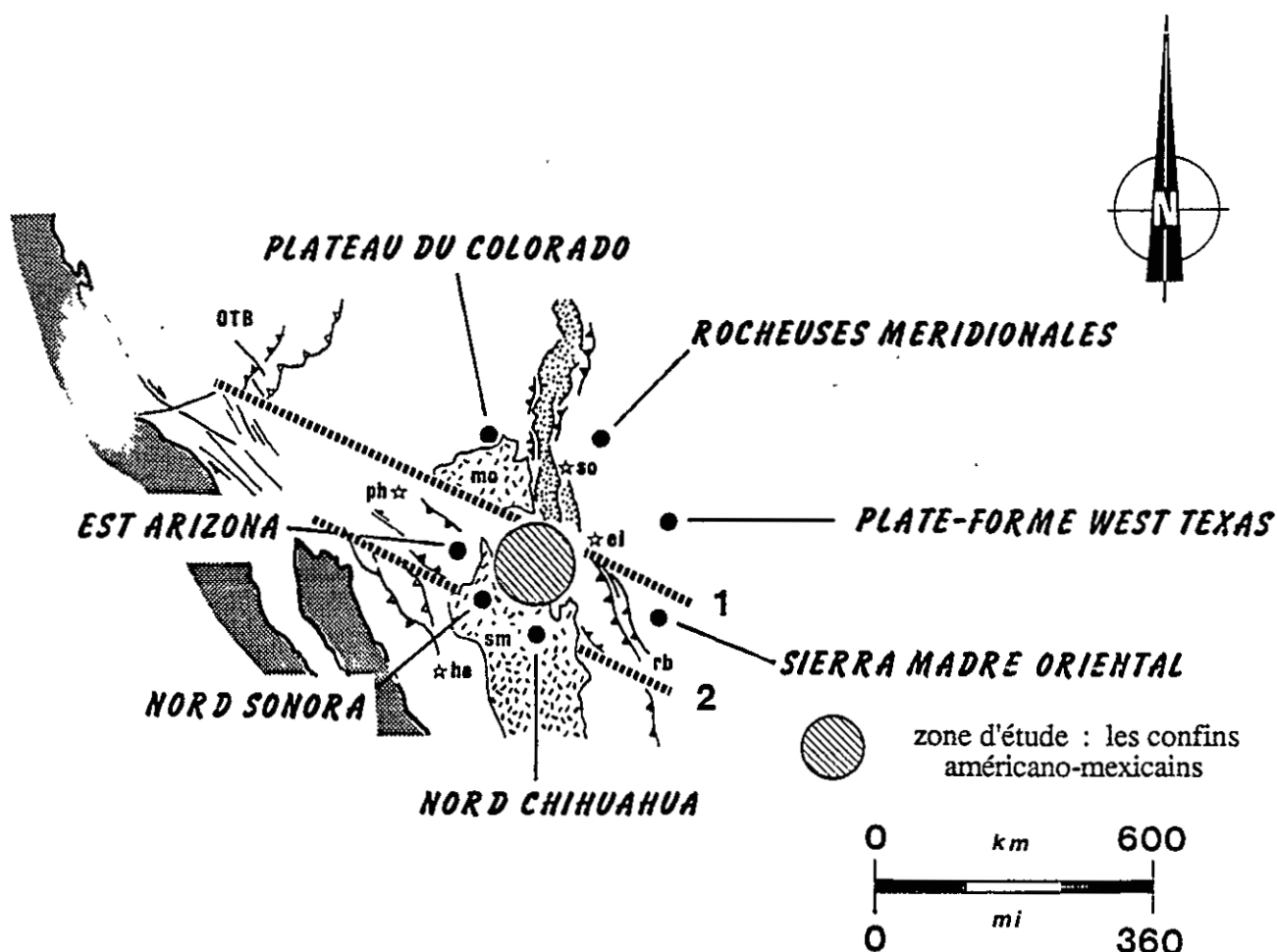
La zone étudiée, passage des Cordillères nord-américaines aux Sierras Madres mexicaines le long des grands linéaments du Texas et Caltam, est un secteur clé sur les plans stratigraphique et structural.

V.1. Plan adopté

Les linéaments du Texas et Caltam et neuf sierras et ranges situés aux confins américano-mexicains (Sud-Ouest du Nouveau-Mexique et extrême Nord de Chihuahua) constituent la pierre angulaire de ce travail (Figures 18 & 19) : il s'agit, entre El Paso (TX) et Lordsburg (NM) des Animas Mountains, des Little Hatchet Mountains, des Victorio Hills, des Florida Mountains, des East Potrillo Mountains et des Sierras de Cristo Rey, Boca Grande, Palomas et China. Ces données locales sont intégrées au sein d'un ensemble de données régionales à l'échelle du continent nord-américain, grâce à une comparaison systématique avec les informations géologiques provenant des provinces voisines et puisées dans la littérature. Elles concernent :

- la plate-forme Ouest Texas venant mourir au droit d' El Paso (TX) (apport bibliographique) ;
- la Sierra Madre Orientale qui se développe le long du Rio Bravo (Rio Grande) en bordure occidentale du Texas et dont les éléments structuraux septentrionaux dominent les villes d'El Paso (TX) et de Ciudad Juarez (CH) (observations personnelles pro parte) ;
- les sierras du désert du Nord-Chihuahua entre Casas Grandes (CH) et Villa Ahumada (CH) (observations personnelles pro parte) ;
- les sierras du Sonora septentrional, situées au Nord Est d'Hermosillo (SO) (Sossou, 1989 et apport bibliographique) ;
- les chaînons de l'Arizona oriental, localisés au Sud Est de Phoenix (AZ) et dont la géologie se rattache à celle de leurs «frères» du Nouveau-Mexique (Sossou, 1989 et apport bibliographique) ;
- la retombée méridionale du Plateau du Colorado dont les contreforts arment la bordure nord de la dépression courant de Las Cruces (NM) à Phoenix (AZ) (observations personnelles pro parte) ;
- la région de Socorro (centre du Nouveau-Mexique) au niveau de laquelle le front des Rocheuses Méridionales est lacéré par les failles normales du Rift du Rio Grande (P.Cabezas 1989 et bibliographie).

Les travaux récents de P.Cabezas dans la partie centrale du Nouveau Mexique (région de Socorro, NM), de M.Sossou dans le SE de l' Arizona (région de Tucson, AZ), de Chaulot-Talmont en Chihuahua central (région de Ciudad Chihuahua, CH) et d'Ortuno-Arzate dans la partie orientale de Chihuahua (transverse Aldama-Ojinaga) sont des références incontournables.

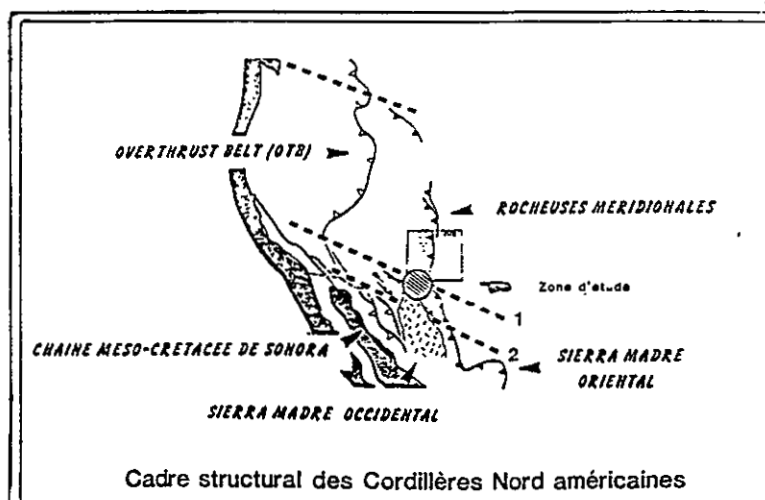


Nomenclature géographique

- el : El Paso, Texas (USA) & Ciudad Juárez, Chihuahua (Mexique)
 rb : Rio Bravo (nom mexicain pour le Rio Grande)
 he : Hermosillo, Sonora (Mexique)
 ph : Phoenix, Arizona (USA)
 so : Socorro, Nouveau Mexique (USA)

Plateaux volcaniques oligo-miocènes

- sm : Sierra Madre Occidental
 mo : Mogollon Plateau



Cadre structural des Cordillères Nord américaines

Figure 18

Présentation de la zone d'étude : les sept antennes régionales (●) ancrées autour du Sud-Ouest du Nouveau Mexique - USA - , de l'extrême Nord de Chihuahua - Mexique - (●) et des linéaments du Texas (1) & de Caltam (2) replacés dans le contexte géodynamique des Cordillères Nord américaines (en encart). Le Rift cénozoïque du Rio Grande est représenté par des pointillés. La Sierra Madre Occidental (sm) & le Plateau de Mogollon (mo), tout deux nés d'un important épisode andésitique-ignimbritique oligo-miocène, sont indiqués avec une surcharge tiretée.

Presentation of the surveyed area : the seven regional provinces (●) located in Southwestern New Mexico - USA - and Northern Chihuahua - Mexico -. The Texas Lineament (1) and the Caltam Lineament (2) are also indicated, as well as the Cenozoic Rio Grande Rift (Dotted areas) and the Oligo - Miocene andesitic Provinces (stippled areas) of the Sierra Madre Occidental (sm) and of the Mogollon Plateau (mo).

Deux parties principales constituent le corps de cette thèse :

- la stratigraphie ;
- la tectonique, avec notamment la description des structures laramiennes.

A la lumière de ces informations, il est proposé pour compléter un modèle d'évolution géodynamique des Cordillères nord-américaines ; avec en toile de fond l'ouverture du Golfe du Mexique et l'histoire de la Tethys occidentale, l'idée maîtresse prise en compte pour l'élaboration de ce modèle, est l'influence de la structuration ancienne du socle sur le dispositif structural mésozoïque et cénozoïque tel qu'il s'observe de nos jours.

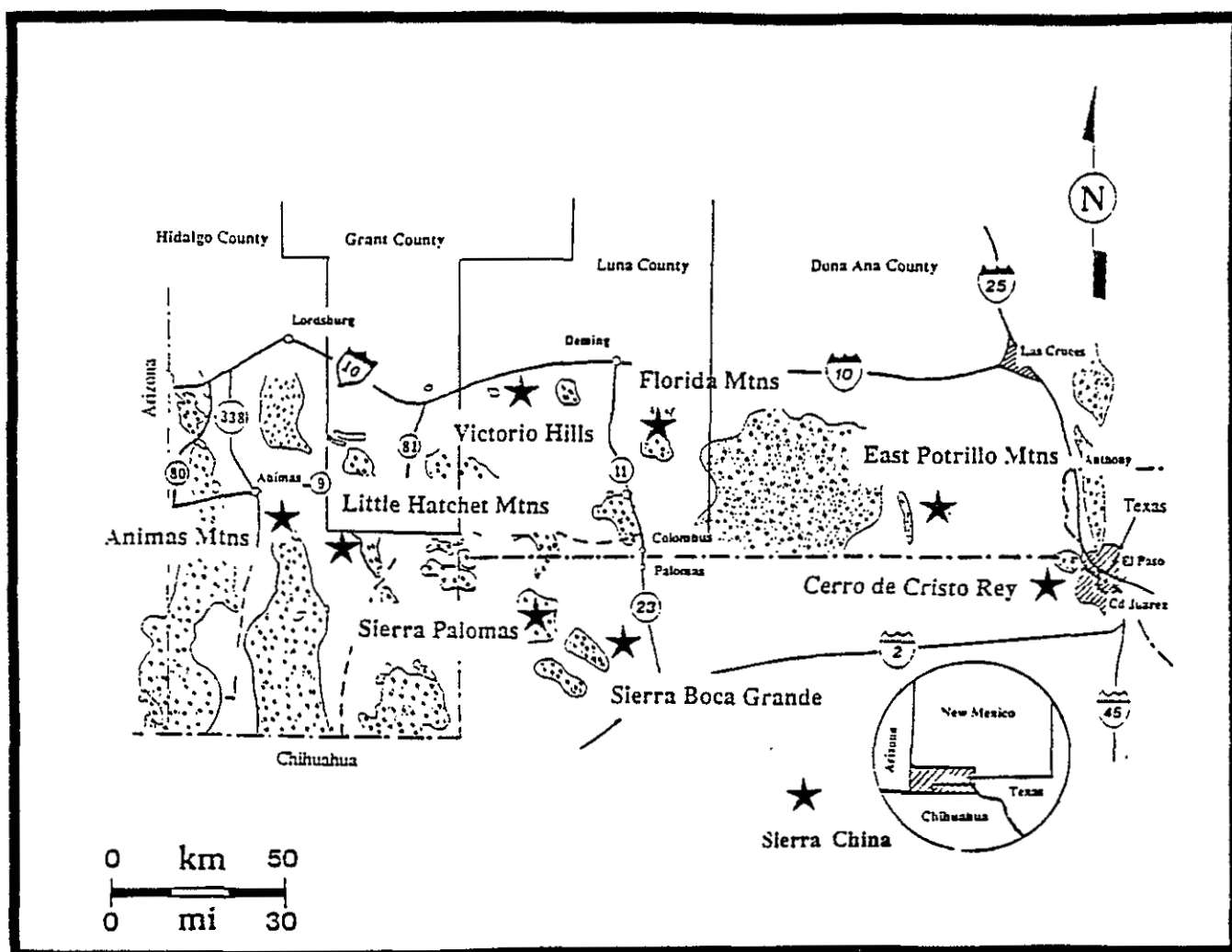


Figure 19 Zone d'étude aux confins américano-mexicains : les 9 sierras et ranges (★) à la frontière du Nouveau-Mexique et de Chihuahua. Les chaînons montagneux sont représentés en figurés pointillés.
Surveyed area : the nine sierras and ranges located throughout the desert of Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua along the international border. Mountains (dotted areas) are surrounded by flat bolsons and plains.

V.2. Système américain de localisation géographique

Avant de commencer la description de la géologie des confins américano-mexicains, il convient de signaler que le repérage géographique de la plupart des figures de cette thèse fait appel au système de Township and Range, système rectangulaire utilisé aux Etats-Unis. Il est basé sur un découpage en carrés de 6 miles de côté (les Townships) contenant 36 sections d'un mile de côté et numérotées de 1 à 36 en partant du coin NE (Fig. 20). La section, d'une superficie de 640 acres ou 259 hectares, constitue l'unité de surface de référence dans la vie quotidienne. Les Townships ont leur origine à un point initial (Initial Point) situé à l'intersection d'un méridien (Principal Meridian) et d'un parallèle (Base Line).

Au Nouveau-Mexique, la Base Line passe 13 miles (21 km) au Nord de Socorro et le New Mexican Principal Meridian est situé dans la vallée du Rio Grande. Les cartes levées pour cette thèse sont situées entre les Ranges R. 19 W. et R. 4 E., et entre les Townships T. 24 S. et T. 30 S (Fig. 21). Par contre, ce système de repérage géographique n'est pas appliqué au Mexique : les sierras étudiées seront repérées dans le système de coordonnées géographiques classiques.

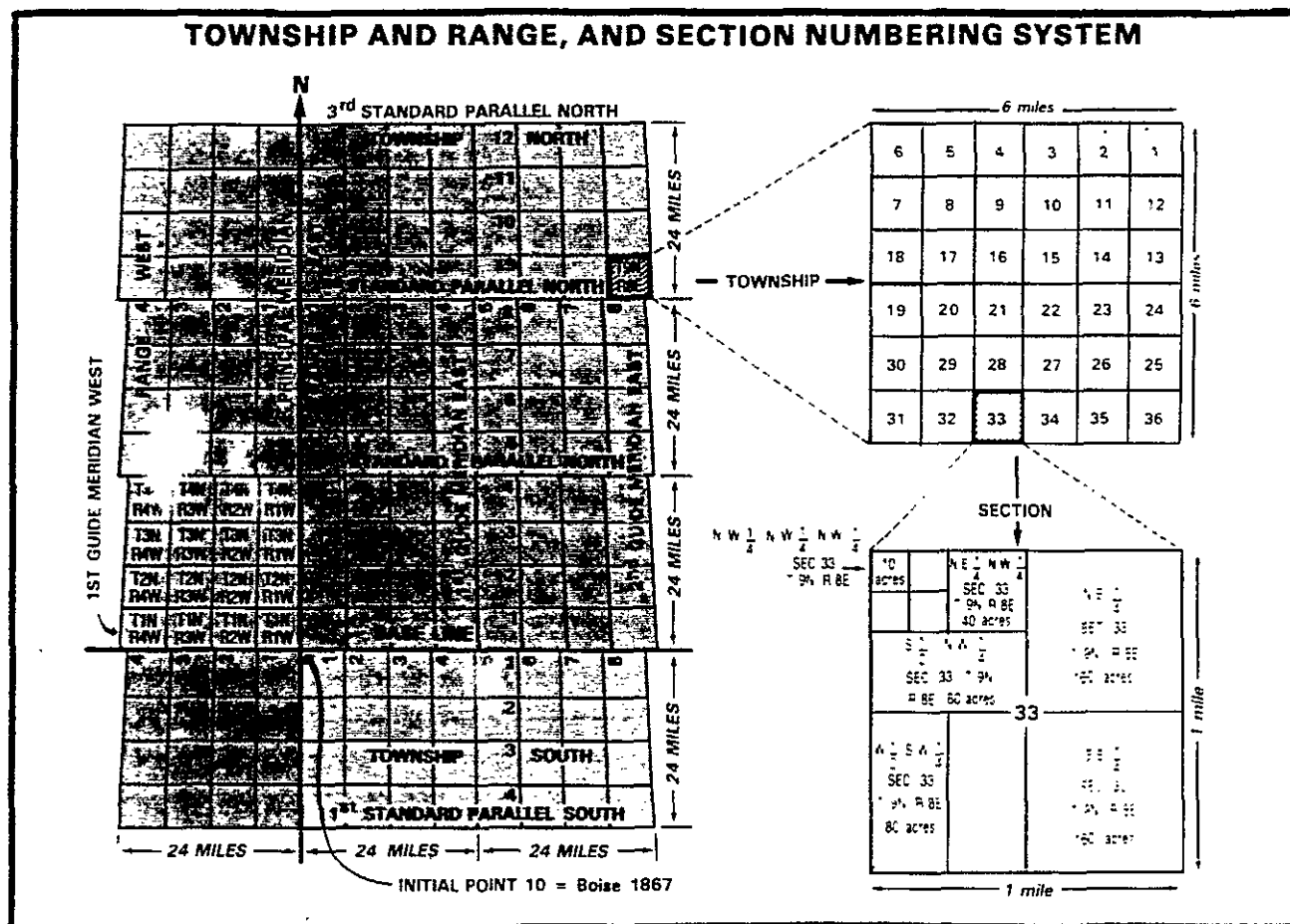


Figure 20 Système de localisation géographique par Township and Range aux USA. Exemple : Section 33, Township T. 9N., Range R. 8E., Boise County, Idaho State (Plauchut, 1986).

Township and Range and section numbering system in the USA. Section 33, Township T. 9N., Range R. 8E., Boise County, Idaho State (Plauchut, 1986).

COUNTIES OF THE UNITED STATES PROCESSED BY UNIRAS

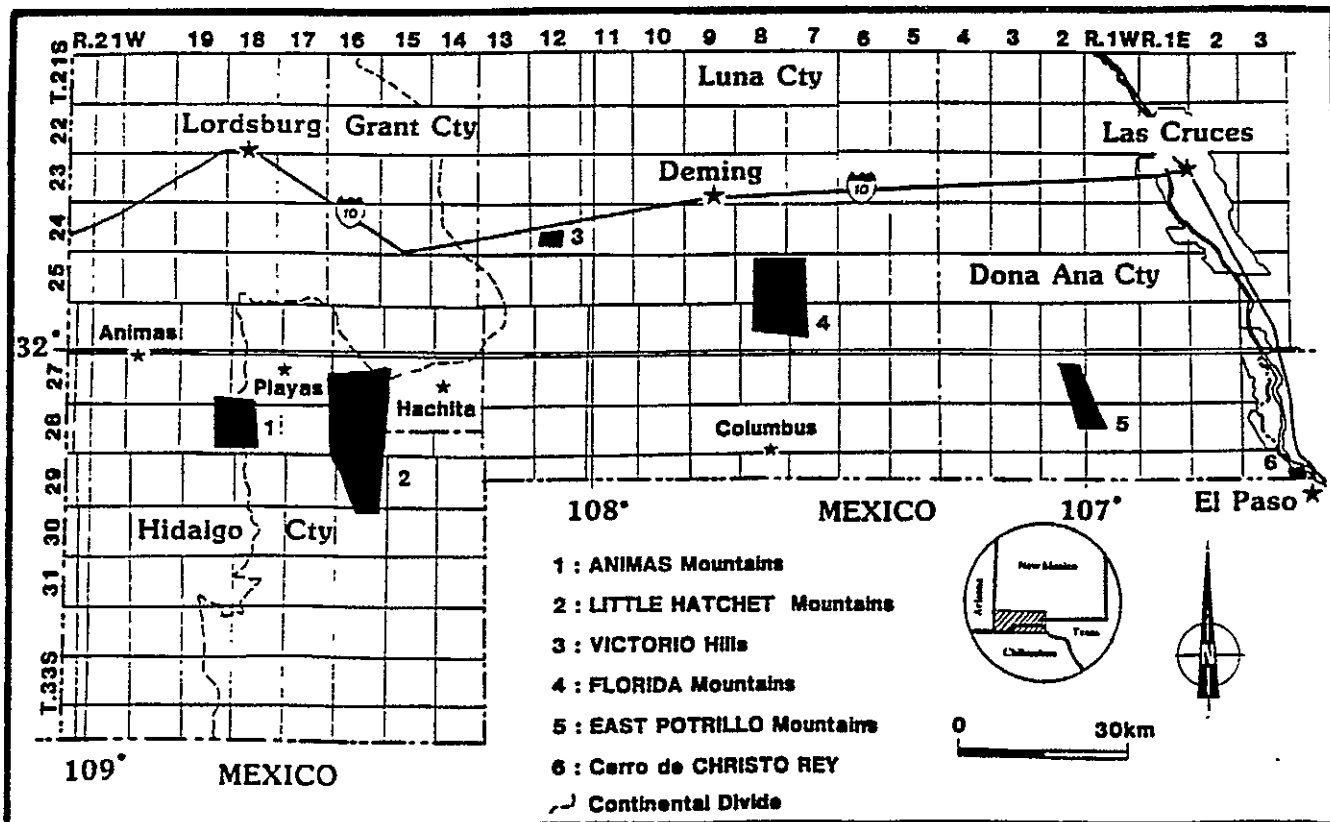
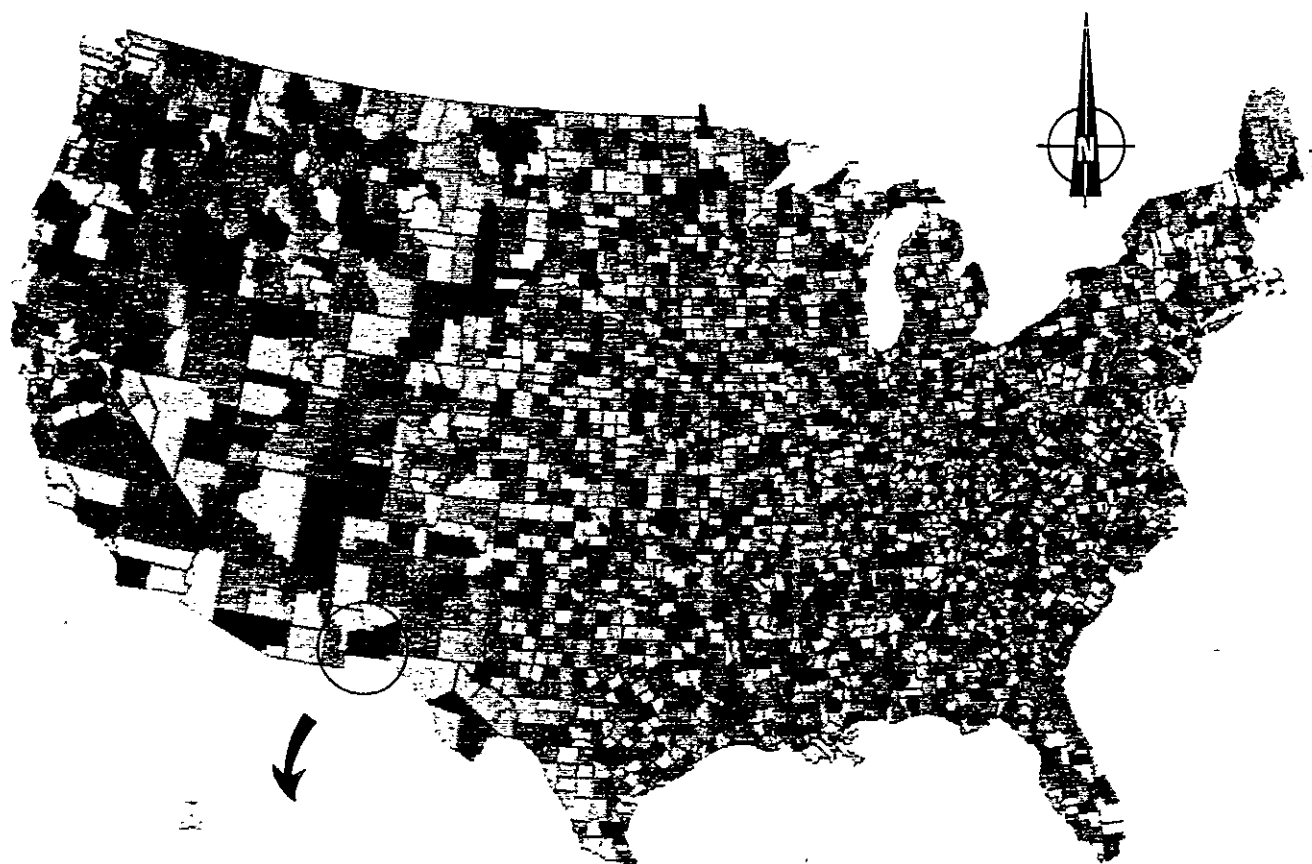


Figure 21 Emplacement des cartes géologiques levées aux confins américano-mexicains et replacées dans le système du Township and Range.

Location in the Township and Range system of the surveyed geologic maps throughout Southwestern New Mexico.

STRATIGRAPHIE

Généralités

I. Le Précambrien : sous-bassement du SW du Nouveau-Mexique

II. Le Paléozoïque du craton nord-américain

III. Le Crétacé inférieur d'obédience téthysienne

IV. Le Campanien supérieur - Maastrichtien : molasses

V. Le volcanisme cénozoïque

Généralités

Cette étude est une description détaillée de la série stratigraphique rencontrée sur le terrain. Dans chaque chaînon montagneux, une colonne lithostratigraphique synthétique est présentée ; à côté de celle-ci, sont indiquées les figures sédimentaires et la localisation des fossiles échantillonnés (astérisque suivie de la lettre f : * f). On se reportera à l'annexe A0 pour la signification des symboles et pictogrammes utilisés. Les fossiles ont été déterminés :

- pour le Paléozoïque, par P.Melloux et Y.Plusquellec de l'Université de Bretagne Occidentale de Brest, par P.Racheboeuf de l'Université Claude Bernard de Lyon et par W.Wornardt de Microstrat Inc. de Denver, Colorado (USA) ;
- pour le Crétacé inférieur, par M.Moullade de l'Université de Nice-Sophia Antipolis et par W.Wornardt de Microstrat Inc. ;
- pour le Campanien-Maastrichtien, par W.Wornardt de Microstrat Inc., par S.Lucas du Museum d'histoire naturelle d'Albuquerque (NM), par B.Kues et Lawton de l'University of New Mexico d'Albuquerque (UNM).

Pour chaque formation, l'expression morphologique, les relations avec les séries sus- et sous-jacentes et les épaisseurs (en mètres) sont présentées. La description des coupes de terrain est donnée de la base au sommet, à l'aide des symboles précédemment introduits.

I. Le Précambrien

Le socle précambrien arme les contreforts meridionaux du Plateau du Colorado (Burro Mountains). Par contre, dans le SW du Nouveau-Mexique, seuls des affleurements de taille réduite sont observés. Ces pointements de socle se trouvent dans la partie centrale des Peloncillo Mountains, dans le Nord des Animas Mountains, dans les Little et Big Hatchet Mountains, dans les Klondike Hills et dans les Florida Mountains (Fig. 22). Le Précambrien est représenté par des granites, des gneiss et des syénites sur lesquels peu de datations existe (Woodward, 1970) ; les âges supposés sont compris entre 1100 et 1800 Ma par analogie avec les autres roches précambriennes du SW des Etats-Unis (Robertson, 1976). De leur côté, Ruiz et al. (1988) indiquent des âges de 1600 à 1700 Ma obtenus sur des xénolithes du NW Chihuahua (datations isotopiques Nd).

Nous n'avons fait que des observations sommaires sur le Précambrien se traduisant par quelques descriptions des principaux types de roches observées dans les massifs du SW du Nouveau-Mexique.

I.1. Les Peloncillo Mountains

Gillerman (1958) y décrit un granite à biotite recouvert en discordance angulaire par des quartzites cambriennes.

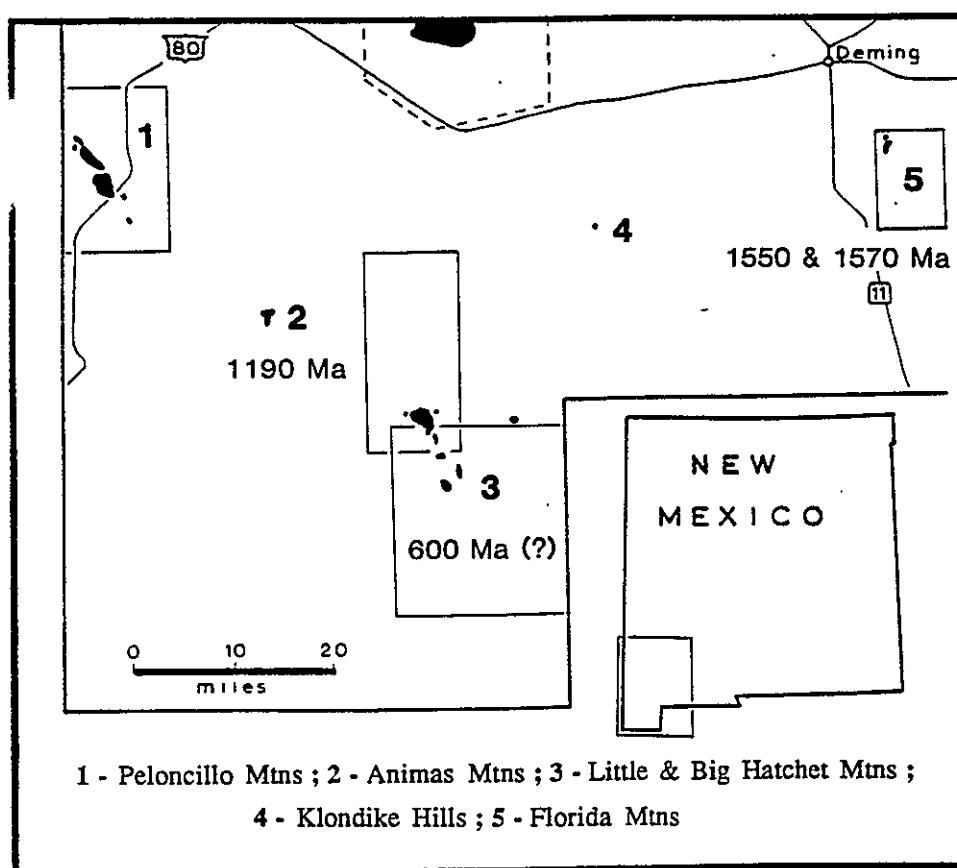


Figure 22 Affleurements précambriens du SW du Nouveau-Mexique (Woodward, 1970).

The Precambrian outcrops throughout SW New Mexico (Woodward, 1970).

I.2. Les Animas Mountains

Le précambrien affleure de manière très éparse dans le Nord de la chaîne : il s'agit d'un granite porphyrique à gros grains dont les pointements sont localisés dans de petits ravins empruntant des couloirs tectoniques. Fortement altéré, il se présente sous la forme d'agrégats où seuls subsistent les grains de quartz et les orthoclases. Un âge de *1190 Ma* a été mesuré sur un granite très altéré (M. Shafiqullah in Clemons & Mack, 1988).

I.3. Les Little et Big Hatchet Mountains

Lasky (1947) et Zeller (1965) ont signalé la présence de granite porphyrique à biotite et à texture de type rapakivi entre les Little et les Big Hatchet Mountains au lieu dit Hatchet Gap. Un âge de *600 Ma*, considéré comme anormal par Woodward (1970), est proposé par Zeller (1965). Cet affleurement de Précambrien est affecté par la tectonique laramienne. Dans les Big Hatchet Mountains, Zeller (1965) note que des granites semblables sont recouverts en discordance angulaire par les quartzites cambriennes de la Formation Bliss.

I.4. Les Klondike Hills

Un granite rose à gros grains est décrit par Griswold (1961).

I.5. Les Florida Mountains

Des gneiss et des syénites à *1550 et 1570 Ma* sont mentionnés par Evans & Clemons (1987). Ils forment l'ossature centrale des Florida Mountains et sont fortement affectés par la tectonique laramienne.

II. Le Paléozoïque

Introduction

II.1. Préambule : nomenclature

- II.1.1. La Formation Bliss (Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur)
- II.1.2. La Formation El Paso (Ordovicien inférieur)
- II.1.3. La Formation Montoya (Ordovicien supérieur)
- II.1.4. La Formation Fusselman (Silurien)
- II.1.5. La Formation Percha (Dévonien supérieur)
- II.1.6. Le Groupe Escabrosa (Mississippien inférieur)
- II.1.7. La Formation Paradise (Mississippien supérieur)
- II.1.8. Le Groupe Naco (Pennsylvano-Permien)

II.2. Les coupes stratigraphiques

- II.2.1. Partie nord des Animas Mountains
- II.2.2. Sierra de Palomas
- II.2.3. Victorio Hills

3. Corrélations stratigraphiques et synthèses régionales

- II.3.1. Le Paléozoïque inférieur : les dépôts du El Paso - Tobosa Basin
- II.3.2. Le Paléozoïque supérieur : les dépôts du Pedregosa Basin

II.4. Conclusions

Introduction. Tant aux Etats-Unis qu'au Mexique, le Paléozoïque est bien connu : la tradition géologique de ces pays a toujours privilégié la stratigraphie et maints auteurs ont contribué, depuis près d'un siècle, à la connaissance et à la description des séries bio- et lithostratigraphiques ; le foisonnement de travaux mentionnés en préambule (chapitre II.1) en est la mesure où aucun élément nouveau n'est apporté, nous reprendrons la nomenclature en vigueur (Fig. 23).

La seconde partie (chapitre II.2) comprend la description de 7 coupes lithostratigraphiques levées dans les Animas Mountains, la Sierra de Palomas et les Victorio Hills (Localisation Annexe A1).

Les colonnes stratigraphiques proposées servent d'éléments de comparaison avec les provinces géologiques environnantes et permettent de dresser, avec l'aide de données bibliographiques, des schémas paléogéographiques (chapitre II.3).

II.1. Préambule : Nomenclature

Ce chapitre retrace brièvement l'évolution de la nomenclature du Paléozoïque au SW du Nouveau-Mexique. Les caractéristiques lithologiques des formations ne sont pas évoquées ici mais dans le chapitre suivant. La Figure 23 sert de référence au lecteur tout au long de cette étude ; il y trouve consignés les noms des formations, leur âge et leur symbole cartographique. Cette nomenclature, définie aux Etats-Unis, est appliquée au Paléozoïque du Mexique (Dyer, 1988). Par ailleurs, les travaux stratigraphiques les plus importants sont reportés dans les Figures 24 à 27 avec l'évolution de la nomenclature.

II.1.1. La Formation BLISS (Cambrien supérieur - Ordovicien inférieur)

Sous le nom de Bliss Sandstones, elle a été décrite pour la première fois par Richardson (1904) près de Fort Bliss, Texas (partie orientale des Franklin Mountains). Kelley & Silver (1952), Flower (1953a, 1953b, 1965 et 1969), Gillerman (1958), Pratt & Jones (1961), Kottowski (1960 et 1963), Zeller (1965), Hayes (1972, 1975 et 1978), Thompson & Jacka (1981), Thompson & Potter (1981), Clemons & Brown (1983), Clemons (1984) et tout dernièrement Stageman (1989), ont contribué de façon fort significative à la connaissance régionale de sa stratigraphie et de son environnement.

La Formation Bliss est diachrone : les âges observés sont de plus en plus jeunes d'ouest en est, témoignant de l'avancée progressive de la mer cambrienne vers le NE sur le craton nord-américain (Flower, 1965 ; Lochman-Balk, 1970). Les auteurs s'accordent à lui attribuer un âge cambrien supérieur (Dresbachian-Trempealeauan) à ordovicien inférieur (Canadian). Elle est subdivisée en 3 membres : Cb1, Cb2 et Cb3 qui ont été observés dans les Animas Mountains et les Florida Mountains (Donnan, 1987 ; Clemons, 1984).

Figure 23 Colonne stratigraphique du Paléozoïque du SW du Nouveau-Mexique (Compilation).






Paleozoic stratigraphic column in Southwestern New Mexico.

Compilation bibliographique d'après : Armstrong (1962) ; Armstrong & Mamet (1978) ; Bachman & Myers (1969) ; Balman (1960) ; Bogart (1953) ; Boscher (1968) ; Clemons (1983, 1984, 1985 et 1989) ; Clemons & Brown (1983) ; Clemons & Mack (1988) ; Corbitt (1971) ; Entwistle (1944) ; Flower (1953, 1965 et 1969) ; Gillerman (1958) ; Gilluly et al. (1954) ; Girty (in Ransome, 1904) ; Gordon & Gratton (1906) ; Griswold (1961) ; Harbour (1972) ; Hayes (1975 et 1978) ; Hedlund (1978) ; Hernon (1935) ; Jicha (1954) ; Jones et al. (1967) ; Kelley & Bogart (1952) ; Kelley & Silver (1952) ; Keyes (1940) ; Kottowski (1960 et 1963) ; Laudon & Bowsher (1949) ; LeMone (1969, 1987 et 1989) ; Lucia (1969) ; Packard (1955) ; Pratt (1967) ; Pratt & Jones (1961) ; Thompson & Potter (1981) ; Richardson (1904 et 1908) ; Stageman (1989) ; Stevenson (1945) ; Stoyanow (1926 et 1936) ; Zeller (1965).

(★) Ages (en Ma) d'après Odin et al. (1982 et 1989). Les précisions sont de l'ordre de +/- 5 à 10 Ma.

(*) Ages (en Ma) préconisés par LeMone (1989) pour la description du Paléozoïque du SW du Nouveau-Mexique.

NB : cf signet pour la correspondance entre les nomenclatures nord-américaine et européenne.

	Discordance angulaire		Concordance		Lacune stratigraphique générale
	Discordance érosionnelle		Equivalents latéraux		

(Ma)	SYSTEMES & PERIODES	Groupes & Formations (Nomenclature SW des Etats Unis)		Symboles cartographiques	Etages américains (standart Am. du Nord)	(Ma)	
245	PERMIEN	NACO GROUP	SANTA RITA Formation		Ochoan Guadalupian	250	
			CONCHA Formation	Pch			
			SHERRER Formation	Psh			
			EPITAPH Formation	Peph	Leonardian		
			COLINA Formation	Pcl	Ph	Wolfcampian	275
290	PENNSYLVANIEN	EARP Formation	Pep	Virgilian		290	
		HORQUILLA Formation	P Ph	Missourian Desmoinesian	310		
310	MISSISSIPPIEN	PARADISE Formation		Mp	Chesterian	330	
		ESCABROSA Group	HACHITA Formation	Me2	Meramecian Osagean Kinderhookian	355	
			KEATING Formation	Mr			
				Me1			
360	DEVONIEN	sup.	PERCHA Formation	BOX Member	Dp2	Famennian	365
				READY PAY Member	Dp1		
						Frasnian	
						Senecan Erian	390
400	SILURIEN				ULSTERIAN	405	
		FUSSELMAN Formation		Sf	Cayugan Niagarian Alexanderian	425	
425	ORDOVICIEN	sup.	MONTOKA Formation	CUTTER Member	Om4	Cincinnati	Richmond
				ALEMAN Member	Om3		
				UPHAM Dolomite	Om2		
				CABLE CANYON Sandstones	Om1		
						Champlainian	455
		inf.	EL PASO Formation	PADRE Member	Oep4	Canadian	Cassinian
				McKELLIGON Member	Oep3		Jeffersonian
				JOSE Member	Oep2		Demingian
				HITT CANYON Member	Oep1		Gasconadian
495	CAMBRIEN	sup.	BLISS Formation	Cb3	Trempealeuan Franconian Dresbachian	500	
				Cb2			
				Cb1			
530						570	

Stratigraphie : le Paléozoïque

II.1.2. La Formation El Paso (Ordovicien inférieur)

Richardson (1904) a proposé le nom de El Paso Limestones pour l'Ordovicien affleurant dans les Franklin Mountains (Texas). En 1909, il a subdivisé les calcaires ordoviciens en deux formations, limitant la Formation El Paso à l'Ordovicien inférieur. En se basant sur des zones fossilifères définies dans les Caballo Mountains (Nouveau-Mexique), Kelley & Silver (1952) ont attribué à la Formation El Paso le statut de groupe ; il se compose des Sierrite Limestones au dessus desquels repose la Formation Bat Cave. De même, Flower (1959 et 1969), LeMone (1969a et b, 1976), Lucia (1969) et Kerans & Lucia (1989) ont décrit l'Ordovicien inférieur sous le vocable de El Paso Group, allant même jusqu'à le subdiviser en 10 formations. Toutefois de nombreux auteurs s'y sont opposés ; Jicha (1954), Zeller (1965), Jones et al. (1967), Pratt (1967), Bachman & Myers (1969), Harbour (1972), Hayes (1975), Clemons (1984 et 1985), Clemons & Osburn (1986) et Mack & Clemons (1988) préfèrent parler de la Formation El Paso (Figures 23 & 24a).

Ces divergences de nomenclature ont été tranchées par Clemons (1982b, 1984 et 1985) ; s'appuyant sur les règles de l'American Commission on Stratigraphic Nomenclature qui stipule qu'une formation doit être au moins cartable à l'échelle 1: 25,000 et qu'un groupe doit comprendre au moins 2 formations, il préconise pour l'Ordovicien inférieur du SW du Nouveau-Mexique, l'usage de la nomenclature établie par Harbour (1972) et Hayes (1975) dans les Franklin Mountains (Texas). La Formation El Paso est ainsi subdivisée en 4 membres : Hitt Canyon, Jose, McKelligon et Padre. Observés dans la zone étudiée, ils sont respectivement indiqués sur les cartes et colonnes, Oep1, Oep2, Oep3 et Oep4. Comme dans le cas de la Formation Bliss, l'âge est diachrone ; la Formation El Paso est attribuée généralement à l'Ordovicien inférieur (Canadian).

<u>RICHARDSON</u> (1908) & <u>ENTWISTLE</u> (1944)	<u>KELLEY & SILVER</u> (1952)	<u>PRATT & JONES</u> (1961) ; <u>HAYES</u> (1975)	Symboles	
MONTOYA Formation <div> "C" Member "B" Member "A" Member </div>	Cutter Formation	Cutter Formation	Om4	425 Ma
	Aleman Formation	Aleman Formation	Om3	
	Upham Dolomite	Upham Dolomite	Om2	
	Cable Canyon Formation	Second Value Dolomite { Cable Canyon Fm	Om1	
				455 Ma

Figure 24b Nomenclature de l'Ordovicien supérieur (Cincinnatian) : Formation Montoya (Om).

The Cincinnatian (upper - Ordovician) Montoya Formation nomenclature.

<u>RICHARDSON</u> (1909)	<u>KELLEY & SILVER</u> (1952)	<u>HAYES</u> (1975) & <u>CLEMONS</u> (1983)	Symboles	
El Paso Formation	Bat Cave Formation	Padre Member	Oep4	485 Ma
		Mc Kelligon Member	Oep3	
	Sierrite Limestones	Jose Member	Oep2	
		Hitt Canyon Member	Oep1	
Bliss Formation	Bliss Formation	Bliss Formation	Cb	500 Ma
				570 Ma

Figure 24a Nomenclature de l'Ordovicien inférieur (Canadian) : Formation El Paso (Oep).

The Canadian (lower - Ordovician) El Paso Formation nomenclature.

II.1.3. La Formation Montoya (Ordovicien moyen à terminal)

Décrite pour la première fois dans les Franklin Mountains par Richardson (1908), elle a donné lieu à de nombreuses controverses ; d'abord subdivisée en 3 membres par Entwistle (1944), elle est élevée au rang de groupe par Kelley & Silver (1952) et subdivisée en 4 formations : Cable Canyon (Om1), Upham (Om2), Aleman (Om3) et Cutter (Om4). Pratt & Jones (1961) et Haves (1975) regroupent les deux formations inférieures en la Formation Second Value Dolomite.

Dans ce mémoire, la nomenclature de Clemons (1985) est reprise (Figures 23 & 24b). La Formation Montoya est attribuée par Flower (1965) et Hayes (1975) à l'Ordovicien moyen à terminal (Cincinnatian).

II.1.4. La Formation Fusselman (Silurien)

Seul représentant du Silurien dans le SW du Nouveau-Mexique, elle a été décrite pour la première fois par Richardson (1908) dans les Franklin Mountains. Darton (1916 et 1917) a observé les mêmes roches dans les Florida Mountains (Luna County, NM), mais leur attribue le nom de Gym Peak Limestones. Keyes (1940), Kelley & Bogart (1952), Bogart (1953), Clemons (1985), Geesaman & Scott (1989) et Garfield & Longman (1989) ont généralisé l'usage du terme Formation Fusselman dans le SW du Nouveau-Mexique, reconnaissant jusqu'à 6 unités différentes. Toutefois, elles n'ont pas été observées sur notre terrain tant la dolomitisation est importante ; seuls les membres Lower dark gray et Upper dark gray de Kottlowski (1960) ont été reconnus dans les Victorio Hills. Le Silurien est regroupé sous l'unique sigle Sf (Figures 23 & 25). Son âge supposé est silurien (Alexandrien - Cayugan) ; toutefois, l'intense dolomitisation et le mauvais état de préservation des fossiles rendent délicates toutes tentatives de datation précise.

<u>RICHARDSON</u> (1908)	<u>DARTON</u> (1916)	<u>BOGARD</u> (1953)	<u>CLEMONS</u> (1985)	Symbole
Fusselman Formation	Gym Peak Limest.	Fusselman Fm	Upper dark grey Member Middle light grey Member Lower dark grey Member	S f

Figure 25 Nomenclature du Silurien : Formation Fusselman (Sf).

The Silurian Fusselman Formation nomenclature.



II.1.5. La Formation Percha (Dévonien supérieur)

Elle a été décrite pour la première fois par Gordon & Graton (1906) dans le Sud du Nouveau-Mexique. Stevenson (1945) a proposé une section stratigraphique type dans la chaîne des Percha Creek, à 4 km au SE de Hillsboro (Nouveau-Mexique) la subdivisant en 2 membres : Ready Pay (Dp1) et Box (Dp2). Des travaux de corrélations générales pour le Silurien du SW du Nouveau-Mexique ont été entrepris par Kelley & Silver (1952) et Bowsher (1968). L'âge de la Formation Percha est dévonien supérieur (Famennian).

II.1.6. Le Groupe Escabrosa (Mississippien inférieur)

Il a été décrit dans les Escabrosa Cliffs par Girty (in Ransome, 1904) près de Bisbee (Az). Armstrong (1962) a mené une étude régionale du Mississippien et divisé ce groupe en deux formations : Keating (Me1) et Hachita (Me2) dont un des équivalents latéraux est la Formation Rancheria (à l'Est du Nouveau-Mexique). La section type proposée par Armstrong est située dans les Chiricahua Mountains en Arizona oriental. Après de nouvelles études stratigraphiques, Armstrong & Mamet (1978) ont subdivisé la Formation Keating en un membre inférieur (Bugle Member : Me1-1) et un membre supérieur (Witch Member : Me1-2) qui n'ont été observés que dans le Nord des Animas Mountains (Figures 23 & 26). La Formation Rancheria a été, quant à elle, décrite par Laudon & Bowsher (1949) dans les Hueco Mountains (Nouveau-Mexique) et dans les Franklin Mountains. Il a été établi par la suite que la Formation Rancheria correspond à l'équivalent latéral pélagique de la Formation de plate-forme Hachita (Griswold, 1961 ; Armstrong, 1962 ; Kottowski, 1963 ; Clemons & Brown, 1983). La limite du talus continental est placée par Armstrong & Mamet (1978) à l'Ouest du haut-fond de Burro-Florida.

Dans cette étude, la Formation Hachita est visible dans les Animas Mountains et la Sierra de Palomas. Un âge Mississippien inférieur (Kinderhookian - Meramecian) est attribué par les auteurs américains.

<u>GIRTY</u> (1904)	<u>LAUDON & BOWSHER</u> (1949) ; <u>GRISWOLD</u> (1961) ; <u>ARMSTRONG</u> (1962) <u>CORBITT</u> (1971) ; <u>ARMSTRONG & MAMET</u> (1978)	Symboles
Escabrosa Group	Hachita Formation  Rancheria Formation	Me2
	Keating Formation  Witch Member Bugle Member	Me1

360 Ma

Figure 26 Nomenclature du Mississippien inférieur (Kinderhookian-Meramecian) : Groupe Escabrosa (Me).
The Kinderhookian-Meramecian (lower-Mississippian) Escabrosa Group nomenclature.

II.1.7. La Formation Paradise (Mississippien supérieur)

Confinée en certains endroits du SW du Nouveau-Mexique, du SE de l'Arizona et du NW de Chihuahua (Mexique), elle a été définie par Stoyanow (1926) dans les Chiricahua Mountains, près de Paradise (Arizona). Parmi les autres contributions, il faut noter : les travaux régionaux de Sabins (1957) dans les Chiricahua Mountains (Arizona) ; de Gillerman (1958) dans les Peloncillo Mountains (Nouveau-Mexique) ; de Zeller (1965) dans les Big Hatchet Mountains (Nouveau-Mexique) et d'Armstrong (1970) et Rupert (1986) dans les Klondike Hills (Nouveau-Mexique). La faune récoltée d'âge Chesterian a été déterminée par Hernon (1935) puis Packard (1955) et Armstrong (1962).

Systèmes Périodes	<u>RANSOME</u> 1904	<u>STOYANOW</u> 1926	<u>GILLULY et al</u> (1954), <u>DIAZ & NAVARRO</u> (1964) <u>ZELLER</u> (1965)	
Permien	Naco Group	Chiricahua Limestone	Santa Rita Sandstone	245 Ma Psa
			Concha Limestone	Pch
			Scherrer Formation	Ps
		Snyder Hill Formation	Epitaph Dolomite	Pept
			Colina Formation	Pcl
		Naco Formation	Earp Formation	Pep
Pennsylvanien			Horquilla Limestone	IP Ph 310 Ma

Figure 27 Nomenclature du Pennsylvanien-Permien (Desmoinesian-Guadalupean) : Groupe Naco.
The Desmoinesian-Guadalupean (Pennsylvanian-Permian) Naco Group nomenclature.

II.1.8. Le Groupe Naco (Pennsylvanien-Permien)

Il recouvre le Pennsylvanien et le Permien. Nommé originellement par Ransome (1904) dans les Naco Hills du SE de l'Arizona, il a connu plusieurs révisions de nomenclature (Fig. 27). Stoyanow (1936) le redéfinit et le subdivise en trois formations : Naco s.s., Snyder Hill et Chiricahua. Cette classification est restée inchangée jusqu'aux travaux de Gilluly et al. (1954) et Diaz & Navarro (1964) qui divisent l'original Naco Group en 7 formations : Horquilla (IP-Ph), Earp (Pep), Colina (Pcl), Epitaph (Peph), Scherrer (Psh), Concha (Pch) et Santa Rita (Psa).

Zeller (1965) a appliqué cette nomenclature dans le SW du Nouveau-Mexique (Big Hatchet, Little Hatchet et Animas Mountains). Par souci de cohérence avec les travaux précédents, elle est adoptée dans ce mémoire. Grâce aux faunes qu'ils contiennent, le Pennsylvanien et le Permien de la région étudiée sont datés avec précision (Desmoinesian-Guadalupean).

II.2. Les Coupes stratigraphiques

Dans ce chapitre, trois colonnes stratigraphiques synthétiques sont proposées, chacune étant élaborée à partir de plusieurs coupes levées au sein d'une même unité tectonique : dans le Nord des Animas Mountains (Hidalgo County, NM), la Sierra de Palomas au Nord de l'état de Chihuahua au Mexique et dans les Victorio Hills (Luna County, NM).

II.2.1. Le Paléozoïque de la partie nord des Animas Mountains

Le Paléozoïque, largement représenté dans la partie nord des Animas Mountains, a fait l'objet de plusieurs études antérieures. Citons parmi celles-ci : le travail de Soule (1972) qui, en notice à sa carte géologique couvrant la chaîne en donne la première description stratigraphique détaillée et les travaux de Zeller (1965 et 1970), de Dre... (1986) et de Donnan (1987) dont les cartes au 1/24 000 sont de précieux documents de base.

Dans ce chapitre, nous présentons une colonne stratigraphique synthétique complète du Paléozoïque (Fig. 28) et deux coupes détaillées : celle de Johnson Canyon (Sec. 7 et 18 ; T. 28S. ; R. 18W.) pour le Paléozoïque inférieur et celle de Ringbone Pass (Sec. 1 et 12 ; T. 28S. ; R. 19W.) pour le Paléozoïque supérieur (Figures 29 & 30 ; Localisation Fig. A1.1).

II.2.1.a. Coupe de Johnson Canyon : le Paléozoïque inférieur

Elle montre, dans d'excellentes conditions, la base du Paléozoïque. Le contact avec le Précambrien affleure et aucun accident structural ne perturbe la succession sédimentaire. Le pendage général des couches est de 25° à 30° vers le nord. Tour à tour sont présentées : la Formation cambro-ordovicienne Bliss subdivisée en 3 sous-unités lithostratigraphiques ; les formations ordoviciennes El Paso et Montoya chacune subdivisée en 4 membres et enfin la Formation Percha du Dévonien supérieur (Fig. 28).

+ Formation Bliss (Cb)

. Affleurement et expression morphologique

Des grès à ciment quartzeux affleurent très bien dans la partie centrale du Nord des Animas Mountains où ils délimitent une combe dans laquelle apparaît le socle précambrien. Leur forte résistance à l'érosion et leur nature quartzueuse leur confèrent un aspect caractéristique ; ils forment une vire rocheuse de plusieurs mètres d'épaisseur que l'on peut suivre dans toute la partie centrale de la chaîne.

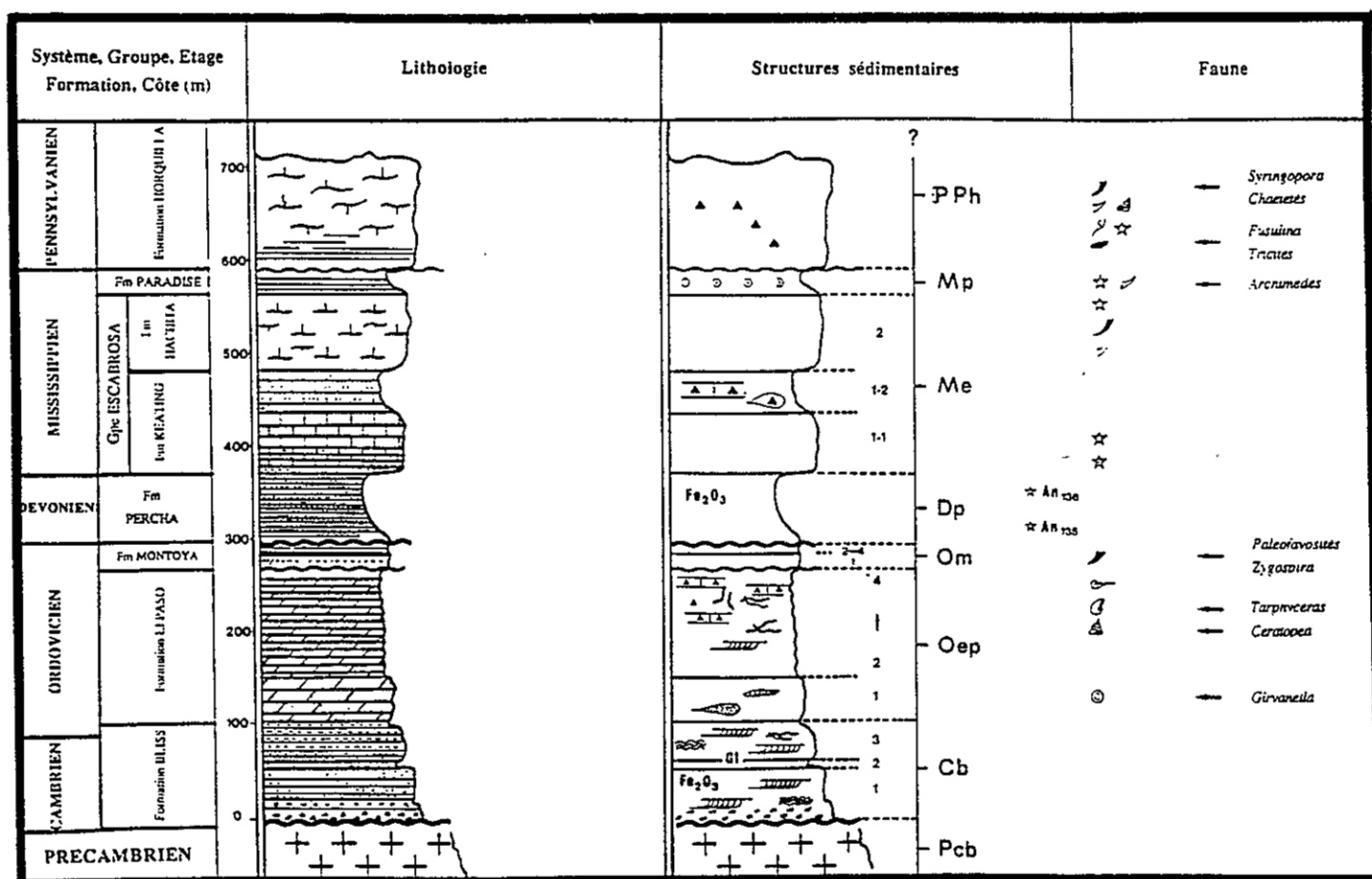


Figure 28 Colonne stratigraphique du Paléozoïque du Nord des Animas Mountains (Hidalgo Cty, NM).

Synoptic stratigraphic column for the Paleozoic strata, Animas Mountains (Hidalgo County, NM).

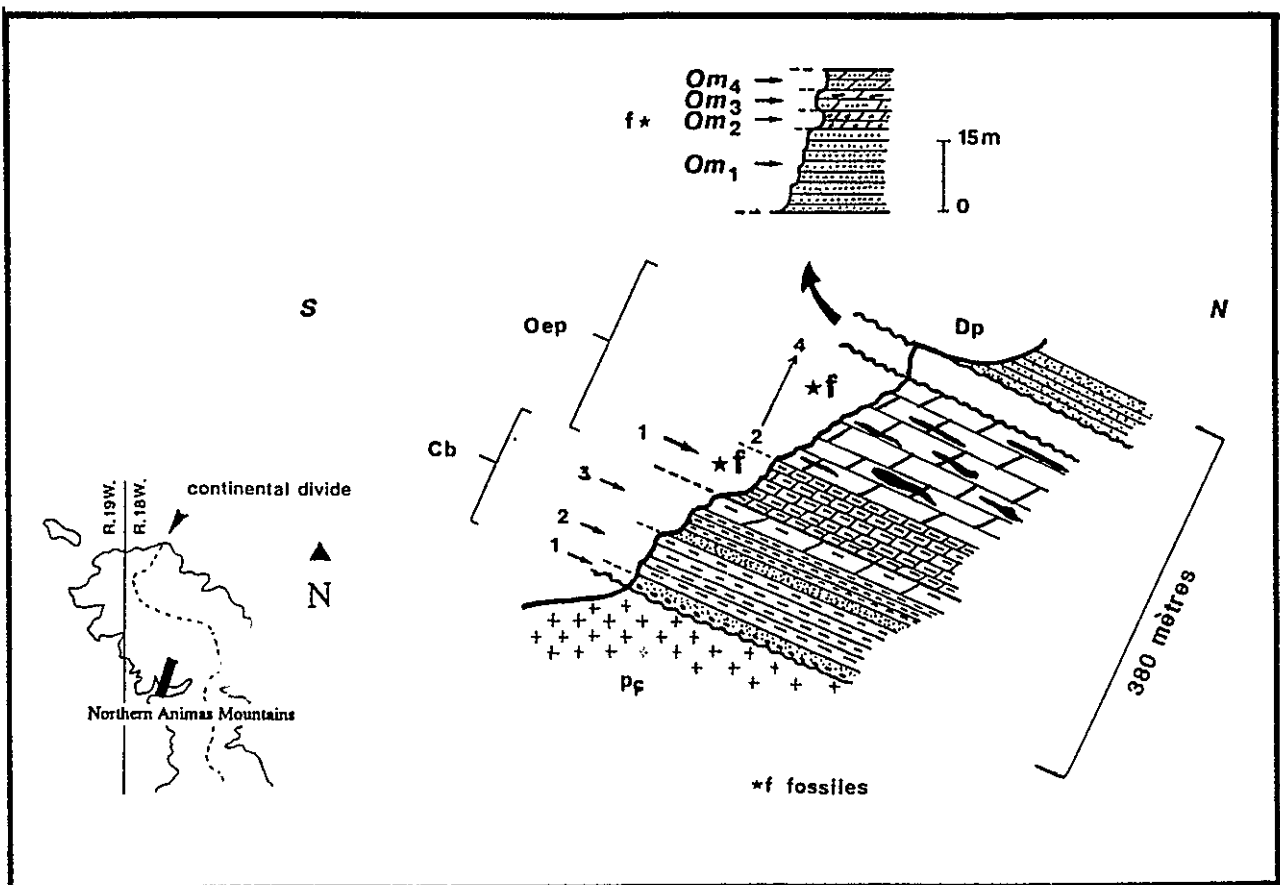


Figure 29 Coupe de Johnson Canyon, Animas Mountains : le Paléozoïque inférieur.

The Johnson Canyon stratigraphic section, Animas Mountains : the Lower-Paleozoic strata.

. Relation avec le Précambrien

Le contact est discordant et ravinant ; les premiers bancs conglomératiques du Cambrien reposent sur une surface fortement érodée, et parfois, les conglomérats de la Formation Bliss remplissent des poches creusées à même le granite témoignant d'une forte érosion du Précambrien avant l'arrivée du Paléozoïque.

. La formation (100 à 110 m)

Une coupe complète a été mesurée, et 3 unités ont été distinguées (Fig. 29) :

Cb1 : 54 à 57 m d'orthoquartzites blancs en bancs de 20 à 40 cm d'épaisseur. A la base, on trouve 3 à 6 m de grès arkosiques en bancs plus fins, au sein desquels s'intercalent des niveaux conglomératiques à éléments précambriens. Ces niveaux ravinent par endroits les granites du socle. Les bancs de quartz sont sub-anguleux à sub-arrondis et sont relativement mal triés. Ces orthoquartzites montrent localement des stratifications entrecroisées et des rides de plage indiquant des conditions de dépôt côtier. Sont également présents, quelques niveaux à hématite dont l'altération donne des passées rougeâtres ;

Cb2 : 3 à 6 m d'une alternance de grès quartzeux bien lités à glauconie vert-brun et de pélites glauconieuses de couleur d'altération verte ;

Cb3 : 45 m de quartzites blancs à violets, bien lités, en bancs de 80 cm à 100 cm d'épaisseur montrant d'abondantes stratifications entrecroisées et à 14 m de la base de nombreuses bioturbations sur la surface des bancs. Celles-ci représentent un excellent niveau repère pour la Formation Bliss et témoignent de conditions de dépôt dans un environnement intertidal. Dans les 25 m supérieur, quelques passées gréseuses plus grossières et arénacées s'intercalent dans les quartzites.

. Age

En l'absence de fossiles, il n'est pas possible de lui donner un âge précis ; reposant sur le socle précambien, sa base pourrait être protérozoïque. D'après sa position stratigraphique et notamment d'après l'âge de la Formation El Paso sus-jacente, les auteurs américains lui attribuent un âge Cambrien supérieur à Ordovicien inférieur (Stageman, 1989) adopté dans cette étude.

+ Formation El Paso (Oep)

. Affleurement et expression morphologique

Largement représentée dans la chaîne, sa lithologie dominante est le calcaire. Quelques passées dolomitiques et chertiques, localement très importantes, donnent aux affleurements, un aspect chiné et bigarré caractéristique. Ces bancs «diaprés» arment de petites marches topographiques reposant sur les vires rocheuses soulignées par la Formation Bliss sous-jacente.

. Relation avec la Formation Bliss

Le passage entre ces deux formations est graduel et sans discordance visible. Le cycle sédimentaire amorcé au Cambrien supérieur se poursuit passant progressivement de grès quartzitiques grossiers à des dépôts marno-calcaires. La base de la Formation El Paso est placée arbitrairement au banc où la proportion de grès calcaireux et dolomitiques l'emporte sur celle des quartzites purs.

. La Formation (170 à 180 m)

Des 4 membres décrits par Hayes (1975), seul le membre inférieur de Hitt Canyon (Oep1) a été reconnu. Fortement dolomitisés, les Membres Jose, McKelligon et Padre sont regroupés en un seul ensemble (**Fig. 29**).

Oep1 : 50 m de dolomies intraclastiques saccharoïdes de couleur d'altération brun-clair en constituent les premiers bancs. De nombreuses passées sableuses sont présentes dans le bas du membre ; vers le haut, leur fréquence a tendance à diminuer. Des structures algaïres (*Girvanella*) ont été observées.

Oep2 à 4 : 120 m à 130 m de dolomies biogéniques massives de couleur brune constituent le corps principal de la Formation El Paso. Elles se présentent en bancs réguliers de 80 cm à 100 cm d'épaisseur ; leur aspect régulier n'a pas permis de différencier ces membres. On y distingue toutefois de nombreuses lentilles de cherts qui, parfois forment des lits de 2,5 à 15 cm d'épaisseur. Ceux-ci sont très abondants dans le 1/3 supérieur où l'alternance des niveaux dolomitiques de couleur brun-clair et de ces passées chertiques de couleur orange-foncé, confère à l'ensemble son aspect rubané typique. De nombreuses bioturbations et terriers sont présents, soulignant le caractère littoral du dépôt. Des fossiles silicifiés parmi lesquels des Gastéropodes (*Ceratopora*), des Céphalopodes (*Tarphyceras*) et des fragments de Pélécypodes de l'Ordovicien inférieur, sont localement abondants.

. Age

D'après les faunes recueillies, et en accord avec Stageman (1989), un âge Ordovicien inférieur (Canadian) est attribué à la Formation El Paso.

+ Formation Montoya (Om)

. Affleurement et expression morphologique

Les bancs de dolomies silicifiées de la Formation Montoya forment des rides morphologiques bien marquées dans la topographie ; elles chapeautent les bancs diaprés de la Formation El Paso. Dans la partie nord des Animas Mountains, son épaisseur varie de 0 à 25 mètres ; une forte érosion pré-dévonienne est à l'origine de cette lacune.

. Relation avec la Formation El Paso

Une lacune stratigraphique accompagnée d'un léger ravinement souligne le passage de la Formation El Paso à la Formation Montoya témoignant d'un arrêt dans la sédimentation à la fin de l'Ordovicien inférieur.

. La formation (0 à 25 m)

Malgré la faible épaisseur de la série, les 4 membres de Kelley & Silver, (1952) ont été reconnus dans les Animas Mountains : Om1 (Cable Canyon Member), Om2 (Upham Member), Om3 (Aleman Member) et Om4 (Cutter Member) ; il s'agit d'une série condensée dans laquelle tous les termes sont représentés sous forme réduite.

Om1 : 15 m de quartzites brun-noir dont les grains atteignent parfois le centimètre.

Om2 : 3 m de dolomies biogéniques brun-foncé, massives, en bancs de 80 à 100 cm d'épaisseur dans lesquelles apparaissent des lentilles de cherts de 5 à 15 cm d'épaisseur et de couleur blanchâtre. Des Echinodermes, des Brachiopodes et des Madréporaires de l'Ordovicien supérieur (*Paleofavosites* et *Zygospira*) sont présents.

Om3 : 3 m d'une alternance de dolomies brunes et de cherts noirs en lamines de 2,5 à 7,5 cm d'épaisseur. Ces cherts intercalés dans les bancs dolomitiques de 5 à 15 cm d'épaisseur, forment jusqu'à 40% de cette unité. Contrairement à Om2, aucun fossile n'a été recueilli.

Om4 : 4 m de dolomies microcristallines à sub-lithographiques de couleur brun-noir avec de nombreuses coquilles de Brachiopodes silicifiés et des fragments d'Echinodermes dans les niveaux supérieurs.

. Age

Les Brachiopodes et des Tabulés du niveau Om2 indiquent un âge Ordovicien supérieur (Cincinnatian), en accord avec Flower (1965) et Hayes (1975).

+ Formation Percha (Dp)

. Affleurement et expression morphologique

Les affleurements des pélites de la Formation Percha sont rares dans les Animas Mountains. Dans le paysage, leur reconnaissance est basée essentiellement sur leur expression topographique ; elles forment, entre les bancs dolomitiques résistants de la Formation Montoya et les barres calcaires du Groupe Escabrosa, des pentes douces couvertes de colluvions de couleur rosâtre à violet. Les bons affleurements sont limités aux arroyos et autres « lignes » topographiques. Par ailleurs, de par sa nature pélique, la Formation Percha est incompétente ; située entre deux formations compétentes, elle est intensément déformée, plissée et faillée.

. Relations avec la Formation Montoya

Une lacune stratigraphique est présente à la base de la Formation Percha. Elle témoigne d'une forte érosion pré-Dévonien supérieur décrite par Greenwood & Kottowski (1975) et générale dans le SW du Nouveau-Mexique. Dans les Animas Mountains, elle a grandement affecté le Silurien qui est absent et l'Ordovicien supérieur dont l'épaisseur varie entre 0 et 25 m. La limite érosionnelle la plus occidentale de la Formation Fusselman (Silurien) se situe dans le SW du Nouveau-Mexique à l'Est des Animas Mountains.

. La formation (75 m)

Puissante de 75 m, elle consiste en une alternance de silts très finement lités de couleur rose à violet et de calcaires microcristallins de couleur rose-saumon qui constituent environ 50% de la série. Les deux membres définis par Stevenson (1945) n'ont pas été reconnus ici. La couleur d'altération rose à violet-foncé est caractéristique de la Formation Percha dans les Animas Mountains ; elle est liée à la présence d'hématite diagénétique comme l'attestent les lames AN 135 et AN 136. Il est à noter que les argiles grises considérées par certains auteurs comme caractéristiques (Stevenson, 1945 ; Kelley & Silver, 1952) n'ont été trouvées qu'en un seul point de la chaîne ; cette particularité lithologique apparaît ainsi comme une anomalie par rapport aux autres descriptions stratigraphiques du Dévonien. Par ailleurs, aucun fossile n'a été trouvé.

II.2.1.b. Coupe de Ringbone Pass : le Mississippien et le Pennsylvanien

De très nombreux accidents perturbent la continuité de la série ; 4 failles normales confèrent à la coupe une structure en horst et graben au sein de laquelle affleurent le Groupe Escabrosa (Mississippien inférieur), la Formation Paradise (Mississippien supérieur) et la Formation Horquilla (Pennsylvanien). Le pendage des couches est de 35° à 45° vers le NW, excepté dans la partie nord où la Formation Paradise occupe les flancs sud et nord d'un large synclinal ouvert (Fig. 30).

+ Groupe Escabrosa (Me)

. Affleurement et expression morphologique

Les calcaires massifs du Mississippien inférieur sont parmi les constituants lithologiques les plus représentés dans les Animas Mountains ; ils forment d'imposantes falaises grises armant les reliefs les plus élevés. Ces promontoires morphologiques sont d'autant plus mis en évidence dans la topographie qu'ils sont encadrés par les pentes douces des Formations Percha et Paradise.

. Relation avec la Formation Percha

Ces calcaires massifs reposent en légère discordance stratigraphique sur les pélites vert-violet du Dévonien. Armstrong et al., (1979) plaident en la faveur d'un tel contact qui est général dans toute la région.

. Le groupe (195 m)

Les subdivisions lithostratigraphiques définies par Armstrong & Mamet (1978) ont été observées dans les Animas Mountains. Malgré l'intensité des déformations laramiennes, ont été distinguées («a», Fig. 30) : la Formation

Keating (Me1) composée d'un membre inférieur (Bugle Member noté Me1-1) et d'un membre supérieur (Wich Member noté Me1-2) et la Formation Hachita (Me2).

Me1-1 : 25 m d'une alternance de wackestones à oolites de couleur grise et à Echinodermes et de calcaires plus grossiers à crinoïdes. On passe ensuite à 40 m de calcaires biogéniques massifs à Echinodermes, de couleur gris-sombre constituant une première vire rocheuse.

Me1-2 : 50 m d'une alternance de lutites grises, finement litées à pellets et à cherts dont la teinte d'altération est brun-foncé se présentant sous la forme de nodules ou de lits plus ou moins continus dont l'épaisseur varie de 2,5 à 25 cm.

Me2 : 80 m de calcaires construits massifs à Echinodermes, Coraux solitaires et Brachiopodes formant une falaise dont les à-pics surplombent les vires sous-jacentes. Il est à noter qu'il ressemble à la Formation Horquilla du Pennsylvanien.

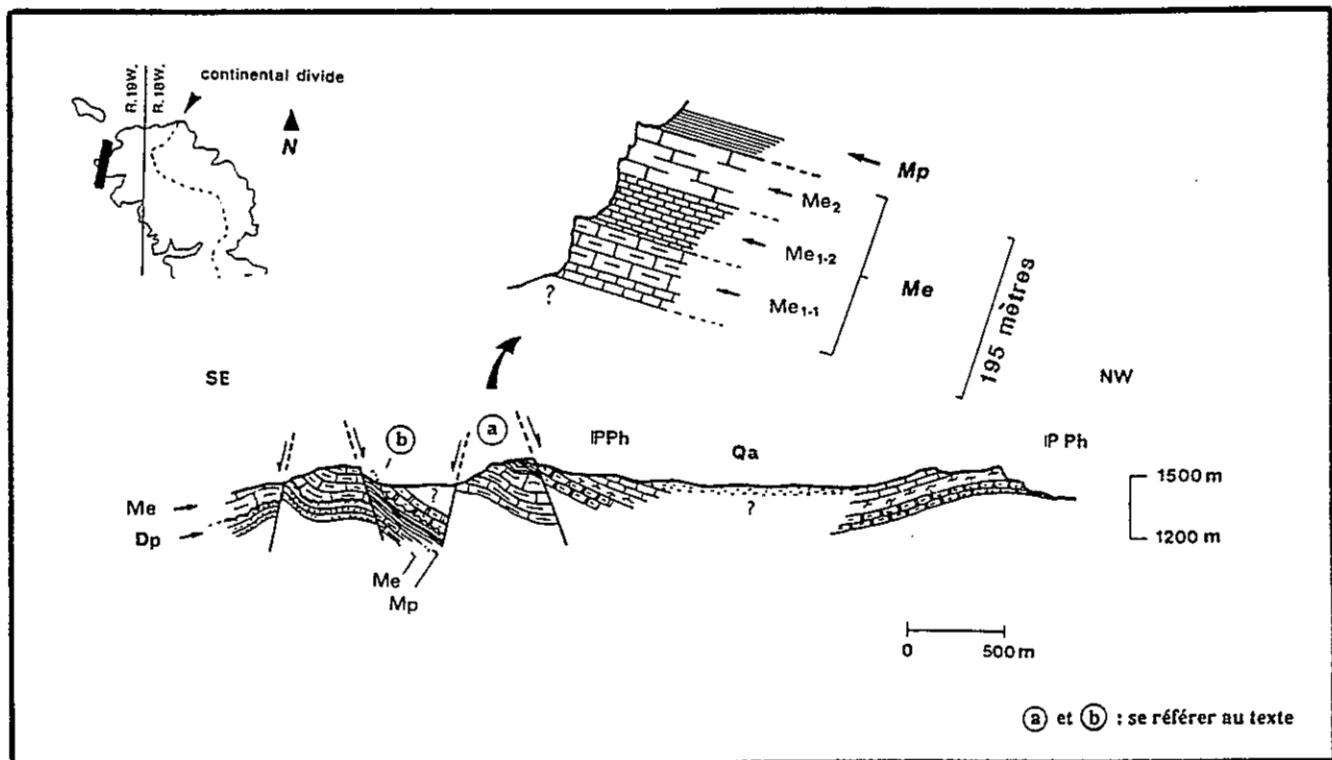


Figure 30 Coupe de Ringbone Pass, Animas Mountains : le Paléozoïque supérieur.

The Ringbone Pass stratigraphic section, Animas Mountains : the Upper-Paleozoic strata.

+ Formation Paradise (Mp)

. Affleurement et expression morphologique

Les lutites brun-rouge de la Formation Paradise forment des reliefs émoussés entre les vires rocheuses du Mississippien sous-jacent et les falaises sommitales de la Formation Horquilla.

. *Relation avec le Groupe Escabrosa*

Le passage entre ces deux formations est graduel, indiquant une continuité dans la sédimentation au Mississippien.

. *La formation (25 à 30 m)*

Elle consiste en une alternance de lutites de couleur orange-rouge à violet et de micrites brunes oolitiques et finement litées en lits de 2,5 à 60 cm d'épaisseur. Quelques rares Echinodermes, Brachiopodes et Bryozoaires sont présents, parmi lesquels *Archimedes* du Mississippien supérieur. Du fait de l'intensité des déformations laramiennes, elle présente de nombreuses variations d'épaisseur ; les plissements, redoublements tectoniques et failles inverses observés rendent délicate l'évaluation exacte de son épaisseur. Packard (1955) indique 58 m ; cette évaluation nous semble trop élevée, et nous proposons 25 à 30 m.

. *Age*

D'après la détermination du Bryzoaire *Archimedes* et en accord avec Hernon (1935), Packard (1955) et Armstrong (1962), un âge Mississippien supérieur (Chesterian) lui est attribué.

+ **Formation Horquilla (IP-Ph)**

. *Affleurement et expression morphologique*

La lithologie dominante est un calcaire gris-clair en gros bancs formant d'imposantes falaises sommitales qui, avec le Groupe Escabrosa du Mississippien, constituent les vires rocheuses et les promontoires abrupts des Animas Mountains.

. *Relation avec la Formation Paradise*

Une discordance érosionnelle est observée à la base («b» Fig. 30) ; elle reflète une période d'érosion à la fin du Mississippien.

. *La formation (115 m et plus ?)*

Elle débute par 15 m d'une alternance de lutites roses et d'arénites ressemblant fortement aux strates du Mississippien sous-jacent. 90 m de calcaires gris-clair constituent la partie supérieure. Sur les surfaces exposées aux intempéries, ces calcaires présentent un aspect rugueux et une couleur d'altération rose-pâle. De rares cherts sont présents et de nombreux fossiles du Permien ont été échantillonnés et déterminés : Fusulines (*Fusulina* et *Triticites*), Echinodermes, Bryozoaires, Brachiopodes, Gastéropodes et Coraux silicifiés (*Chaetetès* et *Syringopora*).

. *Age*

Les fossiles échantillonnés sur cette coupe permettent d'assigner, en accord avec Zeller (1965), un âge Wolfcampien inférieur (Permien) à la Formation Horquilla.

II.2.2. Le Paléozoïque supérieur de la Sierra de Palomas

Les coupes stratigraphiques décrites intéressent le Paléozoïque supérieur jusqu'au Permien moyen. Essentiellement composée de carbonates et de quelques passées clastiques, la colonne levée revêt une importance particulière ; il s'agit de l'unique affleurement de Paléozoïque dans le Nord de l'état de Chihuahua. Seul le puits Pemex 1 Chinos situé quelques 25 km au sud, offre également une coupe complète ; aussi, la Sierra de Palomas est-elle un jalon stratigraphique majeur. Les travaux géologiques antérieurs se limitent à des reconnaissances minières et à quelques tentatives de stratigraphie locale : Diaz & Navarro (1964) sont les auteurs d'une brève synthèse stratigraphique ; Zeller (1965) compare les formations rencontrées dans la Sierra de Palomas avec celles des Big Hatchet Mountains, quelques 35 km au NW ; Tovar (1969), Lopez-Ramos (1969, 1982 et 1988), et Ross (1978a & b) contribuent à l'étude du Paléozoïque et à l'extension mexicaine du Bassin de Pedregosa. On doit à Lopez-Ramos (1982), la seule carte actuellement disponible de la Sierra. La majorité des travaux les plus récents sont des mémoires de Master of Sciences non publiés ; parmi ceux-ci : celui de Holland (1980) sur l'étude sédimentaire de la Formation Horquilla ; celui de Phillips (1986) sur la stratigraphie générale de la Sierra et enfin celui de Sivils (1988a) sur la Sierra de Palomas en général. Celle-ci est également mentionnée par Wilson (1986) dans sa synthèse sur le Bassin de Pedregosa et par Sivils & Philipps (1986) dans un article traitant de la géologie régionale du Nord de l'état de Chihuahua. Enfin, la nomenclature américaine est appliquée au Paléozoïque mexicain (Dyer, 1988).

Trois coupes stratigraphiques ont été levées : celle de l'Arroyo Grande pour le Mississippien, celle du Cerro la Hoya pour le Pennsylvanien-Permien et celle de la Sierra Alta pour le Permien. Leur localisation se trouve sur la Figure A1.2 (en annexe) et la Figure 31 présente une colonne stratigraphique synthétique du Paléozoïque de la Sierra de Palomas.

II.2.2.a. Coupe de l'Arroyo Grande : le Mississippien

Le Mississippien comprend 2 unités lithostratigraphiques distinctes observées dans la Sierra de Palomas : le Groupe Escabrosa (Me) surmonté par la Formation Paradise (Mp). La coupe proposée est située le long de l'Arroyo Grande sur le flanc occidental d'un anticlinal très ouvert localisé sur la façade orientale de la sierra. Les couches ont un pendage général de 15° à 20° vers l'ouest et aucun accident structural ne vient interrompre la continuité stratigraphique (Fig. 32).

+ Groupe Escabrosa (Me) : Mississippien inférieur

. Affleurement et expression morphologique

Ces calcaires massifs affleurent de manière continue dans toute la Sierra de Palomas et en constituent l'armature inférieure de la façade orientale.

. Contact basal

Il n'est pas visible dans la Sierra de Palomas. Par contre, Thompson et al. (1978) décrivent une discordance angulaire entre la Formation Percha sous-jacente et la base du Groupe Escabrosa dans le puits Pemex 1 - Chinos situé à 50 km au SE de la sierra ; cette discordance est générale dans le SW du Nouveau-Mexique.

. Le groupe (160 m)

Un ensemble de 160 m d'épaisseur de calcaires néritiques gris-clair, massifs, attribués à la Formation Rancheria, constitue l'essentiel du Groupe Escabrosa. De nombreux débris de Crinoïdes sont présents de même que de rares

Brachiopodes indéterminables. Des grains de calcite recristallisés apparaissent en relief dans la partie supérieure de la section où des lits de cherts blancs de 2 à 6 cm d'épaisseur et de couleur d'altération rosâtre s'intercalent dans la série. Plus résistants que les bancs sous-jacents, ils forment des marches topographiques caractéristiques.

+ Formation Paradise (Mp) : Mississippien supérieur

. Affleurement et expression morphologique

Située entre les calcaires résistants du Groupe Escabrosa et les grès rouges de la Formation Horquilla, elle occupe généralement des dépressions en bas de pente. Ce profil topographique présentant un talus encadré de deux falaises calcaires est une des clés pour la reconnaissance, dans la morphologie, du Mississippien et du Pennsylvanien.

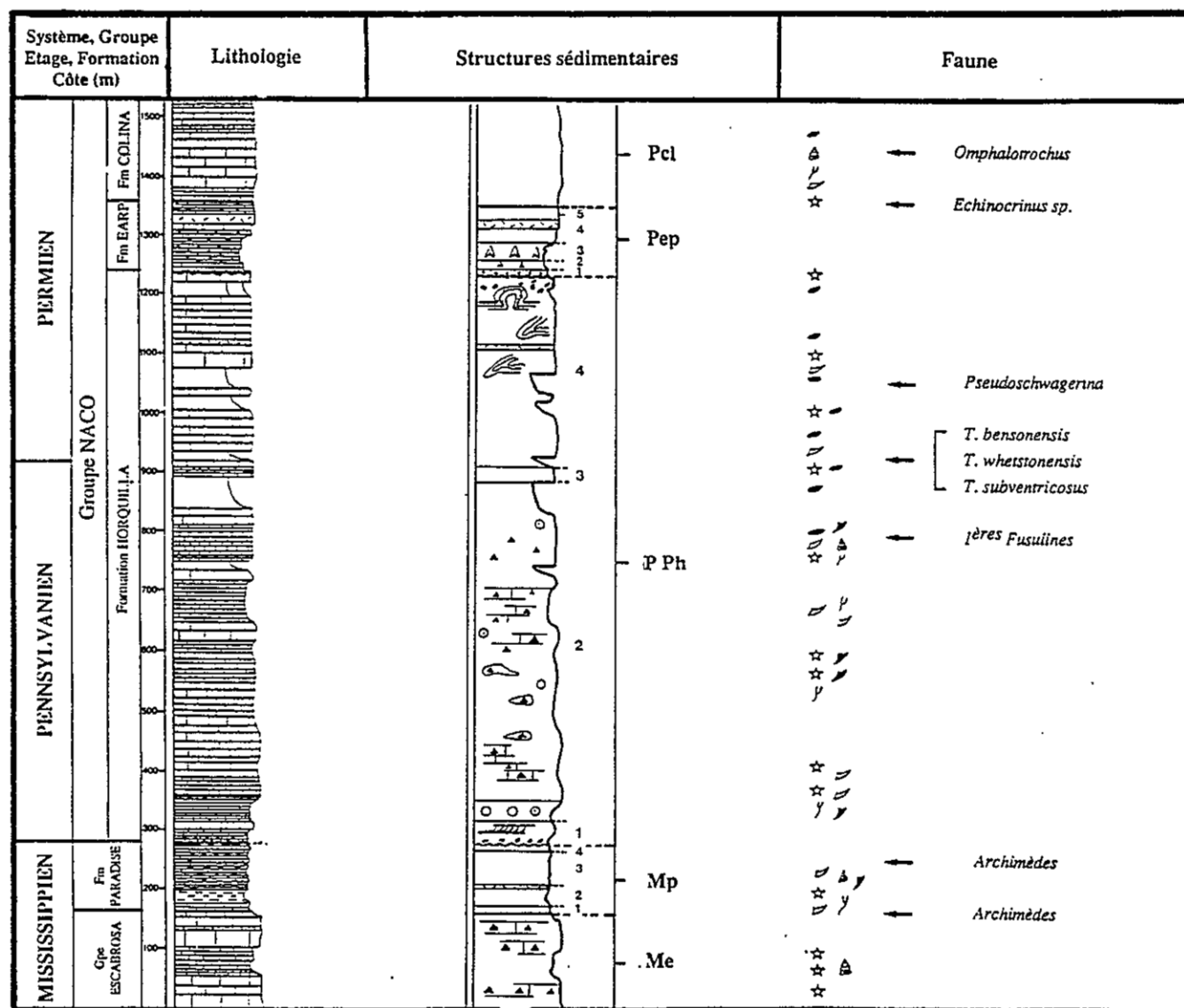


Figure 31 Colonne stratigraphique du Paléozoïque supérieur de la Sierra de Palomas (Chihuahua).
Synoptic column for the Upper-Paleozoic strata of the Sierra de Palomas (Chihuahua).

. Relation avec le Groupe Escabrosa

Le passage entre le Groupe Escabrosa et la Formation Paradise est graduel. Le contact est placé arbitrairement au banc où les calcaires résistants gris à Crinoïdes et à cherts du Groupe Escabrosa, passent aux calcaires silteux moins résistants et de couleur «havane» caractéristiques des niveaux inférieurs de la Formation Paradise.

Formation (125 m)

: des critères lithologiques, on distingue 4 membres :

Mp1 : 16 m de calcaires silteux, finement lités, de couleur «havane» avec de nombreux fossiles : des Bryozoaires du Mississippien supérieur très bien conservés (*Archimèdes*), des Coraux solitaires, des Gastéropodes, des Brachiopodes et des débris de Crinoïdes ;

Mp2 : 40 m de pélites couleur «havane», très finement litées, azoïques et très fissiles avec de rares passées carbonatées azoïques de 3 à 4 cm d'épaisseur. Au sommet, un sill dioritique, d'épaisseur inférieure à 5 m est présent ("d", Fig. 32) ;

Mp3 : 63 m d'une alternance de calcaires silteux et fossilifères et de pélites azoïques. L'assemblage fossilifère est identique à celui décrit dans l'unité Mp1 ;

Mp4 : Les 6 m supérieurs de la Formation Paradise sont composés de bancs de calcaires cristallins très purs, sublithographiques avec une riche faune composée de Bryozoaires *Archimèdes*, de Crinoïdes, de Coraux et de Brachiopodes.

. Age

En accord avec Hernon (1935) et Armstrong (1962), le Bryzoaire *Archimèdes* permet de proposer un âge mississippien supérieur (Chesterian) pour cette formation.

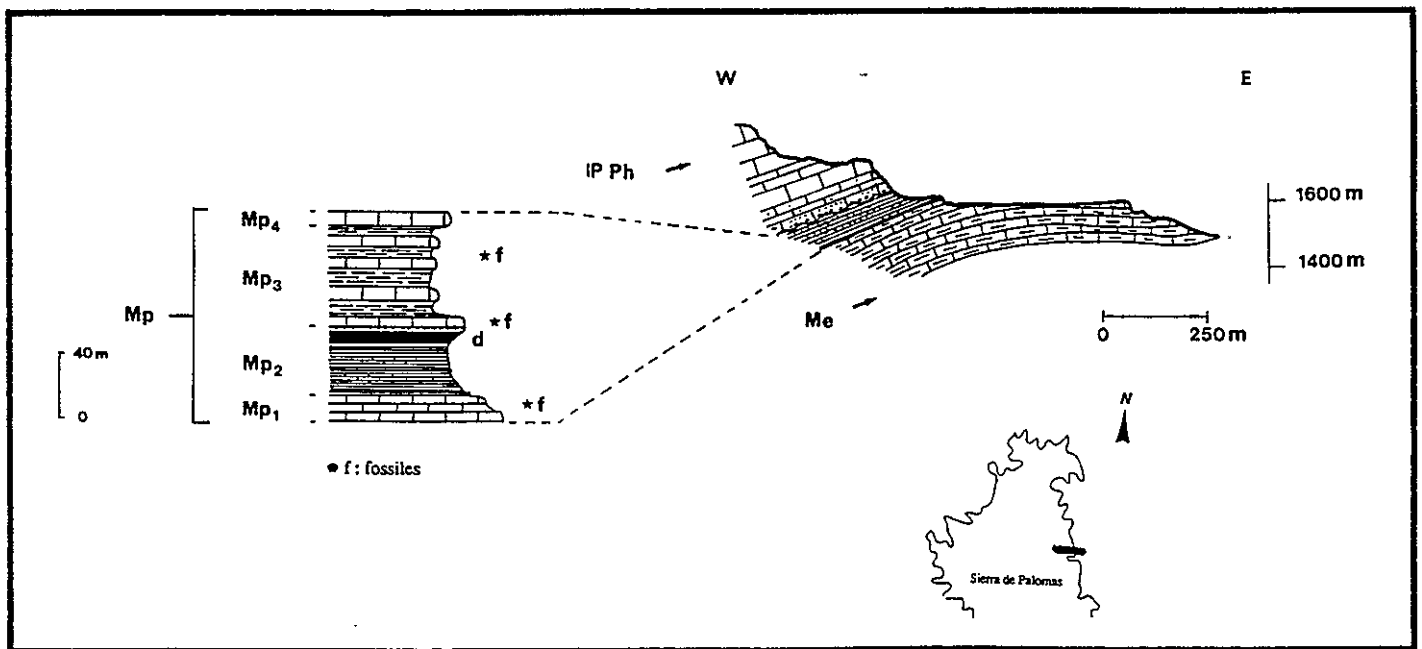


Figure 32 Coupe de l'Arroyo Grande, Sierra de Palomas : le Mississippien.

The Arroyo Grande stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Mississippian strata.

II.2.2.b. Coupe du Cerro la Hoya : la Formation Horquilla (IP-Ph) (Pennsylvanien-Permien)

Tant pour le Pennsylvanien que pour le Permien, les formations définies par Gilluly et al. (1954) affleurent dans la Sierra de Palomas. La coupe décrite est située au NE de la sierra, sur le flanc oriental d'un relief nommé, par les rancheros locaux, Cerro la Hoya ; le pendage général des couches est de 25° à 30° vers le SW. D'un point de vue structural, un accident chevauchant à vergence NE tronque le sommet de la série ; il n'a pas été possible de trouver une section stratigraphique qui ne soit pas affectée par cet accident. Une faille normale de pendage NE, interrompt également cette coupe ; toutefois son rejet peu important n'a en rien gêné les mesures.

. Affleurement et expression morphologique

C'est l'unité stratigraphique la mieux représentée dans la sierra ; avec le Groupe Escabrosa, cette formation arme la plupart des reliefs. Très résistants à l'érosion, ses calcaires forment d'imposantes falaises avec des parois verticales de plus de 100 m de hauteur. Plus de 900 m de série ont été mesurés sur cette coupe (Fig. 33).

. Relation avec le Groupe Escabrosa

Une lacune stratigraphique accompagnée de ravinement est présente à la base de la Formation Horquilla. Cette discontinuité est présente dans toute la région ; dans la Sierra de Palomas, on estime que quelques dizaines de mètres de la Formation Paradise sous-jacente ont été érodés et que le hiatus stratigraphique couvre une période correspondant au Chester time supérieur, en réponse à l'orogénèse Antler (Zeller, 1965 et Sabins, 1957). Le contact de base de la Formation Horquilla est marqué par un banc de grès très mal triés et d'aspect vacuolaire résultant de la dissolution de galets de calcaires remaniés.

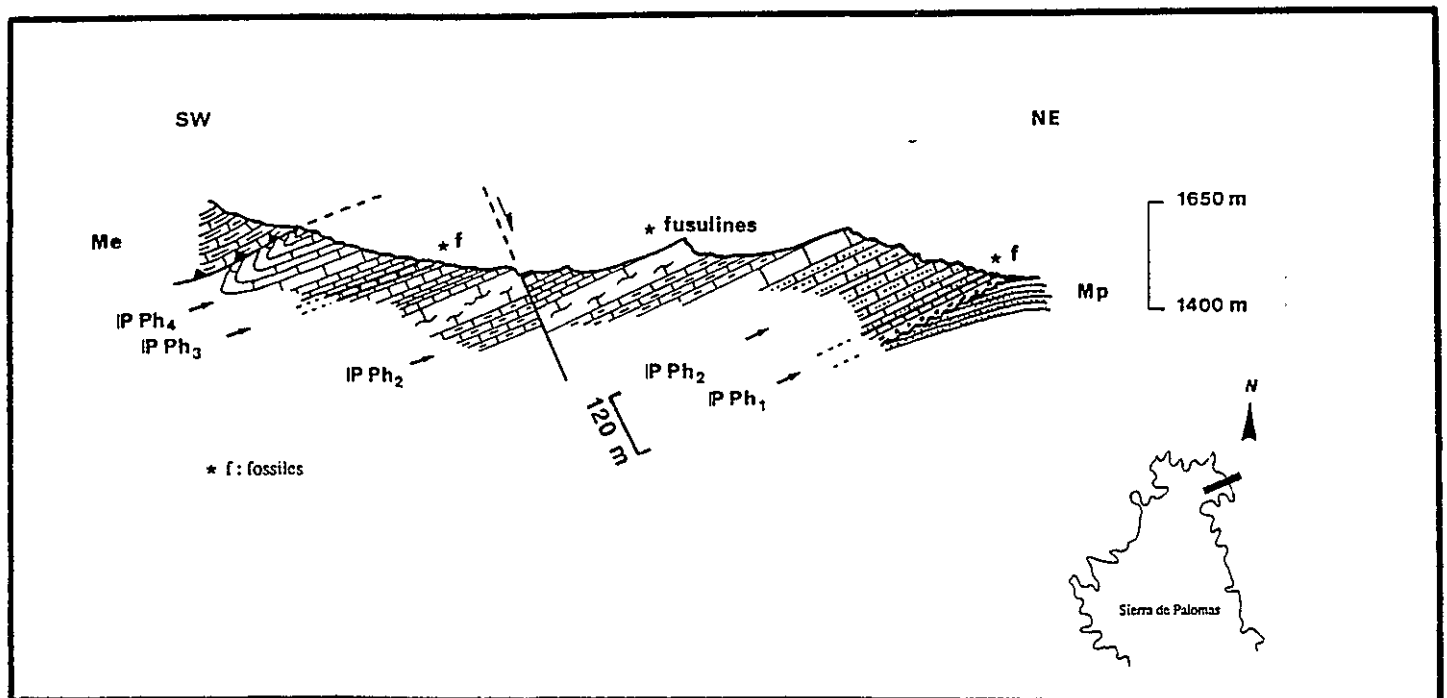


Figure 33 Coupe du Cerro la Hoya, Sierra de Palomas : le Pennsylvanien-Permien.

The Cerro la Hoya stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Pennsylvanian-Permian strata.

. La formation (935 m et plus ?)

Quatre unités lithostratigraphiques ont été distinguées :

IP-Ph1 : 30 m de calcaires gréseux, mal triés, à laminations entrecroisées. A la base, se trouve un banc de conglomérat «vacuolaire» de 1 à 1,5 m d'épaisseur, différent lithologiquement de l'unité basale décrite par Zeller (1965) dans les Big Hatchet Mountains où il s'agit d'une calcarénite sans clastes ;

IP-Ph2 : 550 m de calcaires massifs en gros bancs, constituants principaux des falaises qui forment l'armature supérieure de la sierra. A la base, de nombreux oolites et fossiles recristallisés sont présents : Crinoïdes, Brachiopodes, Bryozoaires et Coraux solitaires. Quelques dizaines de mètres au dessus, apparaissent les premiers cherts de couleur d'altération gris-noir ; caractéristiques de la formation (Zeller, 1965), ils se présentent en nodules ou en fins lits de 2 à 5 cm d'épaisseur. Les premières Fusulines font leur apparition à +465 m au dessus du niveau conglomératique de l'unité IP-Ph1. Très éparses et de petite taille, elles sont en général mal préservées ; aucune structure interne ne peut être reconnue et leur intense recristallisation ne permet pas de les extraire de leur gangue rocheuse. Ainsi, il ne nous a pas été possible de les déterminer. Plus on monte dans la série, plus leur nombre et leur taille augmente ; une alternance de calcaires construits et de micrites très riches en Fusulines forment le 1/3 supérieur de l'unité. Une faille normale de pendage NE et de rejet égal à 70 m environ, vient perturber la continuité stratigraphique de la série. La limite Permien-Pennsylvanien est située au niveau de l'unité stratigraphique IP-Ph3, soit à +610 m au dessus du niveau conglomératique de la base de la formation ;

IP-Ph3 : 20 m de calcaires fins renfermant une très belle faune de Fusulines avec *Triticites benzonis*, *T. whetstonensis*, *T. subventricosus* d'âge Virgilien moyen - Base du Permien - (Sivijls, 1988). Au dessus, apparaissent les bancs à *Pseudoschwagerina* typiques du Permien (Zeller, 1965) ;

IP-Ph4 : 335 m (et plus ?) de biomicrites à Fusulines et de mudstones à Brachiopodes, Crinoïdes et fragments de Coraux. Au sommet, on trouve un conglomérat calcaire atteignant au maximum 50 cm d'épaisseur. Des mud-mounds de 10 à 15 m d'épaisseur sont présents, de même que des figures de glissements sédimentaires qui sont importantes pour la détermination de la position paléogéographique du Bassin de Pédregosa, lieu de sédimentation du Paléozoïque depuis le Permien inférieur (Zeller, 1965 ; Gramont, 1988). Du fait de la présence d'un accident chevauchant, seuls 335 m de série ont pu être mesurés ; il s'agit là d'une épaisseur minimale.

. Age

Conformément aux travaux de Zeller (1965) et Sivijls (1988), l'âge Pennsylvanien-Permien basal de la Formation Horquilla a été établi grâce à la détermination des différentes Fusulines.

II.2.2.c. Coupe de la Sierra Alta : le Permien inférieur et moyen

Cette coupe est située dans la partie nord-occidentale de la Sierra de Palomas, au lieu dit Sierra Alta. (Localisation en annexe A1, Fig. A1.2). Les couches présentent un pendage général de 25° à 35° vers le NE et aucun accident structural n'est présent. Pour cette coupe, les formations Earp (Pep), Colina (Pcl) et Epitaph (Peph) sont décrites.

+ Formation Earp (Pep)

. Affleurement et expression morphologique

Comme tout le Permien de la région, la Formation Earp est très silteuse et contient un fort pourcentage de gypse ; de ce fait, elle est sujette à l'érosion. Dans le NW de la Sierra de Palomas, appuyée sur les imposantes falaises armées par la Formation Horquilla, elle forme des pentes douces reconnaissables dans le paysage par la couleur

«havane» des bancs gréseux, principaux constituants de la formation (Fig. 34).

. Relation avec la Formation Horquilla

La base de la Formation Earp affleure en de rares endroits et spécialement dans la partie septentrionale de la sierra où le contact est placé à la base du conglomérat calcaire qui repose avec une légère discordance sur les calcaires de la Formation Horquilla.

. La formation (110 m)

Cinq unités ont été mis en évidence dans la Sierra de Palomas (Fig. 34) :

Pep1 : 3 à 7 m de grès très bien triés à la base desquels on trouve un banc conglomératique de 0,5 à 1 m d'épaisseur remobilisant des galets de calcaires pennsylvaniens ;

Pep2 : 20 m d'une alternance de micrites gris à jaune «havane» et de fines lamines de gypse de 1 à 5 cm d'épaisseur ;

Pep3 : 7 m de gypse saccharoïde ;

Pep4 : 56 m de pélites brunes, très fissiles et finement litées avec un sill dioritique rose et de 15 cm d'épaisseur («d», Fig. 34) dans la partie supérieure ; aucune bande de recristallisation n'a été observée en bordures de ce sill ;

Pep5 : 20 m de calcaires silteux azoïques.

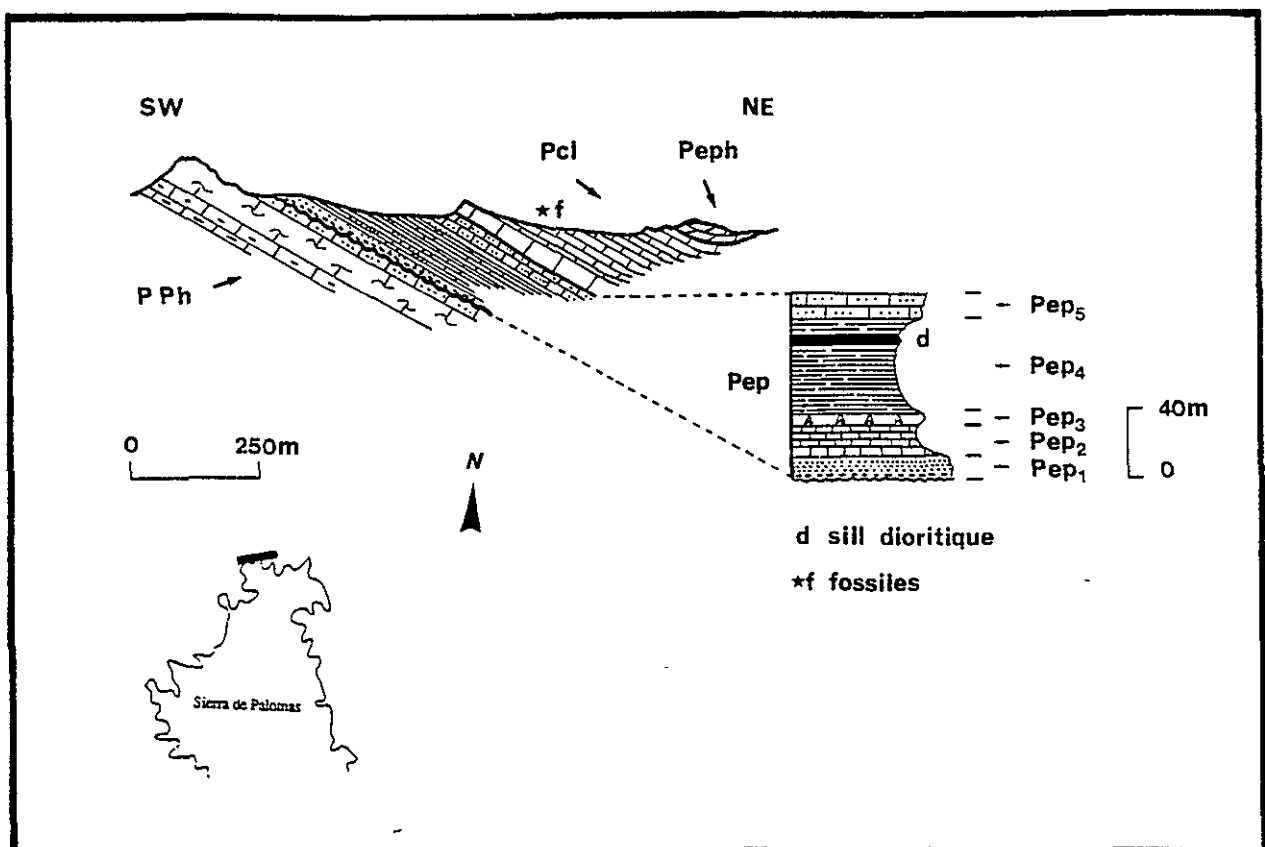


Figure 34 Coupe de la Sierra Alta, Sierra de Palomas : le Permien.

The Sierra Alta stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Permian strata.

. Age

Diaz & Navarro (1964), indiquent la présence de fossiles du Permien inférieur (Wolfcampien) dans les niveaux supérieurs de cette formation. Pour notre part, aucune faune n'a été trouvée.

+ Formation Colina (Pcl)*. Distribution et expression morphologique*

Elle affleure dans des synclinaux ; résistante à l'érosion, elle forme de petites falaises couronnant les pentes douces de la Formation Earp.

. Relation avec la Formation Earp

Le contact de base de la Formation Colina est partiellement exposé ; il est arbitrairement placé au sommet des bancs calcaires silteux de la Formation Earp, juste sous la vire rocheuse formée par les calcaires gris sombre à Gastéropodes de la formation Colina. Le passage est graduel (Fig. 34).

. La formation (160 m)

La Formation Colina est affectée par la tectonique laramienne avec de nombreuses répétitions structurales rendant l'évaluation de son épaisseur difficile. Elle est composée de calcaires sub-lithographiques gris-noir, en bancs épais et à cassure conchoïdales. Des Gastéropodes, des Echinodermes, des Coraux solitaires, des Brachiopodes et de rares Fusulines sont présents parmi lesquels deux sont caractéristiques de la formation : l'Echinoderme *Echinocrinus sp.* et le Gastéropode *Omphalotrochus sp.* du Permien moyen (Wolfcampien à Léonardien) (Gilluly et al., 1954 ; Sabins, 1957 et Nielson, 1978).

. Age

En accord avec Gilluly et al. (1954) et Zeller (1965), un âge Permien moyen (Wolfcampien à Léonardien) est attribué à la Formation Colina.

+ Formation Epitaph (Peph)*. Distribution et expression morphologique*

Modérément résistantes à l'érosion, les dolomies de la Formation Epitaph forment de petites vires rocheuses de couleur d'altération jaune-orange à gris-clair.

. Relation avec la Formation Colina

La limite inférieure de la Formation Epitaph a été placée au banc où les dolomies de couleur orangée surmontent en concordance les calcaires gris-pâles de la Formation Colina (Fig. 39).

. La formation (10 m)

Du fait des complications structurales, seuls 10 m de dolomies azoïques ont pu être mesurés. Il s'agit d'une

dolomie lithographique, très finement litée et de couleur brun-»havane» sur cassure fraîche. Le contact supérieur n'est pas observé à cause de la tectonique et de l'érosion.

. Age

L'âge de la Formation Epitaph est déduit de sa position stratigraphique : Léonardien pour Gilluly et al. (1954) ; Wolfcampian à Léonardien pour Zeller (1965). Permien moyen

II.2.3. Le Paléozoïque des Victorio Hills

Parmi les îlots montagneux disséminés dans les plaines désertiques du SW du Nouveau-Mexique, le massif des Victorio Hills d'une altitude moyenne de 1600 m, est représenté par un ensemble de collines. Son ossature principale est constituée par une ride armée par des volcanites tertiaires ; au sud, on distingue deux autres rides composées de sédiments mésozoïques (Crétacé inférieur) et paléozoïques. Seuls l'Ordovicien et le Silurien sont présents dans les Victorio Hills. Deux coupes localisées en annexe A1 (Fig. A1.3) sont décrites dans ce chapitre (Figures 35 & 36) : celle de Quarry Hill (Sec. 28 ; T. 24S. ; R. 12W.) concernant la Formation El Paso de l'Ordovicien inférieur et celle de Mine Hill (Sec. 33 ; T. 24S. ; R. 12W.) présentant les formations Montoya et Fusselman de l'Ordovicien supérieur et du Silurien. Il est à noter que la tectonique laramienne, très intense dans les Victorio Hills, occulte souvent les contacts stratigraphiques. Les calcaires ordoviciens de la Formation El Paso sont les roches les plus anciennes à l'affleurement (Fig. 35).

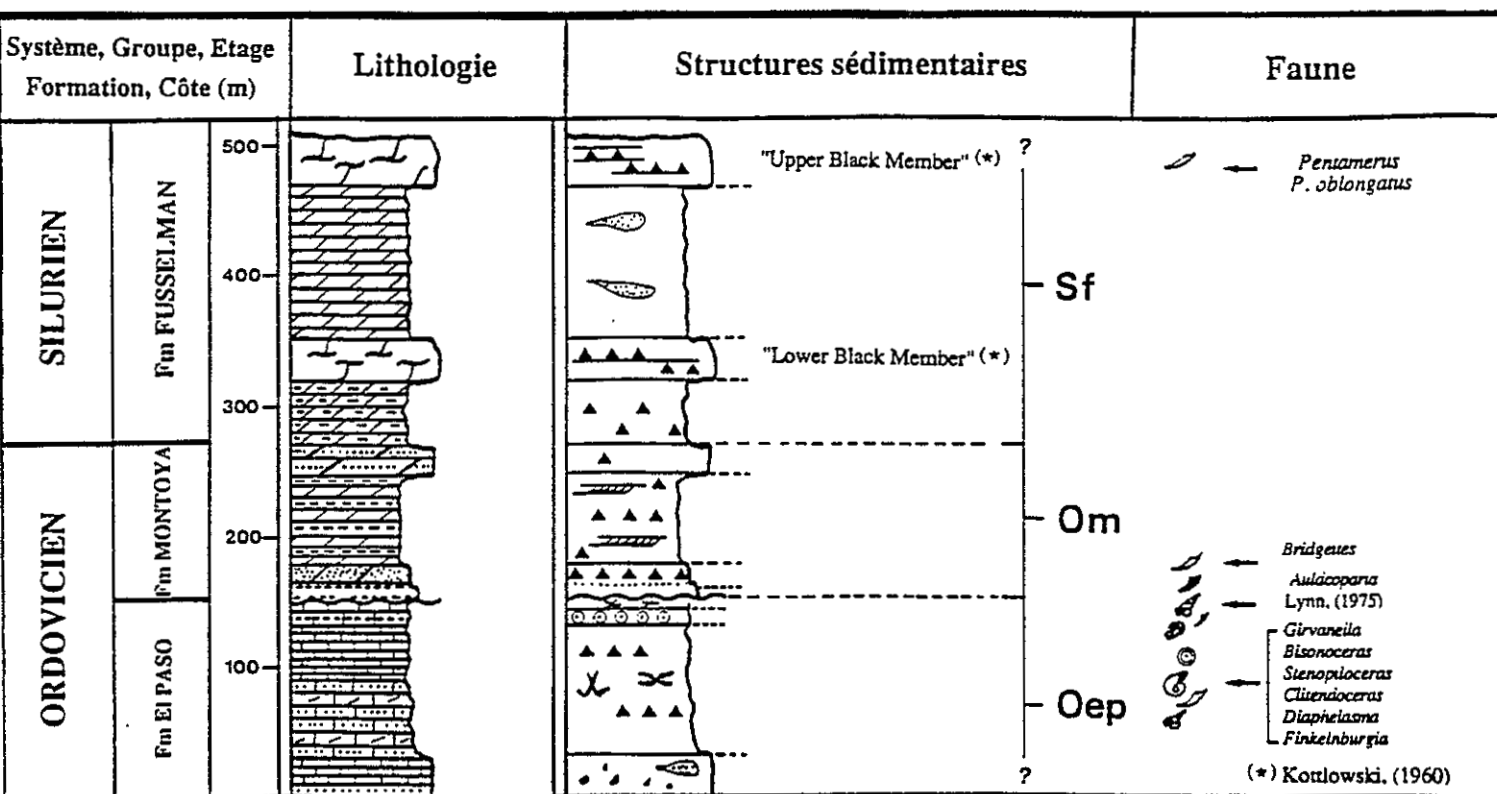


Figure 35 Colonne stratigraphique du Paléozoïque inférieur des Victorio Hills (Luna County, NM).

Synoptic column for the Lower-Paleozoic strata of the Victorio Hills (Luna County, NM).

II.2.3.a. Coupe de Quarry Hill : la Formation El Paso (Oep) (Ordovicien inférieur)

Cette colline se trouve à l'Est des Victorio Hills ; elle est exclusivement composée de bancs de calcaires massifs appartenant à la Formation El Paso qui ont donné lieu à une exploitation intensive ; des carrières entaillent ainsi les flancs occidentaux et méridionaux de la colline donnant des coupes fraîches. Les couches, d'azimut général N115°E, présentent un pendage de 25 à 35° vers le SW (Fig. 36).

. Affleurement et expression morphologique

Les calcaires de la Formation El Paso forment, dans le paysage, une succession régulière diaprée de petites marches topographiques caractéristiques. La série décrite ci-dessous est la plus complète que l'on puisse trouver dans les Victorio Hills.

. Relation avec les séries sous-jacentes

Aucun affleurement de Cambrien n'a été décrit dans les Victorio Hills. Les bancs de la Formation El Paso sont tronqués à leur base par une faille inverse plate à vergence N-NE ; ainsi, les calcaires ordoviciens reposent sur les calcaires à Huîtres du Crétacé inférieur (Formation U-Bar) en position inverse. Cet accident laramien de direction N100°E et à vergence N-NE, a été nommé Quarry Hill Thrust (cette étude).

. La formation (150 m)

Des 4 unités lithostratigraphiques définies par Harbour (1972) et Hayes (1975), seules les 3 premières ont été observées ici : Hitt Canyon (Oep1), Jose (Oep2) et McKelligon (Oep3).

Oep1 : 137 m d'une alternance monotone de calcaires dolomitiques silteux et arénitiques de couleur gris-sombre forment cette unité basale. Les grains de quartz des passées gréseuses sont très bien triés. De très nombreux terriers, cherts et bioturbations apparaissent, dégagés par l'érosion différentielle à la surface de bancs. Les 30 premiers mètres de la section sont azoïques. On passe ensuite à 59 m d'une alternance de bancs de calcaires silteux et dolomitiques de couleur grise renfermant de nombreux débris de fossiles : Gastéropodes et Céphalopodes. Cette première unité se termine par 48 m de calcaires fins à Céphalopodes, Brachiopodes et Gastéropodes. Parmi lesquels on note les Céphalopodes *Bisonoceras*, *Stenopiloceras* et *Clitendoceras* et les Brachiopodes *Diaphelasma* et *Finkelburgia* de l'Ordovicien inférieur (Lynn, comm. personnelle). Des spécimens de *Girvanella* ont également été observés dans la partie supérieure.

Oep2 : 9 m de micrites gris-noir et fétides à oolites constituent cette unité communément appelée Oolite zone (Flower, 1964). Une myriade d'oolites mélangés à des bioclastes sont présents avec des Brachiopodes, des Gastéropodes et des débris de Trilobites. Lynn (1975) reporte la présence du Trilobite *Aulacoparia* de l'Ordovicien.

Oep3 : Seuls 3 m de biomicrites sombres ont été observés dans les Victorio Hills. L'érosion combinée avec les complications structurales, sont à l'origine de l'absence de la partie sommitale de la Formation El Paso. Parmi les très nombreux fossiles présents signalons le Gastéropode de l'Ordovicien inférieur *Bridgeites*.

. Age

La détermination des faunes recueillies permet de confirmer l'âge Canadian (Ordovicien inférieur) généralement attribué à la Formation El Paso (Lynn, 1975 ; Thorman & Drewes, 1980).

II.2.3.a. Coupe de Mine Hill : Ordovicien et Silurien

Mine Hill est la colline la plus méridionale des Victorio Hills. Elle est intensément tectonisée et minéralisée et a fait l'objet d'une concession minière octroyée au début du siècle qui a pris fin en 1918. Près de 2 millions de \$ d'argent, de plomb, d'or, de zinc et de cuivre y ont été extraits (Warner et al., 1959 ; Kottowski, 1961). La section présentée ici se trouve sur son flanc septentrional (Sec. 33 ; T. 24S. ; R. 12W.) ; elle est perturbée par de nombreuses failles et filons minéralisés. Les bancs présentent un azimuth de N110°E et un pendage de 35° à 40° vers le SW (Fig. 36).

+ Formation Montoya (Om)

. Affleurement et expression morphologique

Les bancs dolomitiques de la Formation Montoya présentent un aspect chiné et alvéolé typique de l'Ordovicien supérieur. Ils forment de sombres falaises et ressauts topographiques ruiniformes et cavernaux. Malgré une tectonisation intense déjà signalée, il a été possible de mesurer une coupe complète.

. Relation avec la Formation El Paso

Un contact érosionnel et une légère discordance stratigraphique ont été observés à la base de la Formation Montoya.

. La formation (117 m)

Les 4 unités lithostratigraphiques définies par Kelley & Silver (1952) ont été reconnues dans les Victorio Hills : Cable Canyon (Om1), Upham (Om2), Aleman (Om3) et Cutter (Om4).

Om1 : 5 m de grès dolomitiques brun-sombre forment une première falaise caractéristique chapeautant les bancs de calcaires diaprés uniformément réglés de la Formation El Paso sous-jacente. La légère discordance stratigraphique de la base est soulignée par un niveau de micro-conglomérats d'une épaisseur variant de 20 à 50 cm. La stratification originelle, de même que les fossiles et structures sédimentaires, est masquée par une intense dolomitisation.

Om2 : 17 m de dolomies sableuses à la base et micro-cristallines au sommet constituent cette unité. Des Brachiopodes et des Coraux sont présents de manière sporadique dans toute la section. Les bancs sommitaux sont riches en cherts, à tel point que ceux-ci peuvent représenter jusqu'à 70% de la roche totale. La dolomitisation est très importante, masquant toutes structures sédimentaires et organiques originelles.

Om3 : 66 m d'une alternance de cherts et de dolomies microcristallines. Les bancs de dolomies sont beaucoup moins résistants que les niveaux à cherts ; cette différenciation érosionnelle confère à l'ensemble de la série un aspect morphologique diapré. Des stratifications entrecroisées sont également présentes. Les Brachiopodes suivants ont été observés : *Hypsiphytycha argenturicum* (White), *Thaerodonta mucronata* n., *Diceromyonia crassa* de l'Ordovicien supérieur (Cincinnatian).

Om4 : 29 m de dolomies arénacées. Les lentilles de cherts sont rares.

. Age

La détermination des Brachiopodes permet d'attribuer un âge Ordovicien supérieur (Cincinnatian) à cette formation, en accord avec Howe (1959, 1965, 1966).

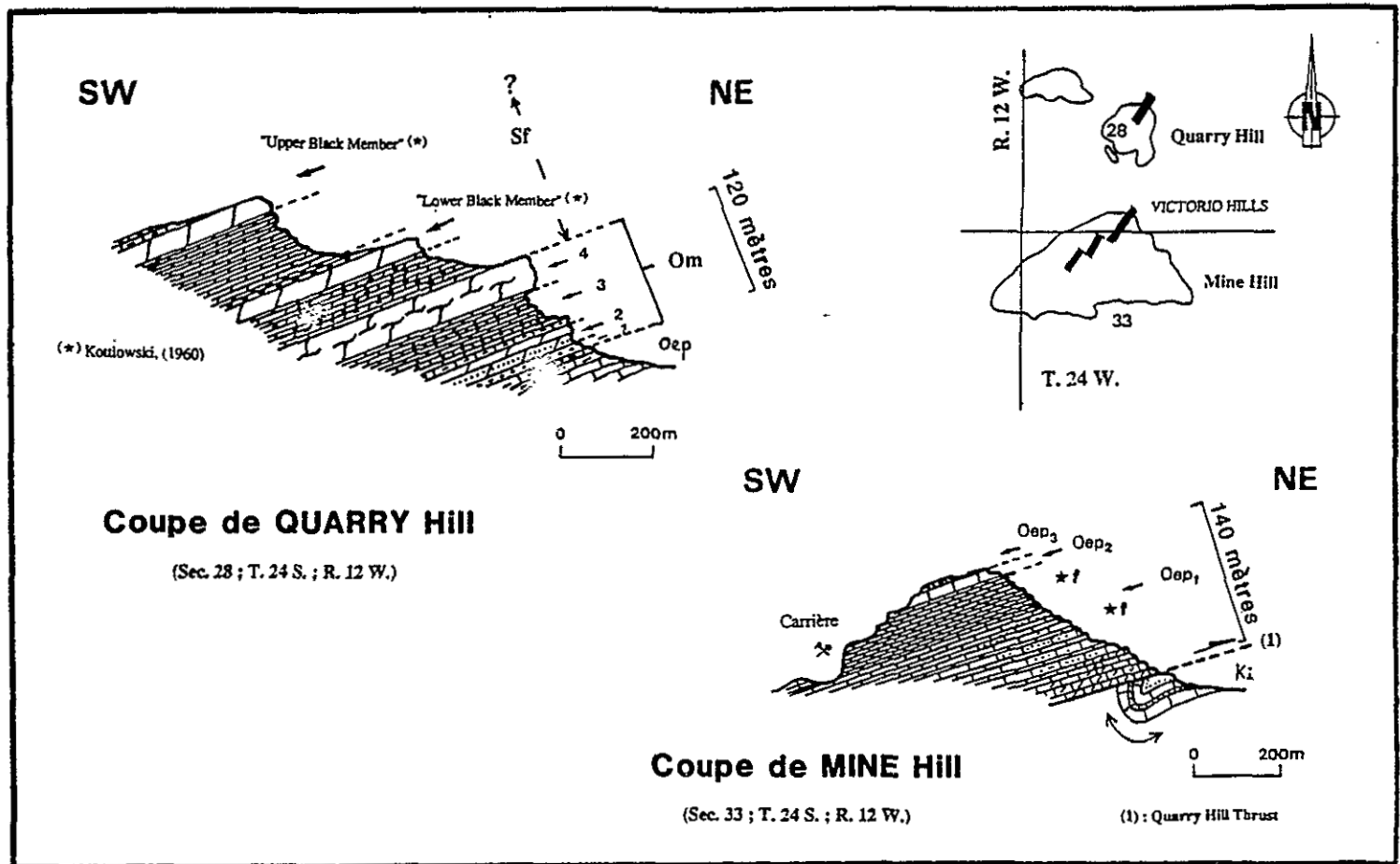


Figure 36 Coupes de Mine Hill et de Quarry Hill dans les Victorio Hills : le Paléozoïque inférieur.

The Mine Hill and Quarry Hill sections, Victorio Hills : the Lower-Paleozoic strata.

+ Formation Fusselman (Sf)

. Affleurement et expression morphologique

Les dolomies sombres de la Formation Fusselman surmontent les escarpements rocheux de la Formation Montoya. Les affleurements sont très affectés par la tectonique laramienne et par les filons minéralisés. Dans la coupe décrite ici, ces dolomies constituent l'ossature supérieure de Mine Hill.

. Relation avec la Formation Montoya

La dolomitisation est tellement intense qu'il est délicat de mettre en évidence le contact entre les Formations Montoya et Fusselman.

. La formation (250 m)

On trouve à sa base 55 m de dolomies chertiques de couleur gris clair, en bancs de 55 à 65 cm. Au dessus, repose un banc de dolomie noire d'une épaisseur de 30 à 35 m, entièrement silicifiée et présentant l'aspect alvéolé et

diapré caractéristique des dolomies siluriennes. Les cherts sont très abondants dans cette unité que Kottowski (1960) a nommée Lower Black Member. On trouve au dessus une succession monotone de 110 m de bancs de dolomies de couleur jaune-pâle à passées détritiques quasiment dépourvues de cherts. Les bancs sommitaux sont constitués par 50 m (et plus ?) de dolomies noires alvéolées ; il s'agit du Upper Black Member de Kottowski (1960). Des Brachiopodes du Silurien inférieur à moyen Pentamerus cf. P. oblongatus ont été trouvés dans les bancs supérieurs.

. Age

Compte tenu de la détermination de Brachiopodes et conformément aux travaux de Geesaman & Scott (1989), un âge Silurien inférieur à moyen (Cayugan) est attribué à cette formation.

II.3. Corrélations stratigraphiques et synthèses régionales

Le propos de ce chapitre est de présenter, aux confins américano-mexicains, un aperçu de l'évolution paléogéographique pendant le Paléozoïque. En compilant nos observations et en s'appuyant sur les travaux géologiques effectués dans les secteurs voisins, on distingue :

- les dépôts du El Paso-Tobosa Basin du Paléozoïque inférieur (Galley, 1958 ; LeMone, 1982 et 1989) ;
- ceux du Pedregosa Basin du Paléozoïque supérieur (Kottowski et al., 1969 ; Greenwood et al., 1977 et Armstrong et al., 1979).

Les travaux portant sur la paléogéographie du Paléozoïque foisonnent : ce chapitre s'appuie sur les synthèses de Armstrong et al. (1979), Clemons (1988 et 1989), Flower (1969), Greenwood & Kottowski (1975), Greenwood et al. (1970, 1977), Howe (1959), Kottowski (1965), Kottowski et al. (1969), LeMone (1975, 1976 et 1989), LeMone et al. (1983), Lynn (1975), Peterson & Smith (1986), Ross (1978), Ross & Ross (1986) et Zeller (1965) auxquelles le lecteur se référera pour plus de détails.

II.3.1. Les dépôts du El Paso-Tobosa Basin : le Paléozoïque inférieur

Au Texas, l'histoire sédimentaire à l'orée du Paléozoïque est dictée par un épisode de rifting qui affecte la marge méridionale du craton nord-américain (Cebull et al., 1976). Cette fragmentation continentale s'accompagne de la formation, sur le domaine cratonique, de plusieurs aulacogènes dont le plus occidental est le Delaware Aulacogen (**Fig. 37**) ; ces fossés d'effondrement s'installent sur le continent et reçoivent un important remplissage sédimentaire provenant de l'océan récemment crée (Hoffman et al., 1974 ; Walper, 1977). Ce phénomène de rifting prend fin au Cambrien moyen pour laisser

la place à une marge continentale passive. A partir du Cambrien moyen à supérieur, une relative stabilité tectonique, associée à la proximité des latitudes équatoriales, conduit à l'établissement d'une vaste plate-forme carbonatée s'étendant sur le craton nord-américain depuis le Canada jusqu'aux confins mexicano-texans (Flower, 1969 ; Van der Voo, 1988). Commence alors l'histoire sédimentaire paléozoïque du Sud des Etats-Unis ; dans l'avant-pays du système orogénique hercynien des Appalaches-Ouachita-Marathon (le Ouachita Foreland), cette plate-forme déploie tout un ensemble de bassins et de haut-fonds péricratoniques dont notamment, au Texas, le bassin de Tobosa et le haut-fond de Pedernal-Diablo (Galley, 1958 ; McGlasson, 1969 ; Thomas, 1976). Du Cambrien moyen au Dévonien, ces bassins sont le siège d'une sédimentation de plate-forme plus ou moins subsidente, alors que les zones hautes sont recouvertes par des séries réduites entre lesquelles de nombreuses discordances stratigraphiques sont observées (Sloss, 1963).

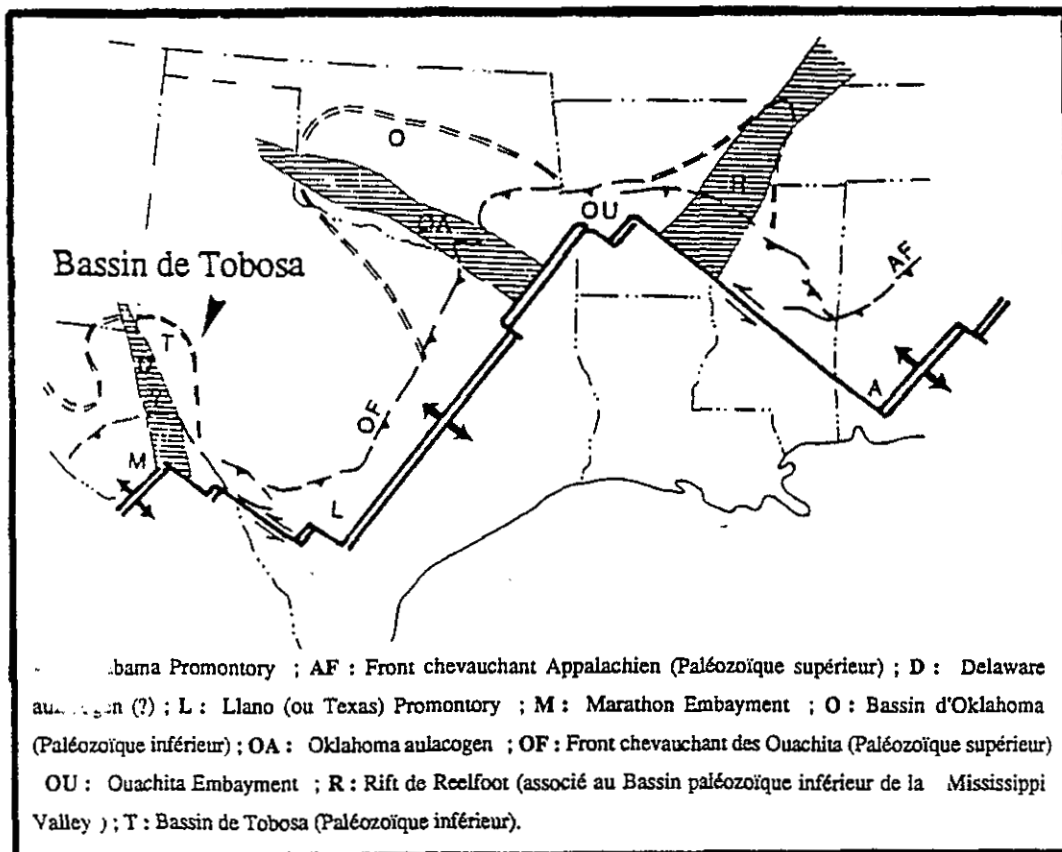


Figure 37 Rifting du Précambrien supérieur - Cambrien moyen sur la marge continentale méridionale du craton nord-américain (Arbenz, 1989).

Late-Precambrian to Middle-Cambrian rift-transform breakup and failed rift arms of the southern continental margin of Paleozoic North America (Arbenz, 1989).

Dans le SW du Nouveau-Mexique, la succession stratigraphique du Paléozoïque inférieur (Cambrien - Dévonien) présente les caractéristiques d'une sédimentation en domaine cratonique passif ; au dessus d'une discordance angulaire très bien marquée et largement répandue dans la région, la première transgression marine est diachronique au Cambrien avec le dépôt des grès de la Formation Bliss. Cette unité basale transgressive classiquement représentée par des arkoses, des grès glauconieux, des quartzites et quelques pélites se retrouve jusqu'en Oklahoma où le cortège détritique des Formations Lamotte-Reagan s.s. en constitue l'équivalent latéral (Cook et al., 1975). Trois autres incursions marines, séparées par des périodes d'érosion et des hiatus sédimentaires, sont observées à l'Ordovicien supérieur (Formation Montoya), au Silurien (Formation Fusselman) et au Dévonien terminal. Les faciès sont ceux des domaines marins peu profonds ; les dolomies et les calcaires à laminations entrecroisées et figures de plage, de même que les niveaux de cherts indiquent de nombreuses fluctuations du niveau de la mer. On doit également noter des calcaires à Brachiopodes (dans certains membres des Formations El Paso, Montoya et Fusselman) ; ils indiquent des épisodes transgressifs dans une séquence dont la tendance majeure est régressive. Dans le Bassin de Tobosa et encore plus à l'est, le Cambrien (Formations Ellenburger, Wilberns et Arbuckle) témoigne d'un environnement sédimentaire de plate-forme peu profonde (McGlasson, 1963 ; Mankin, 1987 ; Kerans & Lucia, 1989 ; Geesaman & Scott, 1989 ; Garfield & Longman, 1989). Au dessus, la lithologie est plus variée, indiquant des transgressions marines s'interdigitant dans les séries de plate-forme.

En s'appuyant sur les corrélations stratigraphiques et les nombreuses données de puits qui existent dans les provinces pétrolières de l'Ouest du Texas, deux transects E-W permettent de montrer les relations entre le Bassin de Tobosa et les séries du SW du Nouveau Mexique (Fig. 38). Leur évolution sédimentaire similaire conduit à ne considérer qu'un seul bassin, nommé dans cette étude **Bassin de El Paso -Tobosa**. Une zone de haut-fond localisée sur la plate-forme de Diablo assure le passage d'un bassin à l'autre. En accord avec LeMone (1989), nous plaçons la limite septentrionale de ce bassin unique en bordure du Plateau du Colorado où seulement 200 m de Paléozoïque inférieur sont décrits (contre plus de 1100 m dans notre région d'étude). Dans la partie centrale du Nouveau-Mexique, ils sont totalement absents (Cabezas, 1989). Enfin au Dévonien, la transgression de Chattanooga-Woodford, largement répandue en Oklahoma et au Texas oriental, annonce les premières secousses préorogéniques de la chaîne des Ouachita-Appalaches (Arbenz, 1989 ; Mazzullo et al., 1989) alors qu'une sédimentation de plate-forme continue à se développer dans le Bassin de Tobosa et dans le SW du Nouveau-Mexique (Formation Percha-Woodford). Encore plus à l'ouest, le Dévonien supérieur du SE de l'Arizona, représenté par la Formation famennienne Portal-Swissheim, enregistre les premiers soubresauts de l'orogène Antler qui commence à structurer la façade occidentale du continent nord-américain (Johnson, 1971 ; Sandberg & Poole, 1977 ; Schumacher, 1978).

L'histoire sédimentaire du Paléozoïque inférieur est donc celle d'un bassin peu subsident en domaine cratonique passif. Ces faciès de plate-forme sont les équivalents cratoniques de ceux des Ouachita rencontrés bien plus à l'est et représentés par des séquences d'argiles noires, de grès siliclastiques et carbonatés, de calcaires détritiques, de cherts et de conglomérats typiques d'une sédimentation turbiditique (McBride, 1978 ; Lowe, 1989 ; Arbenz, 1989). Les sédiments de plate-forme du El Paso-Tobosa Basin sont recouverts en discordance angulaire par le Paléozoïque supérieur. Le Dévonien qui repose sur les séries antérieures avec une forte discordance stratigraphique, assure le passage au Paléozoïque supérieur et représente les prémisses des premières phases tectoniques des orogènes hercyniennes (orogène Antler du Dévonien-Mississipien inférieur définie au Nevada par Robert et al. (1958) et orogène Appalaches-Ouachita-Marathon) qui affectent

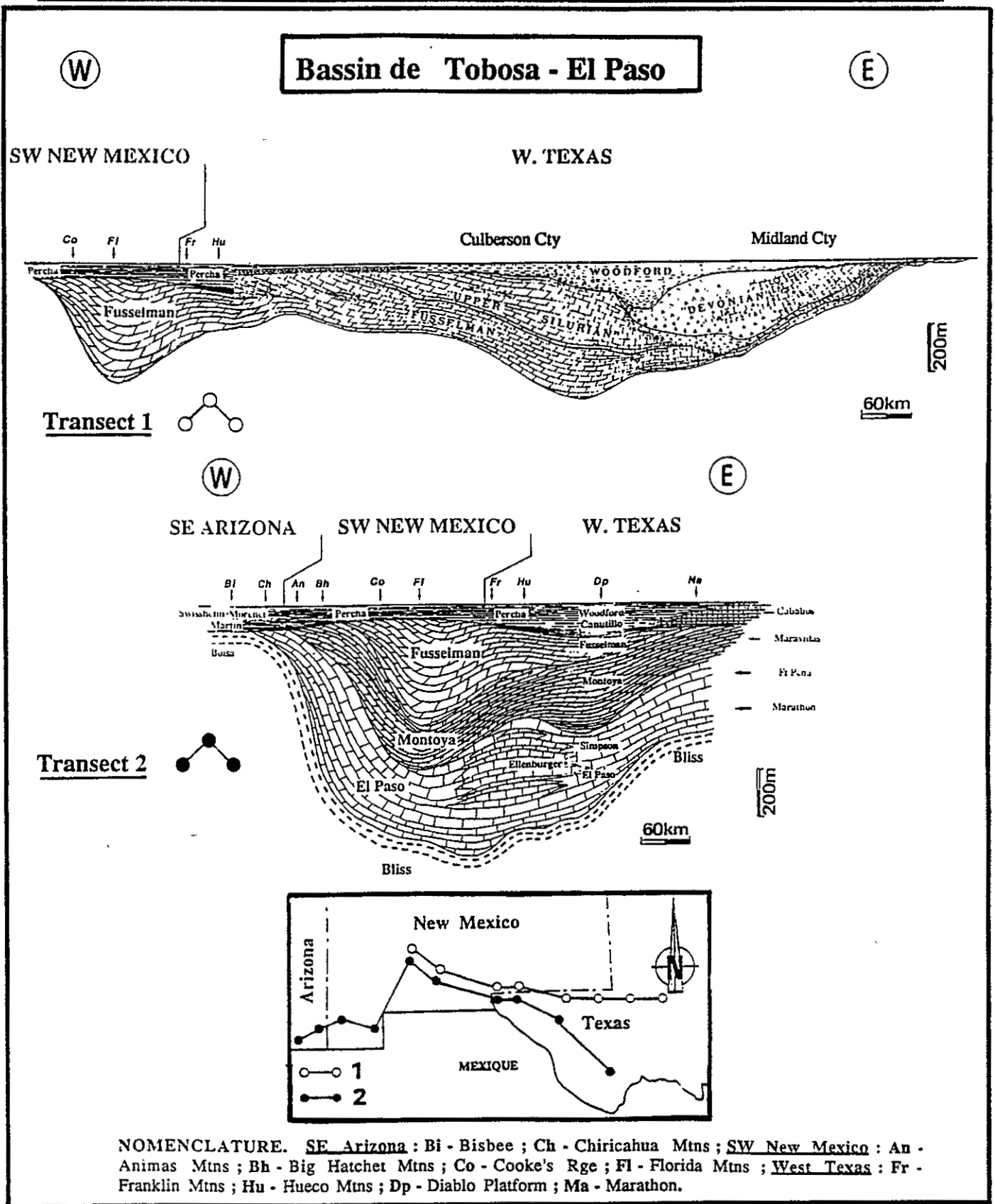


Figure 38 Coupe stratigraphique du Bassin de Tobosa-El Paso du SE de l'Arizona au Texas occidental (le transect 1 est modifié d'après McGlasson, 1969).

Stratigraphic section across the Tobosa-El Paso Basin from southeastern Arizona to farwestern Texas (modified from McGlasson, 1969 for the transect 1).

les façades occidentale et orientale du craton nord-américain. Cette influence tectonique hercynienne « en tenaille » sera prépondérante au Paléozoïque supérieur où les bassins se remplissent de molasses (Johnson, 1971 et Arbenz, 1989) (Fig. 39).

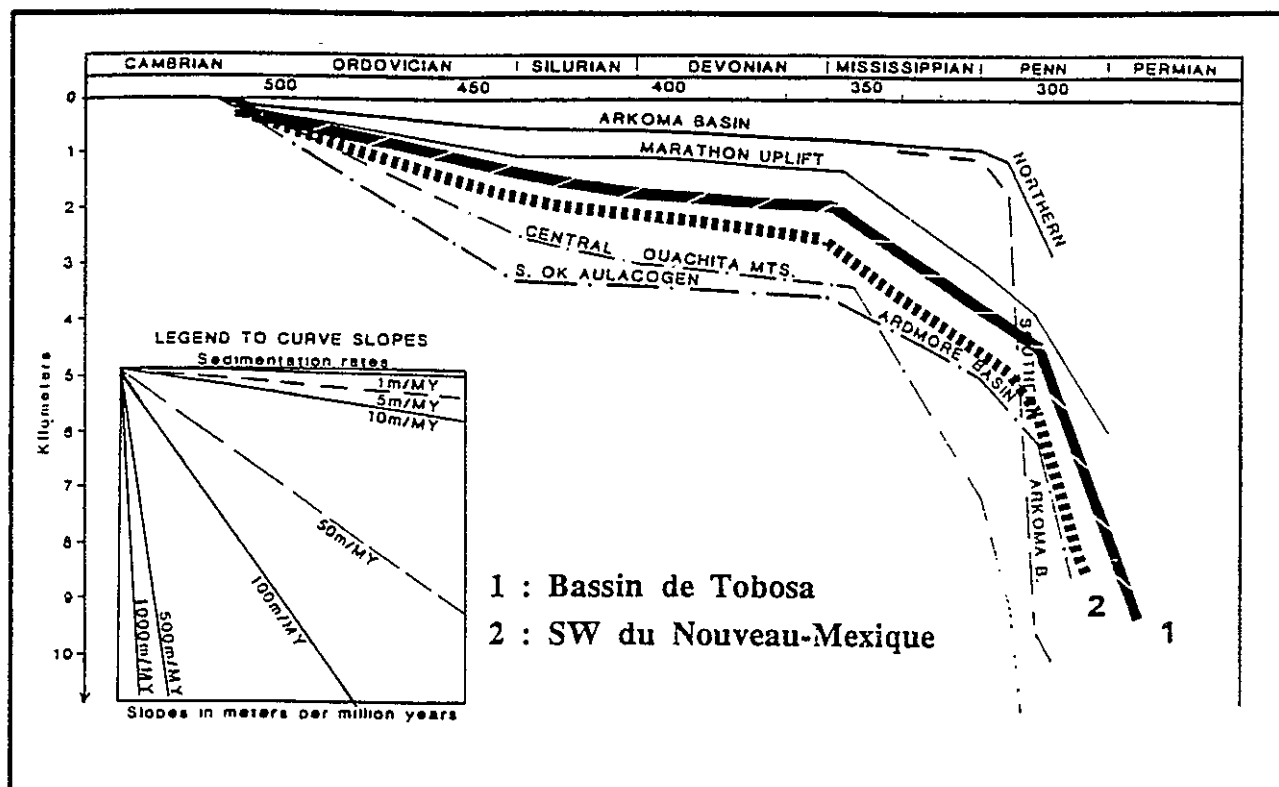


Figure 39 Taux de sédimentation (en mètres par millions d'années) du Paléozoïque dans l'avant-pays du système orogénique des Ouachita et dans le SW du Nouveau-Mexique. D'après Arbenz (1989) sauf pour les courbes 1 & 2.

Paleozoic sedimentation rates in metres per million years for the Ouachita system and its cratonic foreland. From Arbenz (1989) except for the slopes 1 & 2.

II.3.2. Les dépôts du Pedregosa Basin : le Paléozoïque supérieur

Le Mississippien marque, dans tout le SW des Etats-Unis, un changement radical dans la sédimentation ; la longue période cambro-dévonienne caractérisée par un faible taux de sédimentation (Fig. 39) s'interrompt brusquement au Mississippien (Meramecian-Chesterian inférieur) avec le début de l'orogène fini-paléozoïque qui accompagne la fermeture du Proto-Atlantique. Pendant cette phase orogénique des Appalaches-Ouachita-Marathon, de très importantes quantités de sédiments clastiques de type flysch se déposent dans les bassins de l'Oklahoma et du Texas septentrional (Ross & Ross, 1986 ; Arbenz, 1989). Au Nouveau-Mexique, le Paléozoïque supérieur atteint en subsurface jusqu'à 2500 m d'épaisseur dans le Pedregosa Basin dont l'évolution dicte l'histoire sédimentaire fini-paleozoïque (Kottowski, 1965 ; Greenwood et al., 1978). Grâce à nos levés et à l'apport des nombreux travaux géologiques régionaux, une brève synthèse de cette évolution est présentée sous la forme de tableaux et de transects (Fig. 40). Le lecteur se reportera à la Figure 23 pour la signification des symboles utilisés

dans les colonnes de corrélations stratigraphiques suivantes.

II.3.2.a. Le Mississippien

Il est représenté par le Groupe Escabrosa (composé des Formations Keating et Hachita) et la Formation Paradise. Aucune discontinuité stratigraphique n'existe entre ces différentes formations. Pendant cette période, commence l'histoire sédimentaire du Bassin de Pedregosa qui connaîtra son apogée au Permien (Kottlowski, 1965 ; Greenwood & Kottlowski, 1975 ; Greenwood et al., 1977 ; Ross & Ross, 1986).

+ Stratigraphie

Dans le SW du Nouveau-Mexique et dans les régions avoisinantes, le Mississippien est constitué principalement de calcaires noirs et chertiques et de calcaires massifs bioconstruits armant les imposantes falaises du Groupe Escabrosa typiques d'un environnement de plate-forme. Le Groupe Escabrosa, d'épaisseur variant de 150 m (dans les Cooke's Ranges) à quelques 350 m dans les Pedregosa Mountains du SE de l'Arizona, débute classiquement par des carbonates à Brachiopodes et Coraux soulignant la transgression mississippienne (Kinderhookian à Osagean). Les faciès sont marins durant l'ensemble de cette période ; au sommet de la Formation Keating, des calcaires chertiques et des pélites finement litées témoignent de quelques discontinuités dans la sédimentation (Armstrong, 1962 ; Armstrong & Mamet, 1978). Avec la Formation Hachita sus-jacente, se rencontrent les bancs les plus caractéristiques du groupe ; d'une épaisseur maximum de 115 m dans les Big Hatchet Mountains, elle est essentiellement composée de carbonates massifs à Crinoïdes surmontés par d'imposantes barres rocheuses armées par des packstones à Brachiopodes et Bryozoaires (Zeller, 1965) qui passent latéralement aux pélites pélagiques de la Formation Rancheria observées notamment dans les Florida Mountains. La Formation Paradise formée de calcaires oolitiques gréseux côtiers, annonce un épisode régressif souligné dans toute la région par la discordance stratigraphique à la fin du Mississippien.

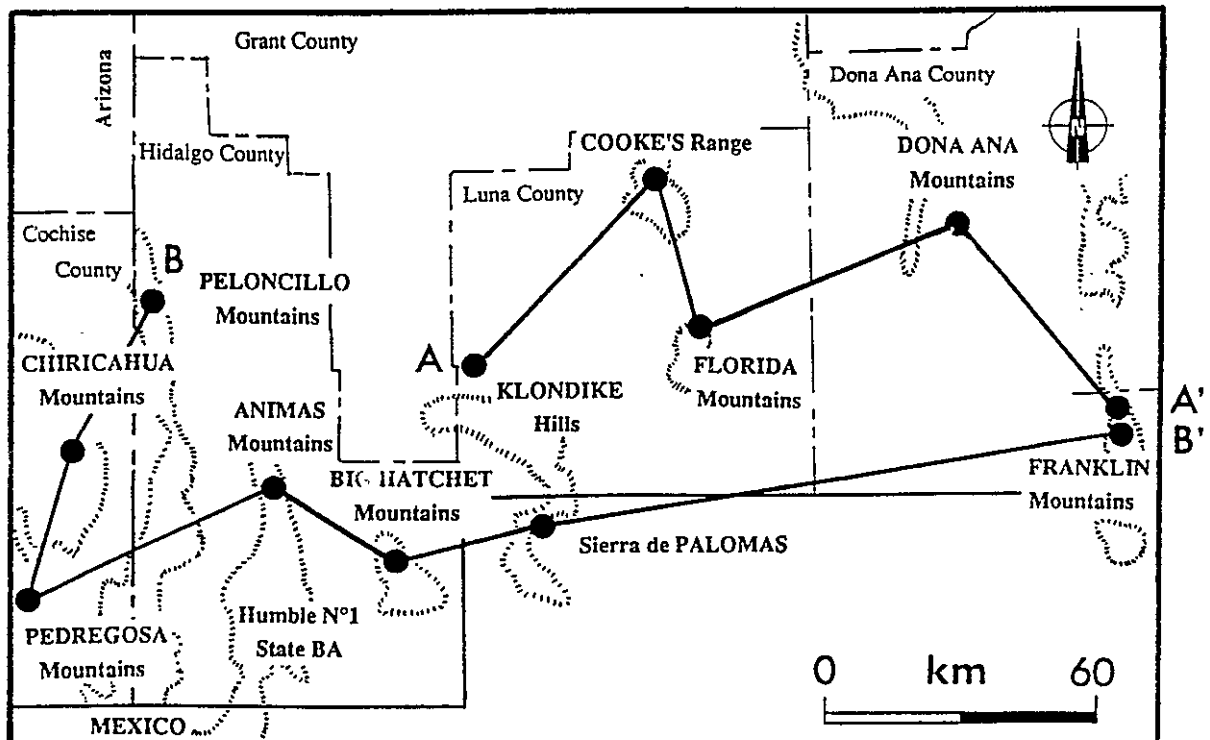


Figure 40 Localisation des deux transects de corrélation du Paléozoïque supérieur.

Location of the A-A' and B-B' transects used for Upper-Paleozoic correlation.

+ Age et corrélations

Grâce à des faunes caractéristiques, de très bonnes corrélations sont possibles au SW des Etats-Unis. Armstrong (1962), en se basant sur des biozonations à Brachiopodes, a établi qu'une unique unité stratigraphique pouvait être considérée pour toute la région, l'unité Escabrosa-Lake Valley d'âge Kinderhookian à Osagean soulignant, dans le SE de l'Arizona et le SW du Nouveau-Mexique, la transgression mississippienne sur le Dévonien supérieur. Ces dépôts de plate-forme passent latéralement aux calcaires argileux noirs de la Formation Rancheria du Meramecian typique du bassin du même nom. Enfin la Formation Paradise d'âge Meramecian à Chesterian est l'équivalent latéral de la Formation Helm du Texas oriental aux faciès plus profonds (Wilson, 1975 et Fig. 41).

+ Paléogéographie

Après les calcaires de plate-forme caractéristiques du Groupe Escabrosa, une nette influence régressive est soulignée par les dépôts côtiers de la Formation Paradise-Helm. Une augmentation de l'apport détritique est signalée dans toute la région ; elle témoignerait de l'influence de l'orogène Antler (Roberts et al., 1958) qui affecte la façade occidentale du continent nord-américain (Zeller, 1965). Corrélativement, on observe ce même phénomène au Texas oriental où les sédiments tardi-mississippiens enregistrent les pulsions tectoniques de l'orogène Appalaches-Ouachita-Marathon (Arbenz, 1989). La paléogéographie est dictée par la présence d'une plate-forme reliée à un bassin plus profond caractérisé par les faciès pélagiques de la Formation Rancheria, équivalent biostratigraphique de la Formation Hachita ; son axe a une direction N140°E aux confins du Sonora et de Chihuahua. La limite bassin - plate-forme est située à l'Ouest des Florida Mountains (Clemons & Brown, 1983). Cette paléogéographie, caractérisée par des bassins et plate-formes séparés par des zones de haut-fond, se précise avec la Formation Paradise-Helm ; elle préfigure celle qui prévaudra à la fin du Permo-Pennsylvanien avec notamment les bassins de Pedregosa et celui d'Orogrande, respectivement situés dans le Nord du Mexique et dans la partie centrale du Nouveau-Mexique et reliés par des seuils au bassin texan de Delaware (Greenwood et al., 1977). Avant le dépôt du Pennsylvanien, on observe une discontinuité régionale caractéristique du SW du Nouveau-Mexique.

II.3.2.b. Le Pennsylvanien

Représenté par les Formations Horquilla et Earp, il marque le début de la sédimentation dans le bassin subsident de Pedregosa. C'est sur l'évolution de ce bassin que se tissera l'histoire géologique de la fin du Paléozoïque dans le SW du Nouveau-Mexique.

+ Stratigraphie

Latéralement, on observe de nombreuses variations lithologiques : calcaires silteux et argiles pélagiques caractéristiques des dépôts de bassin et calcaires massifs de plate-forme typiques de la Formation Horquilla et grès rouges pélagiques, continentaux à passées de gypse de la Formation Earp. De même, le long de transects E-W, les épaisseurs du Pennsylvanien varient considérablement : de quelques 800 m dans les Big Hatchet Mountains et la Sierra de Palomas, à 400 m dans les Chiricahua Mountains puis à moins de 150 m dans les Florida Mountains et les Cooke's Ranges (Figures 41 & 42). Ces variations reflètent l'existence d'un bassin fortement subsident et limité par des haut-fonds, règne d'une sédimentation réduite et condensée. Vers le sommet de la Formation Horquilla, de nombreuses passées détritiques apparaissent ; un hiatus stratigraphique, largement répandu dans toute la région, est également observé à la base de la Formation Earp dont les bancs de grès et de gypse reposent en discordance érosionnelle sur les calcaires sous-jacents.

+ Age et corrélations

Kottowski (1965); Greenwood et al. (1977); Armstrong & Mamet (1978) et Armstrong et al. (1979) ont contribué de manière significative à la connaissance et aux corrélations du Pennsylvanien. Il en ressort que la Formation Horquilla a une extension très importante tant vers l'est et le sud où ils sont à corrélater avec les Formations texanes de La Tuna, Bernio, Bishop Cap et Panther Seep, que vers le nord où le Groupe Magdalena revêt les mêmes caractères lithologiques.

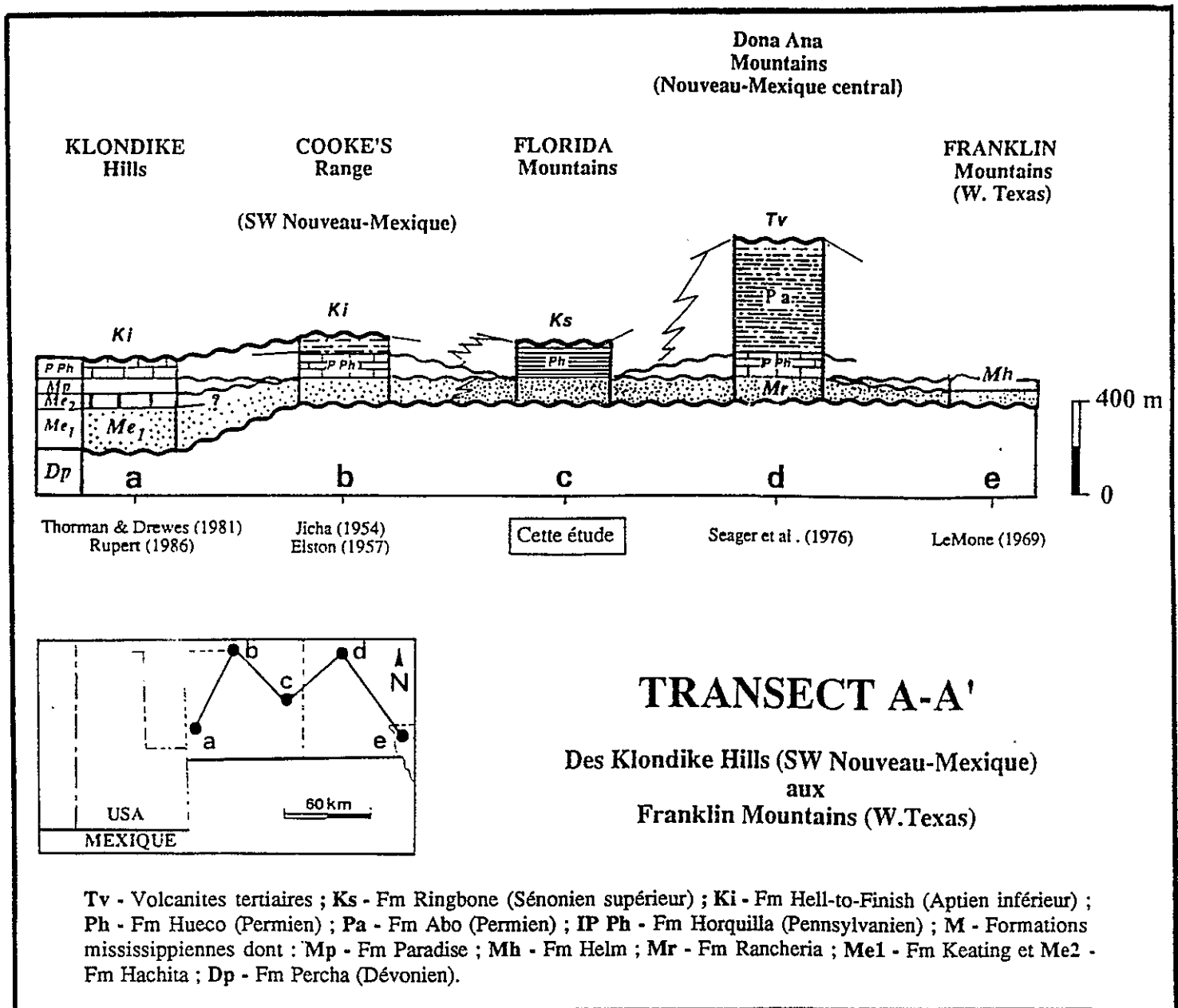


Figure 41 Corrélations biostratigraphiques et lithostratigraphiques du Paléozoïque supérieur des confins américano-mexicains. Les références bibliographiques sont indiquées en dessous de chaque colonne.

Regional biostratigraphic and lithostratigraphic correlations for the Upper-Paleozoic strata throughout southwestern New Mexico and adjacent areas.

La Formation Earp est, quant à elle, corrélée avec la Formation Abo du Nouveau-Mexique central dont les éléments détritiques s'intercalent avec les calcaires massifs wolcampiens de la Formation Hueco (équivalent de la Formation permienne Colina) que l'on observe depuis le Texas jusqu'au Florida Mountains. La zone de transition entre les Formations Earp-Abo et Colina-Hueco a une direction NS dans le Sud du Nouveau-Mexique ; représentée par 60 à 150 m de sédiments clastiques d'origine éolienne et continentale, elle marque le passage entre le Bassin de Pedregosa au SW et le Bassin d'Orogrande au NE (James & Mack, 1986).

+ Paléogéographie

Le Pennsylvanien marque l'individualisation franche de bassins séparés par des haut-fonds ou uplifts. Les calcaires noirs, gréseux et oolitiques de la base de la Formation Horquilla ont enregistré la transgression au Desmoinesian inférieur ; les roches sédimentaires clastiques présentes à la base du Pennsylvanien dans la Sierra de Palomas la soulignent. Lui succède, au Desmoinesian-Missourian, une vaste plate-forme très répandue dans la région d'étude (Ross & Ross, 1986). Les passées détritiques observées au sommet de la Formation Horquilla (Virgilian) suivies d'un hiatus stratigraphique marquent une régression régionale due à un bombement épirogénique lié à l'orogène Appalaches-Ouachita-Marathon (Sabins, 1957 ; Zeller, 1975). La Formation Earp et son équivalent la Formation Abo, marquent le début d'une sédimentation lagunaire en bordure d'un bassin qui continue à subsider. Les variations régionales des épaisseurs du Pennsylvanien témoignent de l'existence de bassins et de haut-fonds ; en particulier, le Bassin de Pedregosa dont la partie axiale fortement subsidente est également appelée Alamo-Hueco Basin, commence à s'individualiser (Thompson et al., 1978). Parallèlement, des zones hautes se créent en bordure : haut-fonds de Pedernal, Zuni, Diablo et Florida-Burro sièges d'une forte érosion au Wolfcampien puis d'une sédimentation réduite. Au Wolfcampien supérieur, tous ces uplifts sont ennoyés par la Formation Abo-Hueco (Fig. 43).

II.3.2.c. Le Permien

Le Permien marque un changement important dans l'histoire sédimentaire du SW des Etats-Unis ; les dépôts marins ne sont plus consignés que dans certains bassins reliés entre eux par des seuils : bassins de Pedregosa, Delaware et Orogrande (Baars, 1962 ; Kottowski, 1963 ; Casey, 1980 ; Peterson & Smith, 1986 ; Ross & Ross, 1986). Au Nord du Nouveau-Mexique, ils sont progressivement comblés par les sédiments terrigènes provenant des zones en surrection qui sont recouvertes par des dépôts clastiques d'origine continentale (Thompson et al., 1978).

+ Stratigraphie régionale

Après les faciès détritiques et terrigènes de la Formation Earp, nous assistons dans le SW du Nouveau-Mexique à la reprise d'une sédimentation marine franche avec les Formations Colina-Hueco et Epitaph. Ces calcaires sublithographiques à Gastéropodes, Brachiopodes et Coraux, qui n'ont été observés sur notre terrain d'étude que dans la Sierra de Palomas et dans les Florida Mountains, soulignent une plate-forme carbonatée amorçant le début d'un nouveau cycle sédimentaire. Les bancs dolomitiques de la Formation Epitaph sus-jacente témoignent de nombreuses fluctuations du niveau marin. La fin du Permien est marin (Formations Scherrer, Concha et Santa

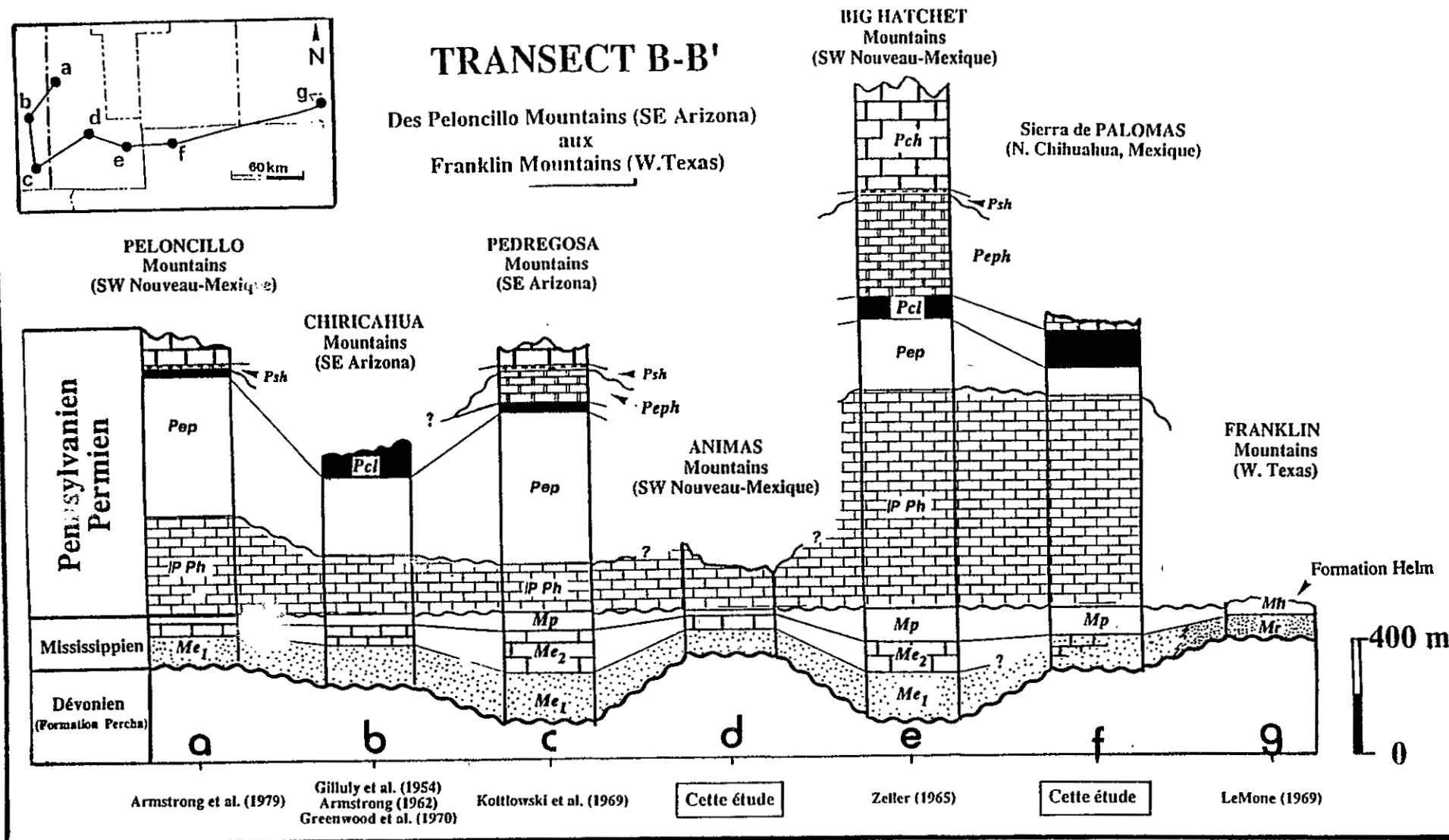


Figure 42 Corrélation biostratigraphique et lithostratigraphique du Paléozoïque supérieur des confins américano-mexicains. Les références bibliographiques sont indiquées en dessous de chaque colonne.

Regional biostratigraphic and lithostratigraphic correlations for the Upper-Paleozoic strata throughout southwestern New Mexico and adjacent areas.

Rita) et représente la poursuite de la tendance transgressive qui ne se limite plus qu'à certains bassins, dont celui de Pedregosa. Les grès sommitaux de la Formation Santa Rita annoncent le retrait définitif de la mer paléozoïque.

+ Age et Corrélations

Mis à part les sédiments marins concentrés dans les bassins subsidents, le Permien de la région est difficile à corréler ; il est généralement continental et détritico sur les zones de haut-fond qui sont progressivement ennoyées. Régionalement, les Formations Colina-Epitaph (Leonardian) sont corrélées avec : les Formations Spring-Yeso du Bassin de Delaware et d'Orogrande (King, 1962 ; Kottowski, 1963), la Formation Supai d'Arizona central et les Formations Victorio Peak-Cutoff Shale de la Sierra Diablo (Wilde, 1962 ; 1983) ; les Formations Scherrer-Concha du Guadalupean avec les Formations Glorieta-San Andres du Nouveau-Mexique central, Cherry Canyon-Bell Canyon du Bassin de Delaware et Capitan Reef-Goat Seep-Carlsbad de la Sierra de Diablo (Hall, 1960).

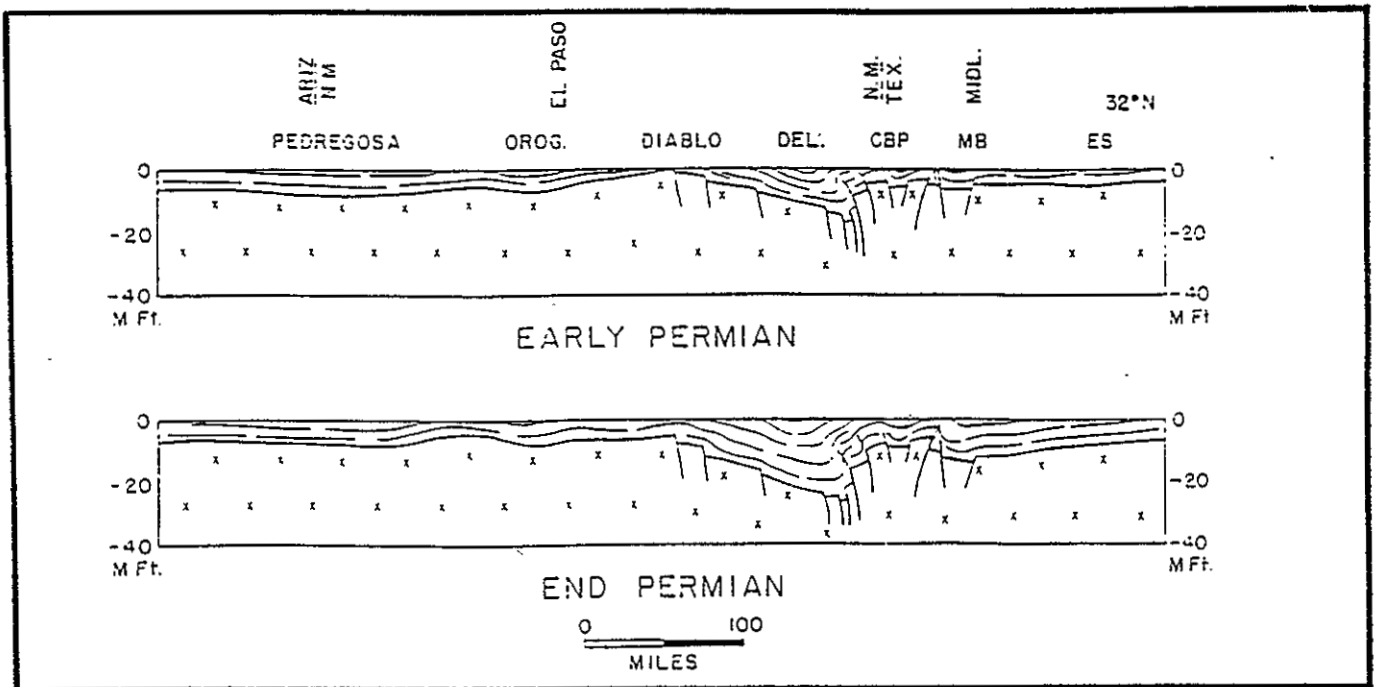


Figure 43 Evolution des bassins de Delaware et de Pedregosa et configuration du socle selon un transect EW le long du 32° de latitude nord de l'Ouest Texas au SE de l'Arizona (D'après Horak, 1975).

Delaware and Pedregosa Basins evolutionary cross sections and basement configuration along 32° North Latitude, West Texas to SE Arizona (Horak, 1975).

II.4. Conclusions

Discordant sur le soubassement précambrien, le Paléozoïque débute par les grès arkosiques et quartzeux de la Formation Bliss (Cambro-Ordovicien), suivis des calcaires et dolomies chertiques des Formations El Paso et Montoya ordoviciennes développées dans un environnement de mer épicontinentale dont les plate-formes de direction générale NS envahissent (à l'exception de la façade occidentale) le craton nord-américain. Au dessus des calcaires et des pélites des Formations Fusselman et Percha du Silurien et Dévonien terminal, le Carbonifère-Permien est représenté par les dépôts du bassin de Pedregosa. Ils sont composés de calcaires pélagiques à néritiques et de marnes déposées dans les bassins paléozoïques du SW des Etats-Unis (Armstrong et al., 1979). Le Paléozoïque supérieur de la région de Socorro (NM) est semblable à celui

du bassin de Pedregosa (Cabezas, 1989). Le trait majeur de la sédimentation pendant cette période (surtout à partir du Pennsylvanien) est l'existence, en bordure sud et est du Plateau du Colorado, de zones hautes émergées délimitant des bassins sédimentaires reliés entre eux par des seuils (Greenwood & Kottlowski, 1975). Au Nouveau-Mexique, ces paléotraits morphologiques (uplifts et bassins des auteurs américains), ont une orientation NS dans la partie centrale de l'Etat et N120° dans le SW. Enchâssé entre le haut-fond de Burro-Florida (terminaison méridionale du Plateau du Colorado) et le haut-fond de Diablo-Hueco au Texas, le bassin de Pedregosa est ainsi relié aux bassins d'Orogrande au Nouveau-Mexique central, de Delaware au Texas occidental comme en témoignent les nombreuses variations latérales de faciès observées (Fig. 43).

Ainsi, à la fin du Paléozoïque, le bassin de Pedregosa limité par des accidents N120°E, occupe la bordure méridionale du Plateau du Colorado, du SW du Nouveau-Mexique au SE de l'Arizona. Il est à noter que ces structures positives régissant la paléogéographie du Paléozoïque supérieur, ont leurs axes parallèles à la direction N120°E du Texas Lineament (Fig. 44) ; aucun mouvement décrochant tardi-hercynien n'a été enregistré dans les sédiments néritiques permo-pennsylvaniens du SW du Nouveau-Mexique ; seules des variations de faciès peuvent être mises en évidence entre ceux-ci et le Plateau du Colorado (Kottlowski, 1965). Ce substratum précambrien et paléozoïque est faiblement tectonisé durant la phase hercynienne Appalaches-Ouachita et Marathon dont il n'enregistre que les lointains contrecoups : il est recouvert en discordance par un puissant Mésozoïque dont les premiers termes conservés sont du Jurassique en Chihuahua central et de l'Aptien inférieur au SW du Nouveau-Mexique.

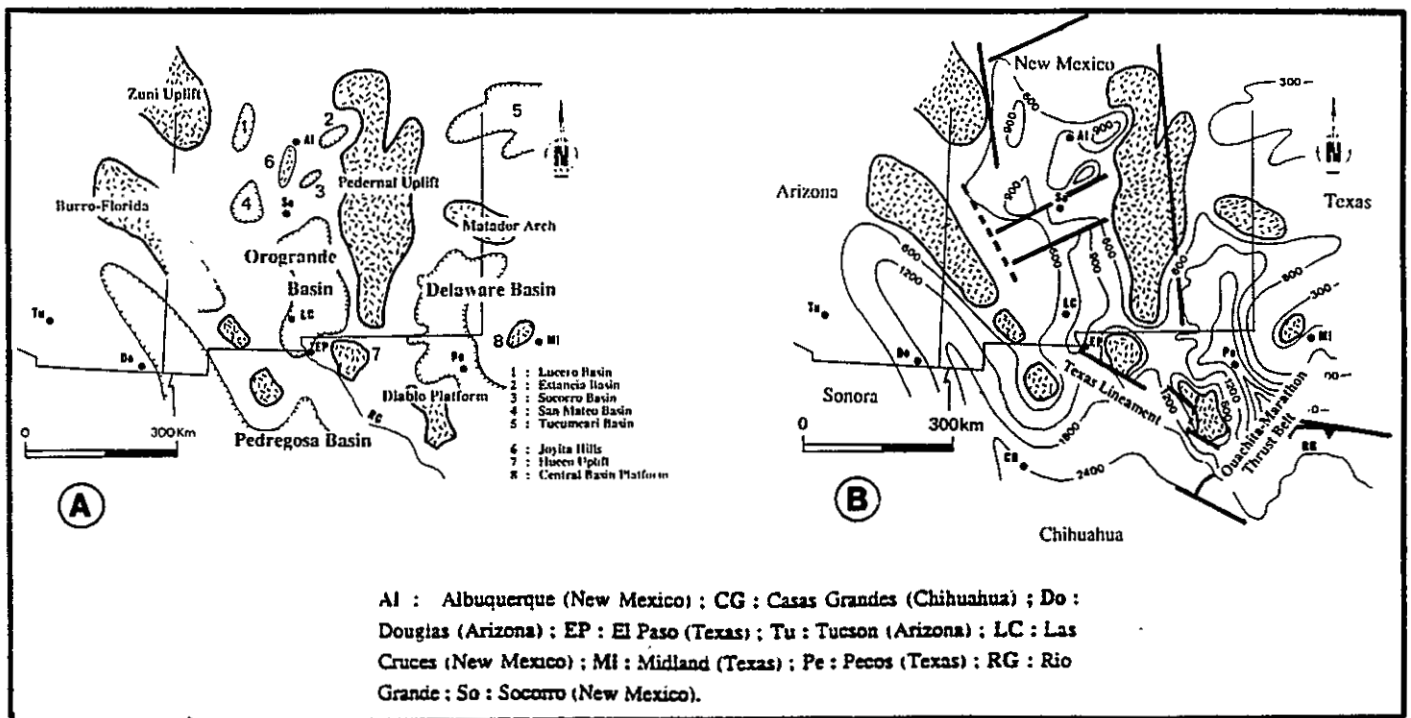


Figure 44 A : Horts et grabens du Pennsylvano-Permien dans le Sud du Nouveau-Mexique (Armstrong et al., 1979) ; B : Carte isopaque (en mètres) du Pennsylvano-Permien dans le Sud du Nouveau-Mexique (modifié d'après Greenwood & Kottlowski, 1975).

A : Major Pennsylvanian-Permian features of southern New Mexico : the uplifts and basins (Armstrong et al., 1979) ; B : Pennsylvanian-Permian isopach (in meters) Modified from Greenwood & Kottlowski, 1975).

III. Le Crétacé inférieur d'obédience téthysienne

Introduction : nomenclature

III.1. Les coupes stratigraphiques

III.1.1. Les Little Hatchet Mountains

III.1.2. La Sierra Boca Grande

III.1.3. Les Victorio Hills

III.2. Corrélations et aperçu paléogéographique

III.2.1. Corrélations lithostratigraphiques

III.2.2. Environnement et évolution paléogéographique

Introduction : nomenclature

Alors que dans le Nord du Nouveau-Mexique, on observe une sédimentation continentale au Trias et au Jurassique et une lacune totale du Crétacé inférieur, les premiers dépôts mésozoïques des confins américano-mexicains sont de l'Aptien inférieur. Le Crétacé inférieur est bien connu dans le SW du Nouveau-Mexique ; il remplit le vaste bassin de Bisbee - U-Bar (Ransome, 1904 ; Zeller, 1965) qui se prolonge jusqu'au SE de l'Arizona.

D'un range à l'autre, et d'un Etat à l'autre, malgré de très bonnes corrélations, la nomenclature diffère parce qu'étudiée par différents géologues. Pour des raisons de clarté, nous utiliserons celle établie par Lindgren et al. (1910), Darton (1917), Lasky (1938) et Zeller (1965 et 1970a et b) avec les formations suivantes (Fig. 45) :

- Hell-to-Finish (Aptien inférieur) ;

- U-Bar (Aptien supérieur - Albien moyen) subdivisée par Zeller (1965) en 5 unités (Brown Limestones, Oyster Limestones, Limestone-shales, Reef Limestones et Suprareef Limestones) ;

- Mojado (Albien supérieur-Cénomanién).

Le Crétacé inférieur du Bassin de Bisbee - U-Bar est décrit dans des coupes levées dans quelques ranges et sierras du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de l'Etat mexicain de Chihuahua : Little Hatchet Mountains, Sierra Boca Grande et Victorio Hills (Chapitre III.1.).

Le Chapitre III.2. regroupe les colonnes lithostratigraphiques levées dans le SW du Nouveau-Mexique et les compare avec celles du SE de l'Arizona, de la façade orientale de Chihuahua et du Texas. Ensuite il retrace, en s'appuyant sur les synthèses de Brown & Dyer (1987), LeMone et al. (1983), Lindberg (1987), Lucas et al. (1988), Mack (1986 ; 1987a et b), Mack et al. (1986), Ortuno-Arzate (1985), Scott (1987) et Warzeski (1987), l'évolution paléogéographique du Bassin de Bisbee - U-Bar avant qu'il ne soit comblé par les molasses du Sénonien supérieur.

(Ma)	CHRONOSTRATIGRAPHIE (Standard européen) (Gulf Coast, Texas, USA)		FORMATIONS SW du NOUVEAU-MEXIQUE		Symboles cartographiques
	CENOMANIEN	COMANCHIAN	Washita	Formation MOJADO	Km
97,5	sup.		Fredericksburg	Formation U-BAR	Ku — { <div style="display: inline-block; vertical-align: middle; margin-left: 10px;"> Kusr Kur Kuls Kuo Kubl </div>
	ALBIEN				
	inf.				
113	sup.		Trinity		
	APTIEN				
	inf.			Formation HELL-TO-FINISH	Kh
115					
125					

Figure 45 Nomenclature du Crétacé inférieur du SW du Nouveau-Mexique (Zeller, 1965 ; Ages d'après Van Esinga, 1988).

Stratigraphic chart of the Lower-Cretaceous strata throughout SW New Mexico (Zeller, 1965).

III.1. Les coupes stratigraphiques

III.1.1. Les Little Hatchet Mountains

Situées dans l'extrême SW du Nouveau-Mexique (Grant et Hidalgo Counties), elles revêtent une importance capitale dans cette étude, puisque l'interprétation structurale régionale s'ancre en grande partie sur les observations de terrain faites dans cette chaîne. Outre leurs caractéristiques structurales, les Little Hatchet Mountains offrent de bonnes coupes stratigraphiques et la trilogie de Zeller (1970) du Crétacé inférieur y est largement représentée. Après un bref aperçu des travaux antérieurs, deux coupes sont décrites :

- Hachita Peak (Sec. 26 et 35 ; T. 28 S. ; R. 16 W.) recoupant les Formations Hell-to-Finish et U-Bar ;
- Howells Well (Sec. 13, 14 et 15 ; T. 28 S. ; R. 16 W.) montrant la Formation Mojado.

III.1.1.a. Travaux antérieurs

Deux noms ont marqué l'étude géologique des Little Hatchet Mountains : Lasky (1938 et 1947) et Zeller (1970). Lasky dans son travail de reconnaissances géologique et minière de la chaîne a mesuré quelques 6000 m de Crétacé d'âge Glen Rose à Trinity. Il définit sept formations : Broken Jug limestone, Ringbone shale, Hidalgo volcanics, Howells Ridge Fm, Corbett sandstone, Playas Peak Fm et Skunk Ranch conglomerate qu'il corrèle avec le Groupe Bisbee défini en Arizona par Ransome (1904). Zeller (1970) révisé ce travail en modifiant considérablement la stratigraphie ; en se fondant sur des critères biostratigraphiques, il y trouve, sur une épaisseur de 4500 m, la trilogie qu'il avait définie dans les Big Hatchet Mountains (Zeller, 1965), à savoir les Formations Hell-to-Finish, U-Bar et Mojado, nomenclature utilisée dans cette étude. Toutefois, il convient de noter qu'à certains endroits du massif (et tout particulièrement sur sa façade nord-est) la Formation Ringbone (Sénonien supérieur) a été observée là où Zeller avait indiqué la Formation Hell-to-Finish (Aptien inférieur). Ce fait d'une importance structurale majeure n'est pas le propos de ce chapitre. Pour notre part, nous avons mesuré 4365 m de Crétacé inférieur (Figures 46 & 47).

III.1.1.b. Coupe de Hachita Peak

Située dans la partie sud des Little Hatchet Mountains, elle montre, dans de bonnes conditions d'affleurement, les Formations Hell-to-Finish et U-Bar. Elle a été levée dans un canyon perpendiculaire aux structures de la retombée méridionale d'un grand anticlinal nommé dans cette étude Hachita Peak Anticline. Des intrusions tertiaires ont induit un métamorphisme de contact qui, par endroits, occulte les structures sédimentaires originelles. Aucun accident majeur ne perturbe la continuité lithologique ; les bancs présentent un pendage de 50° vers le sud (Fig. 47).

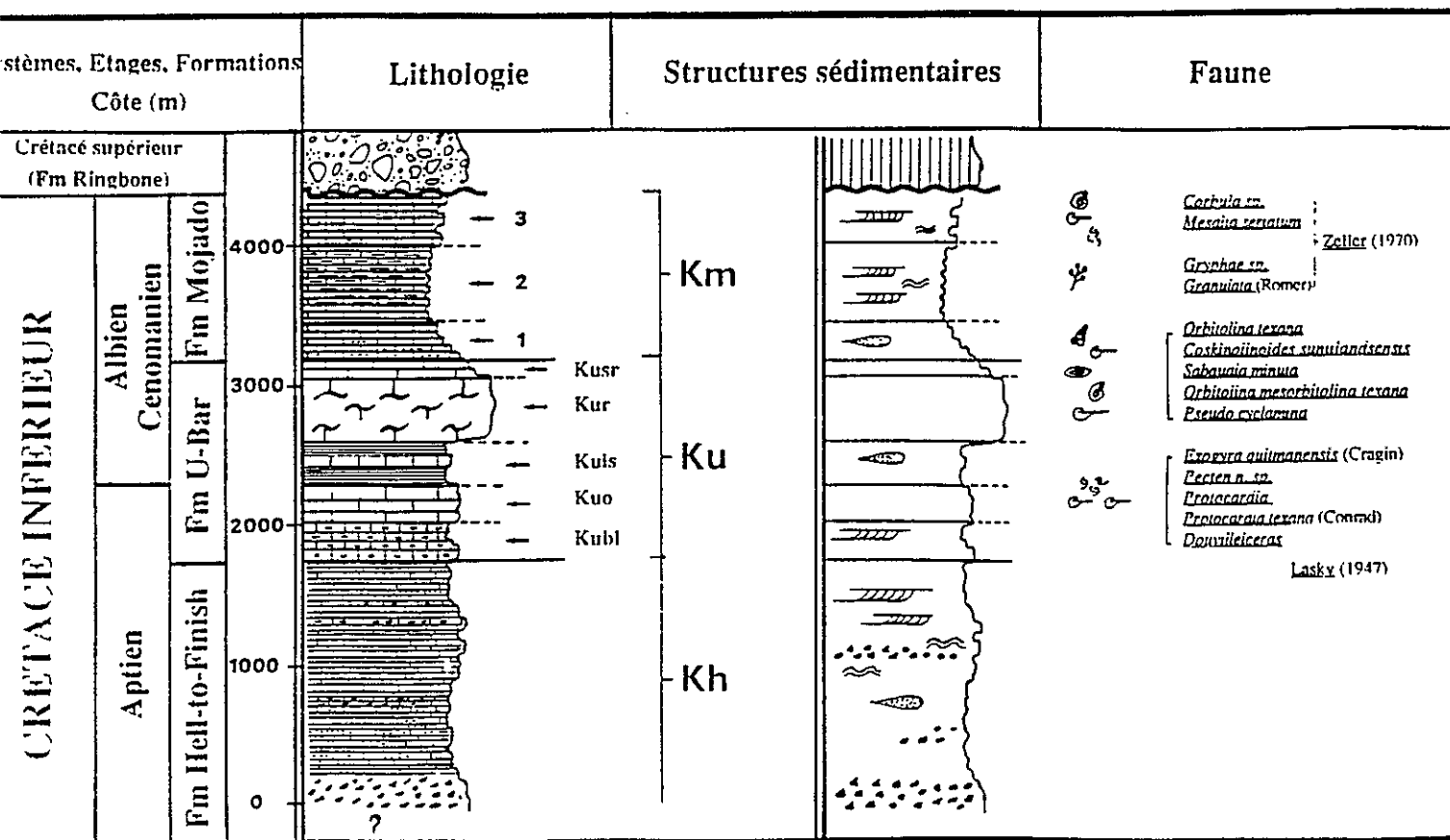


Figure 46 Colonne synthétique du Crétacé inférieur des Little Hatchet Mtns (Grant & Hidalgo Cty, NM).

Synopsis column for the Lower-Cretaceous strata of the Little Hatchet Mtns.

+ Formation Hell-to-Finish (Kh)

. Affleurement et expression morphologique

Essentiellement détritique, elle affleure de manière continue dans toute la chaîne. Toutefois, dans le centre et le Sud des Little Hatch Mountains, les accidents laramiens l'affectent largement. Les bancs gréseux, armés parfois de passées conglomératiques, forment de petits ressauts topographiques très distincts. La couleur rougeâtre de certains bancs est une autre particularité propre à la formation.

. La succession lithologique (1735 m)

La base n'est jamais visible. Toutefois, dans la partie centrale de la montagne (Sec. 25 ; T. 28 S. ; R. 16 W.), Zeller (1970) distingue au dessous une unité lithologique composée de calcaires, de gypse et de dolomies. Le passage à la Formation Hell-to-Finish est graduel. Nos observations de ces niveaux non-identifiés ont confirmé l'absence de discontinuité mais n'ont pas permis d'établir une stratigraphie précise ; en l'absence de fossiles et à cause de perturbations tectoniques, ils ne peuvent pas être corrélés avec d'autres d'âge connu. Nous nous en tiendrons aux conclusions de Zeller qui suggère qu'il pourrait s'agir de sédiments d'âge jurassique, identique à ceux du Bassin de Chihuahua situé plus au sud (Ortuno-Arzate, 1985). Les premiers bancs de la Formation Hell-to-Finish confirment des passées conglomératiques dont les éléments proviennent du Paléozoïque sous-jacent : calcaires, dolomies de la Formation pennsylvanienne Horquilla, cherts et dolomies. L'ensemble est constitué sur 1735 m d'épaisseur d'une alternance de grès de couleur dominante rouge (redbeds) et d'argiles détritiques. Plusieurs mésoséquences sont distinguées ; d'une manière répétitive, les grès possèdent une lamination parallèle, puis au sommet de la mésoséquence, apparaissent des stratifications obliques et entrecroisées. De nombreuses lentilles détritiques et des chenaux de remplissage sont également visibles. Les faciès gréseux possèdent en général un grain moyen et homogène, constitué dans sa plus grande partie par du quartz détritique et quelques feldspaths. Aucun fossile n'a été trouvé.

+ Formation U-Bar (Ku)

. Affleurement et expression morphologique

Omniprésente dans les Little Hatchet Mountains, elle constitue l'une des entités lithologiques les plus caractéristiques de la chaîne. Ses falaises de calcaires blancs arment la plupart des reliefs et notamment le flanc oriental du massif, connu sous le nom de Howells Ridge.

. La succession lithologique (1360 m)

Epaisse d'environ 1360 m, elle comprend 5 unités (Zeller, 1965) : marno-calcaires à la base (unités Brown Limestones, Oyster Limestones et Limestone-shales, respectivement notés **Kubl**, **Kuo** et **Kuls**), ils sont carbonatés au sommet (unités Reef Limestones et Suprareef Limestones, **Kur** et **Kusr**).

Kubl : Cette unité est reconnaissable sur le terrain à son expression morphologique : elle est en effet relativement tendre, facilement attaquée et déblayée par l'érosion donnant toujours une dépression marquée. 250 m d'une alternance de marnes, de calcaires et d'arkoses à stratifications entrecroisées constituent l'essentiel de la série. Le passage des Formation Hell-to-Finish à l'U-Bar est graduel et a été placé arbitrairement là où les bancs carbonatés deviennent prépondérants.

Kuo : Epaisse de 250 m, elle débute et se termine par des marno-calcaires avec dans la partie moyenne des bancs calcaires décimétriques renfermant une abondante faune de Pélécypodes. Parmi celle-ci, sont signalés dans la littérature *Exogyra quitmanensis*, *Pecten* sp., *Protocardia*, *Protocardia texana* et *Douvilleiceras* de l'Albien moyen (Lasky, 1947).

Kuls : Dans la morphologie, cette unité de 290 m d'épaisseur fait le trait d'union entre la combe des marno-calcaires de l'unité sous-jacente et la vire rocheuse qui la coiffe. Ici, les carbonates diminuent en pourcentage et sont relayés par des marnes au sein desquelles apparaissent en relief des lentilles détritiques.

Kur : Elle donne dans la morphologie des falaises spectaculaires qui arment les parties hautes du massif. Débutant par des assises de wackestone-grainstones métriques, cette unité se compose ensuite de 470 m d'une alternance de bancs de calcaires massifs à *Rudistes* et de wackestone-mudstones métriques renfermant une abondante microfaune : *Pseudocyclamina* sp. et *Sabaudia minuta* de l'Albien.

Kusr : 100 m de calcaires marneux et d'assises gréseuses décimétriques terminent la Formation U-Bar. La microfaune y est abondante et la présence d'*Orbitolina* caractéristique : *Orbitolina texana*, *Coskinolinoides suniilandsensis*, *Orbitolina mesorbitolina texana* et *Orbitolina mesorbitulina texana minuta* de l'Albien moyen.

. Age

Grâce à la présence d'une abondante microfaune Zeller (1965 et 1970) a établi une biozonation très fine et un âge Albien moyen est avancé pour cette formation.

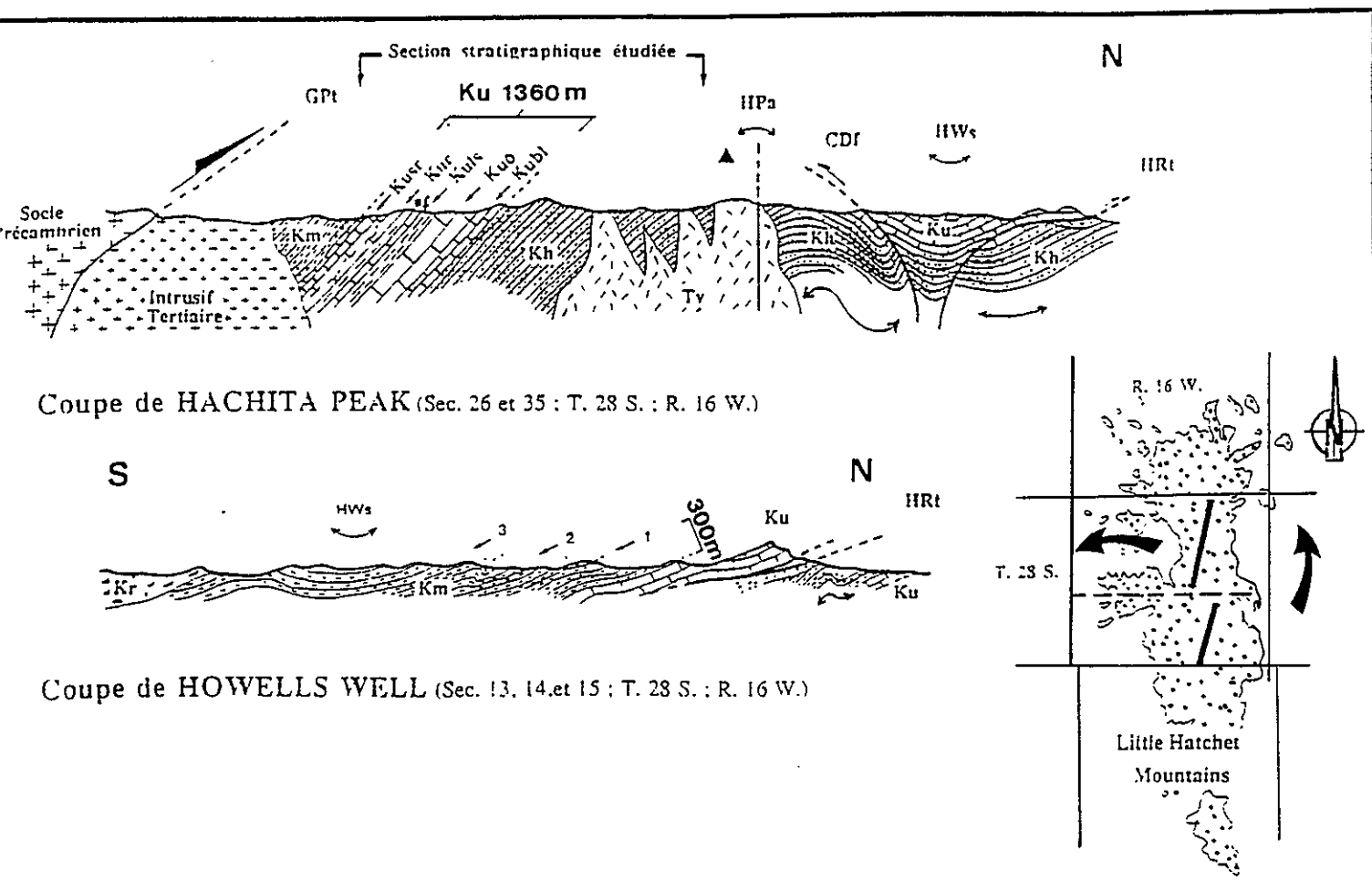


Figure 47 Coupes de Hachita Peak et de Howells Well, Little Hatchet Mtns : le Crétacé inférieur.

Hachita Peak and Howells Well cross-sections, Little Hatchet Mtns : the Lower Cretaceous strata.

III.1.1.c. Coupe de Howells Well : Formation Mojado (Km)

Localisée dans la partie centrale de la chaîne (Sec. 13, 14 et 15 ; T. 28 S. ; R. 16 W.), elle présente, dans d'excellentes conditions, la Formation détritique Mojado. Concordants avec les bancs marno-calcaires de la Formation U-Bar sous-jacente, ses bancs quartzitiques affleurent dans l'Howells Well synclinal ; quelques accidents tectoniques y sont observés (plis d'entraînement, failles inverses) mais ils ne perturbent pas la continuité lithologique. Au Sud de cette structure, la Formation Ringbone d'âge Sénonien supérieur repose en discordance angulaire sur la Formation Mojado (Fig. 48).

+ La succession lithologique (1300 m)

Trois unités nommées sommairement 1, 2 et 3 ont été distinguées. L'unité basale («1») épaisse de 300 m, est constituée d'une alternance de grès à débris coquilliers, de marnes et de carbonates. A la base, le contact avec la Formation U-Bar est graduel ; la proportion des clastes détritiques au sein des carbonates augmente singulièrement d'une unité à l'autre et la limite est placée arbitrairement à l'apparition des bancs gréseux. Des crachées terrigènes sont également observées dans certains bancs. L'unité médiane («2») se compose de 550 m de grès et de pélites argileuses finement litées avec des stratifications obliques et des rides de plages vers le sommet. L'unité supérieure («3») consiste en 450 m de quartzites à Mollusques parmi lesquels *Corbula sp.*, *Mesalia seriatum*, *Gryphae sp.* et *Granulata* (Zeller, 1970). Les figures sédimentaires témoignent d'un environnement intertidal.

+ Age

Zeller indique la présence de fossiles de l'Albien supérieur-Cénomaniens inférieur (Washita Group du Gulf Coast texan), âge récemment confirmé par Galemore (1986).

III.1.2. La Sierra Boca Grande

Second jalon géologique mexicain de cette étude, elle constitue une pierre angulaire pour l'interprétation du Nord de l'Etat de Chihuahua ; située entre la Sierra de Palomas au NW et la Sierra China au SE, elle est constituée presque exclusivement par du Crétacé qui affleure remarquablement dans le Nord de la chaîne où quelques 2400 m appartenant à la trilogie du Crétacé inférieur ont été mesurés. Fortement affectée par l'orogénèse laramienne, elle revêt par ailleurs un double intérêt structural ; des accidents à double vergence ont été observés et une formation molassique (Formation Ringbone du Crétacé supérieur) a été distinguée. Trois coupes stratigraphiques ont été levées (Figures 48 & 49) :

- Buenos Aires recoupant la Formation Hell-to-Finish et les 2 unités inférieures de la Formation U-Bar ;
- del Mimbres montrant les trois unités supérieures de la Formation U-Bar ;
- Cerro la Cueva avec la Formation Mojado.

III.1.2.a. Travaux antérieurs

Dans le désert de Chihuahua, il existe peu de travaux géologiques. La présence de Mésozoïque dans la Sierra Boca Grande a été rapportée par Navarro & Tovar (1974) sur leur carte à l'échelle 1 : 300 000 du Nord de l'Etat de Chihuahua. La carte géologique de Chihuahua au 500,000^{ème} de la Société géologique mexicaine (*Sociedad Geologica Mexicana*, 1975) n'apporte guère d'informations nouvelles. Des travaux géologiques et géophysiques

menés par Pemex (Petroleos mexicanos) et par l'IMP (Instituto mexicano del Petroleo) ont été entrepris en 1985 et 1986 dans la Sierra Boca Grande et aux alentours, mais les résultats sont confidentiels (Dyer et Lopez-Ramos, communications personnelles). Brown & Dyer (1987) et Guthrie (1987) ont contribué de manière significative à la connaissance structurale et stratigraphique du Nord de l'Etat de Chihuahua ; leurs cartes et leurs commentaires ont été de précieux guides.

III.1.2.b. Coupe de Buenos Aires

Située dans le NW de la sierra, elle montre la Formation Hell-to-Finish et les unités Brown Limestones et Oyster Limestones de la Formation U-Bar. Les couches présentent un pendage de 25° à 30° vers le sud et aucun accident tectonique ne perturbe la série. Les bancs gréseux de la Formation Hell-to-Finish sont autant de barres rocheuses qui ceignent une grande combe désertique au centre de laquelle se trouvent les ruines du ranch de la Boca Grande. Quant aux carbonates et aux marnes de la Formation U-Bar, ils se traduisent, dans la morphologie, par de petites dépressions reposant sur les assises gréseuses sous-jacentes (Fig. 49).

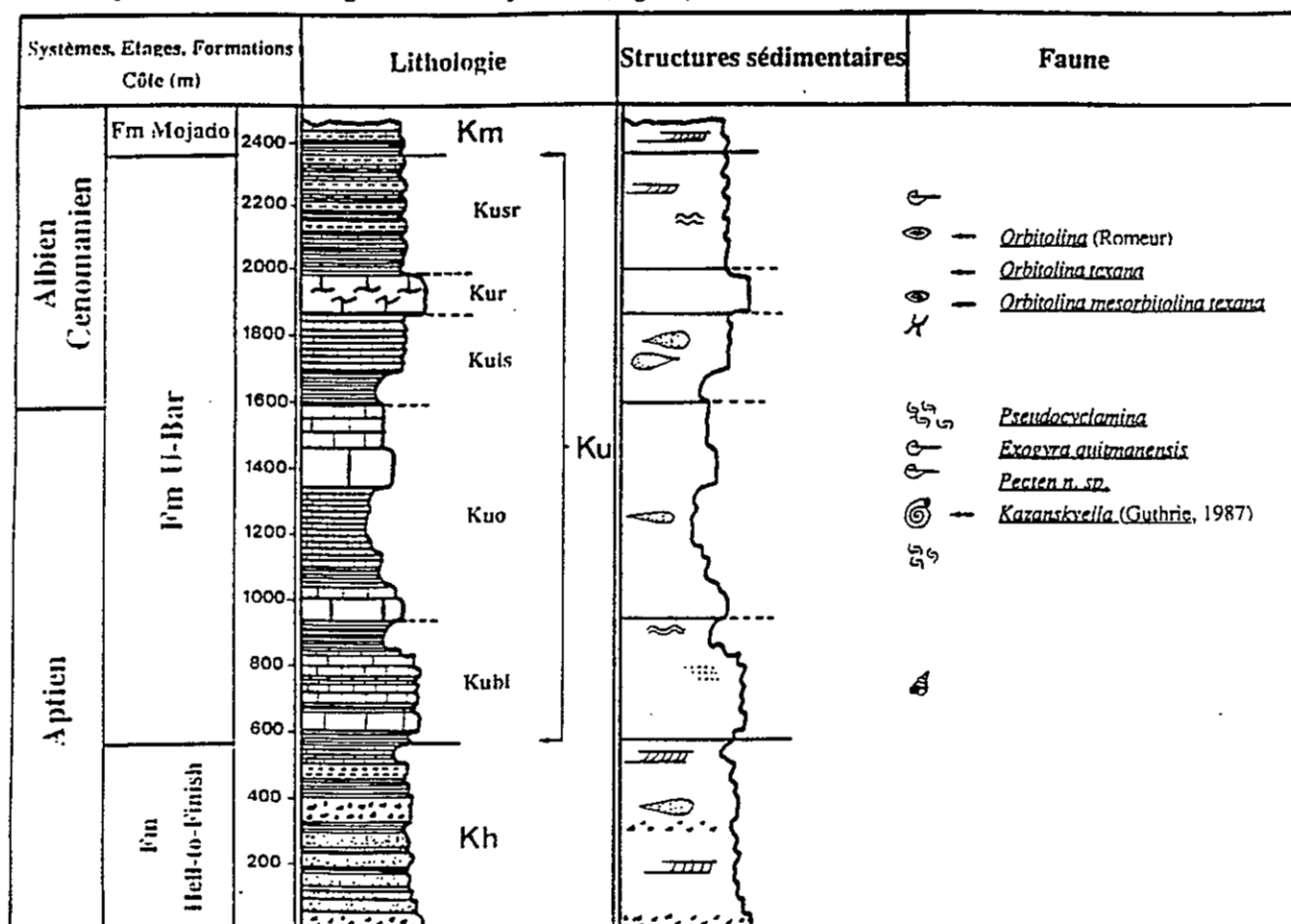


Figure 48 Colonne synthétique du Crétacé inférieur de la Sierra Boca Grande, Chihuahua (Mexique).

Synoptic column for the Lower-Cretaceous strata of the Sierra Boca Grande, Chihuahua (Mexico).

+ Formation Hell-to-Finish (Kh)

580 m d'une alternance de grès et de passées conglomératiques en constituent l'essentiel ; la base n'affleure pas. Les bancs conglomératiques peuvent atteindre 3 mètres d'épaisseur et former des barres rocheuses dans la topographie ; les éléments remaniés trouvés dans une matrice gréseuse proviennent du Paléozoïque. Des rides de plage et des stratifications entrecroisées témoignent d'un environnement intertidal à côtier. Aucun fossile n'a été

trouvé et seuls quelques débris coquilliers non identifiés ont été observés. Par sa position stratigraphique, un âge Aptien inférieur lui est attribué.

+ Formation U-Bar : les deux unités inférieures (Kubl et Kuo)

A la base, le passage entre les deux formations est graduel. L'unité **Kubl** est constituée d'une alternance marno-calcaire de 360 m d'épaisseur. Les bancs carbonatés de 1 à 2 m d'épaisseur sont peu résistants et souvent recouverts par des pédiments. Quelques débris de Brachiopodes indéterminés ont été observés. Au sommet apparaissent quelques 100 m de marnes azoïques friables, de couleur grise, surmontées par une barre calcaire soulignant la base de l'unité **Kuo**. Puissante de 640 m, elle débute par une alternance de calcaires finement lités renfermant des lentilles détritiques et se différenciant des carbonates sous-jacents par la présence de très nombreux débris coquilliers qui confèrent à certains bancs un aspect lumachellique caractéristique. Elle se termine par une barre carbonatée au sein de laquelle ont été trouvés *Pseudocyclamina*, *Exogyra quitmanensis* et *Pecten n.sp.* Guthrie (1987) y signale la présence du Céphalopode *Kazanskyella* indiquant un âge Aptien supérieur à Albien inférieur.

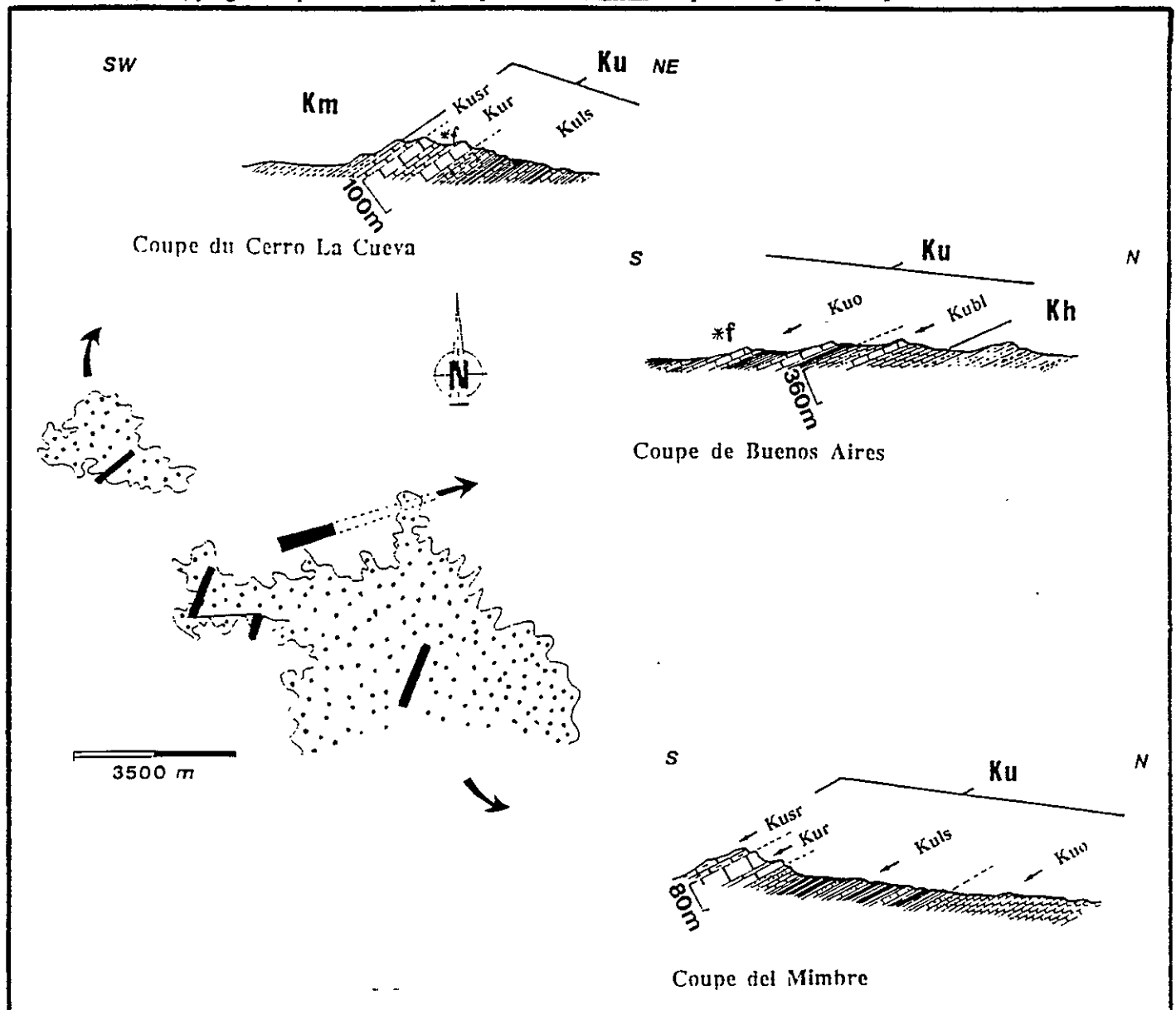


Figure 49 Coupes du Cerro la Cueva, de Buenos Aires et del Mimbres, Sierra Boca Grande : le Crétacé inférieur.
Cerro la Cueva, Buenos Aires and del Mimbres cross-sections, Sa Boca Grande : the Lower Cretaceous

III.1.2.c. Coupe del Mimbire : les 3 unités supérieures de la Formation U-Bar

Située dans le centre de la sierra, elle présente en succession continue les bancs carbonatés supérieurs de la Formation U-Bar avec un pendage de 30° à 35° vers le sud. L'unité Kuo est également visible ; elle présente les mêmes caractéristiques lithologiques que dans la coupe précédente. Le passage entre Kuo et Kuls est graduel et marqué, dans la topographie, par une combe aux reliefs émousés (Fig. 49).

+ Unité moyenne Kuls

Puissante de 260 m, elle est constituée à la base d'une alternance marno-calcaire dans laquelle la proportion des bancs carbonatés s'accroît vers le sommet. Cette évolution s'accompagne d'une différenciation morphologique bien marquée avec des combes douces à la base et des reliefs plus accentués au sommet. Les marnes sont généralement noir-foncé et de grands Pélécypodes sont observés alors que les bancs de calcaires wackestones terminaux renferment des lentilles détritiques. Aucun fossile n'y a été trouvé.

+ Unité récifale Kur

Facilement reconnaissable dans la morphologie, elle forme les falaises massives des reliefs les plus élevés de la sierra. D'une épaisseur pouvant atteindre 100 m, elle est constituée de calcaires de couleur gris-sombre localement dolomitisés. Une riche faune corallienne y est décrite, parmi laquelle des Rudistes, des Bivalves et des Coraux. La partie sommitale est caractérisée par des calcaires marneux à *Orbitolina mesorbitolina texana* (Albien moyen). Ceux-ci passent graduellement aux argiles à Orbitolines de l'unité suivante Kusr.

+ Unité sommitale Kusr

Elle se compose de 360 m d'une alternance marno-calcaire avec dans sa partie moyenne des bancs calcaires (wackestones, packstones) décimétriques à laminations parallèles. Il s'agit d'une unité caractérisée par la présence d'*Orbitolina mesorbitulina texana* et *Orbitolina* (Romeur) de l'Albien moyen.

III.1.2.d. Coupe du Cerro la Cueva : Formation Mojado (Km)

Située sur le flanc méridional d'une petite colline isolée de la Sierra Boca Grande par une plaine désertique de 1 km de largeur, elle offre, dans de bonnes conditions d'affleurement, une section complète des Formations U-Bar et Mojado. Les unités supérieures de la Formation U-Bar présentant les mêmes caractéristiques que dans la coupe del Mimbire, seule la Formation Mojado est décrite ici. Forte de 150 m et présentant des pendages de 45° à 50° vers le SW, elle est constituée d'une alternance de grès, quartzites et marnes. Des 3 unités lithologiques décrites dans les Little Hatcher Mountains, seules les deux premières sont reconnues et la limite supérieure est érosionnelle. Le contact de base avec la formation sous-jacente U-Bar est graduel ; il est placé arbitrairement où la proportion des bancs de grès l'emporte sur celle des carbonates. Les grains de ces grès et quartzites sont typiquement bien triés et arrondis ; le ciment jointif est siliceux. Des laminations parallèles et entrecroisées du sommet de la section indiquent des conditions de dépôt côtier. Quelques débris coquilliers sont présents. Par corrélation avec les formations décrites par ailleurs, un âge Albien supérieur à Cénomanién inférieur lui est attribué (Fig. 49).

III.1.3. Les Victorio Hills

Dans la partie médiane des Victorio Hills, le Crétacé inférieur arme un ensemble de collines qui offrent, à la faveur d'un synclinal, de bonnes conditions d'affleurement.

III.1.3.a. Travaux antérieurs

Le Crétacé inférieur a été reconnu très tôt dans les Victorio Hills car, ancien district minier, ces collines ont fait l'objet de nombreuses études géologiques. Dès 1910, Lindgren et al. signalent la présence de roches carbonatées assignées aux Trinity et Washita Groups texans. Kottowski (in Griswold, 1961 ; 1963) décrit le Pélécypode *Trigonia cf. emoryi* du Crétacé inférieur dans des bancs carbonatés tandis que Thorman & Drewes (1981) reconnaissent la succession du Groupe Bisbee du SE de l'Arizona.

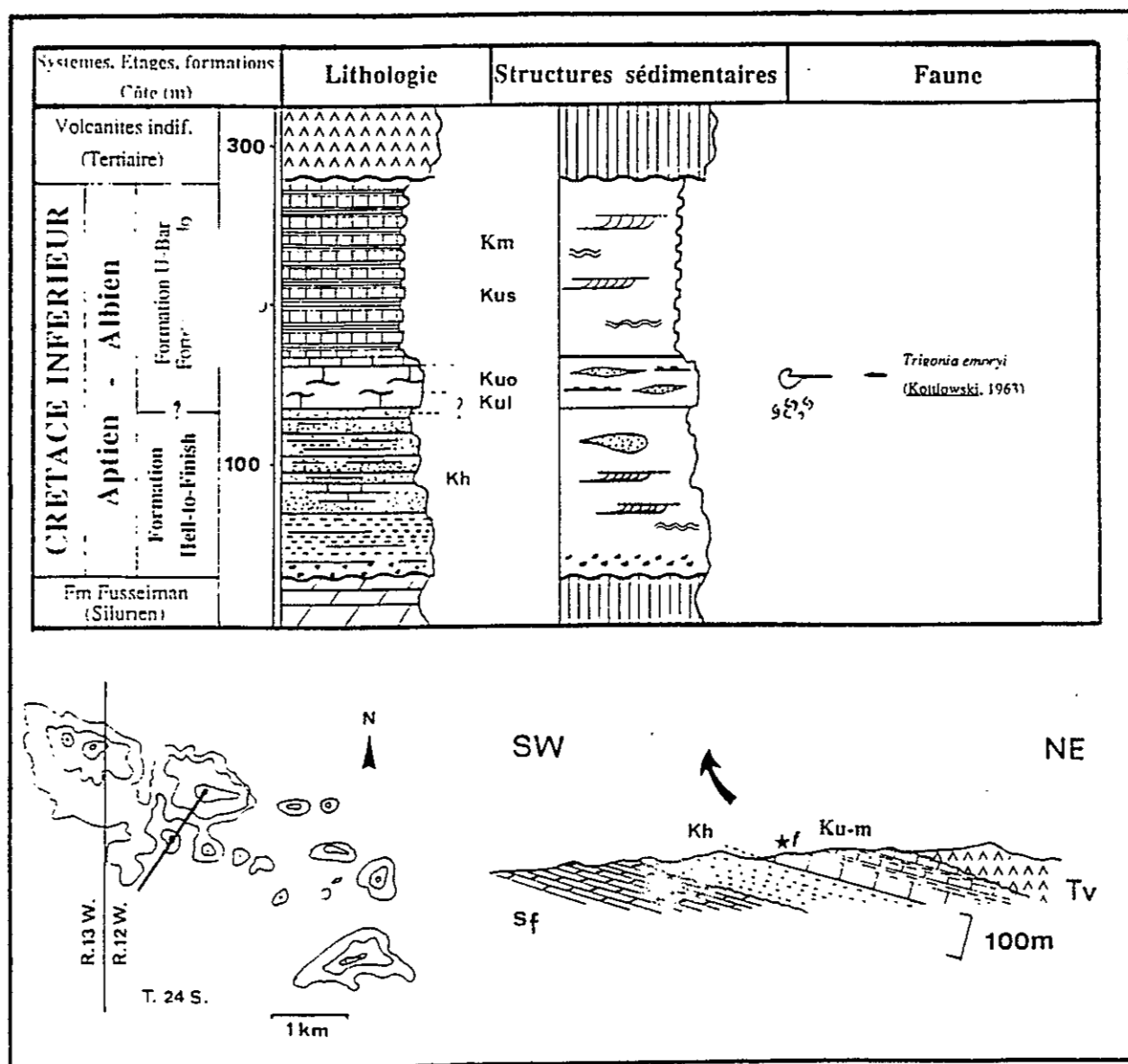


Figure 30 Coupes et colonne synthétique du Crétacé inférieur des Victorio Hills (Luna Cty, NM).
Cross-sections and synoptic column for the Lower-Cretaceous strata of the Victorio Hills (NM).

III.1.3.b. Coupe de Canyon Hill

Le Crétacé inférieur apparaît dans un synclinal laramien d'orientation N110°E qui s'ennoie vers l'ouest. La coupe de Canyon Hill (Sec. 30 ; T. 24 S. ; R. 12 W.) a été levée dans un arroyo sillonnant le long du flanc SE des collines les plus occidentales. Elle est située à la terminaison périclinale du synclinal et offre une section complète de 250 m d'épaisseur (Fig. 50). La base repose en discordance angulaire sur les dolomies sableuses de la Formation silurienne Fusselman tandis que des volcanites tertiaires recouvrent en discordance la partie sommitale. Malgré le caractère condensé de la série, la trilogie crétacée a été reconnue.

+ Formation Hell-to-Finish (Kh)

Epaisse de 100 m, elle est constituée d'un ensemble de grès, d'arkoses et de bancs conglomératiques pouvant atteindre 2 m d'épaisseur. Les éléments remaniés sont principalement des andésites altérées, des granites et syénites précambriens et des carbonates et dolomies paléozoïques que les conglomérats surmontent en discordance angulaire. Vers le milieu de la formation, on observe, dans des bancs gréseux, des stratifications entrecroisées et des figures de plage. A cause du métamorphisme lié aux intrusions tertiaires, certains niveaux conglomératiques sont marmorisés ; très fortement soulignés dans la morphologie, ils forment d'abrupts ressauts. Vers le sommet, on passe graduellement aux bancs carbonatés de la Formation U-Bar.

+ Formation U-Bar (Ku)

Elle est constituée de 30 m de calcaires bleu nuit. Une abondante faune de Pélécypodes est présente dans un banc situé 3,5 m au dessus de la base ; il est corrélié avec l'unité Kuo (Oyster Limestone member de Zeller, 1970). Kottowski (1963) signale *Trigonia emoryi* dans ce banc. Les autres unités définies par Zeller ne sont pas reconnues ici ; la série est réduite et il semble que des lacunes de sédimentation soient présentes comme en témoignent les surfaces durcies observées vers le sommet de la section où l'on passe progressivement aux bancs quartzitiques de la Formation Mojado.

+ Formation Mojado (Km)

120 m de quartzites et de grès terminent le Crétacé inférieur des Victorio Hills. Des crachées terrigènes détritiques sont observées en milieu de section où des figures de stratifications entrecroisées et des rides de plage sont nombreuses.

III.2. Corrélations et aperçu paléogéographique

III.2.1. Corrélation lithostratigraphique

En s'appuyant sur nos observations et les apports bibliographiques, il est possible de dresser des cartes et des tableaux de corrélations pour le Crétacé inférieur dans lequel on distingue deux cycles sédimentaires ; de l'Aptien inférieur à l'Albien moyen et de l'Albien supérieur au Cénomani.

III.2.1.a. Aptien inférieur-Albien moyen

Ce cycle est représenté dans le SW du Nouveau-Mexique par les Formations Hell-to-Finish et U-Bar qui surmontent

en discordance le substratum paléozoïque.

Constituée par une alternance de grès mal triés et de niveaux conglomératiques, la mise en place de la Formation Hell-to-Finish est consécutive à la transgression mésogéenne de l'Aptien inférieur. Cette formation a une large répartition dans les états frontaliers permettant de bonnes corrélations : dans le SE de l'Arizona, elle est représentée par la Formation Morita et sa composante conglomératique la Formation Glance ; dans le Nord de Chihuahua, par les Formations Las Vigas, La Virgen et La Pena (pour partie seulement) ; dans la Sierra Madre Orientale par les Formations Yucca et Mountain et au Texas occidental par les Formations Sligo-Hosston, Hammet et Cow Peek (Fig.

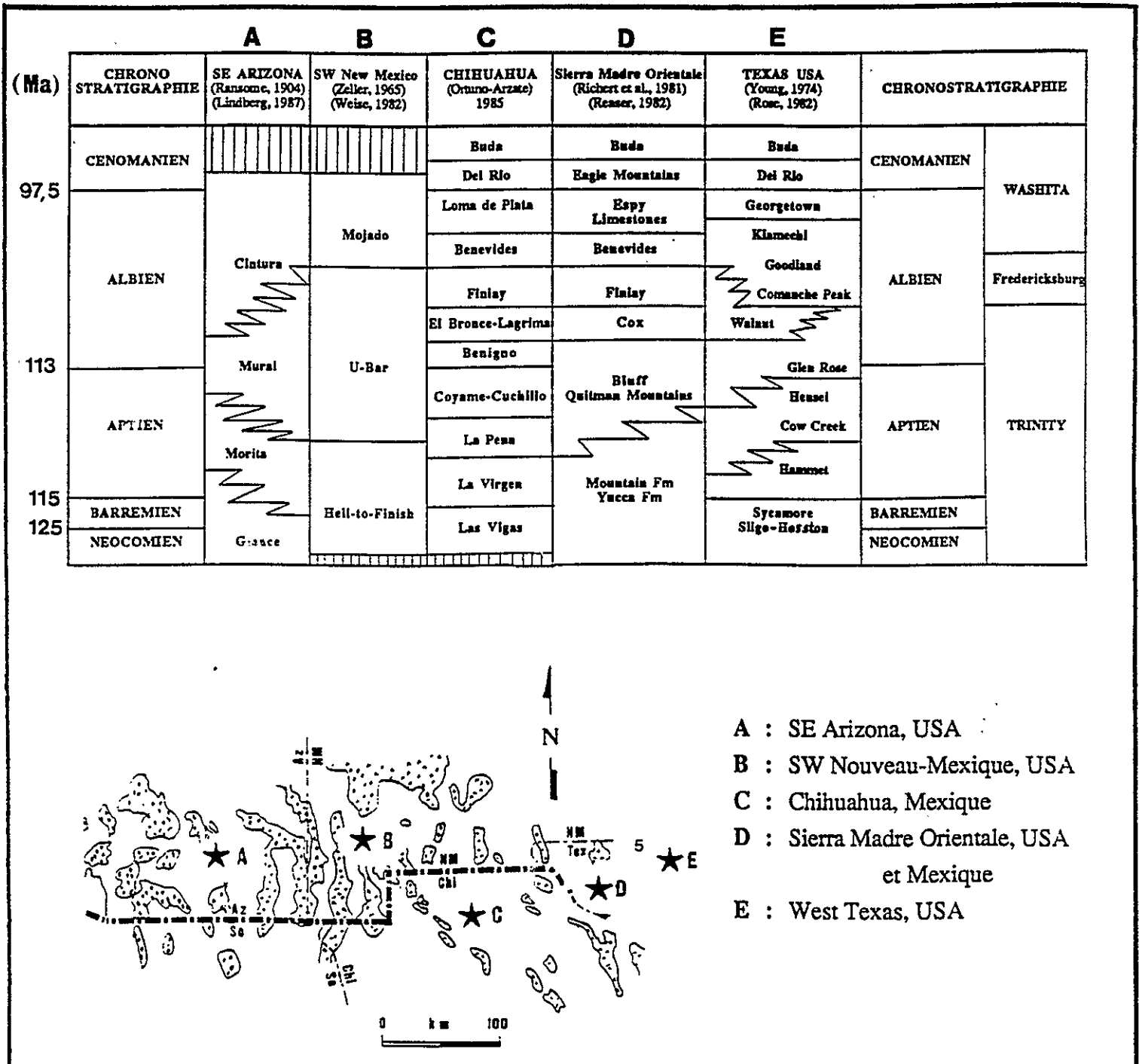


Figure 51 - Corrélations du Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains (Compilations bibliographiques).

Lower-Cretaceous correlations throughout SW New Mexico and adjacent areas.

51). Alors que dans le centre du Bassin de Chihuahua, la transgression mésogéenne est bien datée grâce notamment à une abondante faune d'Ammonites du Lias (Sinémurien), aux confins américano-mexicains l'âge de la Formation Hell-to-Finish et de ses équivalents a été défini par rapport aux formations sus- et sous-jacentes ; la transgression mésozoïque y est supposée être d'âge Aptien inférieur (Mack, 1987). Régionalement, la sédimentation argilo-sableuse du centre du Bassin de Chihuahua s'oppose à la sédimentation grés-conglomératique caractéristiques des confins américano-mexicains.

Les dépôts de la Formation U-Bar à l'Aptien supérieur - Albien moyen correspondent à l'installation, aux confins américano-mexicains, d'une plate-forme dont les carbonates ceinturent le Bassin de Bisbee - U-Bar. L'unité inférieure (Brown Limestone member, Kubi), constituée d'une succession granocroissante d'argiles, de calcaires et de grès, assure le passage graduel des bancs gréseux aptien inférieur aux carbonates de l'Aptien supérieur - Albien inférieur. Caractérisés par de puissantes séries calcaires et marno-calcaires de faciès plus ou moins profonds, les équivalents de la Formation U-Bar sont représentés par la Formation Mural sur la marge occidentale du bassin (SE Arizona) ; par les Formations Hensel, Glen Rose, Walnut et Comanche Peak sur sa marge orientale (Texas) ; par les Formations pélagiques albo-aptiennes de La Pena (partie supérieure), Coyame-Cuchillo, Benigno, El Bronce-Lagrima, Finlay en Chihuahua central (centre du bassin de Chihuahua) ; par les Formations Bluff, Quitman Mountains, Cox et Finlay dans la Sierra Madre Orientale (marge orientale du Bassin de Chihuahua) et par les Formations Glen Rose, Walnut et Comanche Peak (pro-parte) au Texas (Fig. 51). Deux faciès s'opposent ; dans la partie occidentale des wackestones fossilifères, des grainsstones oolitiques et bioclastiques et des micrites stromatolitiques témoignent d'un environnement sublittoral à lagunaire et dans la partie orientale des carbonates détritiques et des biostromes à Rudistes sont caractéristiques d'un environnement de plate-forme franche (Mack et al., 1986). Cette distribution des faciès témoigne de l'existence de rides de direction N120°E régissant la paléogéographie au cours de l'installation de la plate-forme carbonatée.

III.2.1.b. Albien supérieur - Cénomanién

Ce cycle est représenté, dans le SW du Nouveau-Mexique, par la Formation Mojado ; dans le SE de l'Arizona, par la Formation Cintura ; en Chihuahua, par les Formations Benevides, Loma de Plata, Del Rio et Buda ; dans la Sierra Madre Orientale, par les Formations Benevides, Espy, Eagle Mountains et Buda et au Texas, par les Formations Goodland, Kiamechi, Georgetown, Del Rio et Buda (Fig. 51).

Le passage de la Formation U-Bar à la Formation Mojado est graduel. La séquence inférieure est constituée d'une alternance régulière de wackestones fossilifères et de packstones néritiques en bancs de 1 m d'épaisseur. La séquence intermédiaire est représentée par une alternance de bancs de grès d'une dizaine de mètres d'épaisseur et de marnes vertes à rouges. Des figures de base de bancs, des bioturbations et des rides sont observées.

Dans le SW du Nouveau-Mexique, on peut remarquer (Fig. 52) : au Sud des calcaires, grès siliceux et quartzites, à l'Est des wackestones à Huîtres et des argiles néritiques (Formations Del Rio et Buda) et au Nord des grès de plage (Formations Sarten, Beartooth et Colorado) qui reposent en onlap sur le Paléozoïque et le Précambrien du Plateau du Colorado.

III.2.2. Environnement et évolution paléogéographique

Les corrélations indiquent l'existence de plusieurs domaines dans le Bassin de Bisbee - U-Bar ; des domaines subsidents caractérisés par des séries atteignant plus de 3000 m d'épaisseur et d'autres où la subsidence est moindre (Fig. 52). Grâce aux travaux de Hayes (1970) dans le SE de l'Arizona, d'Ortuno-Arzate (1985) en Chihuahua, de LeMone et al. (1983) dans l'Est du Texas et de Mack (1987a) et Mack et al. (1986 et 1988) dans le SW du Nouveau-Mexique, une synthèse sur la

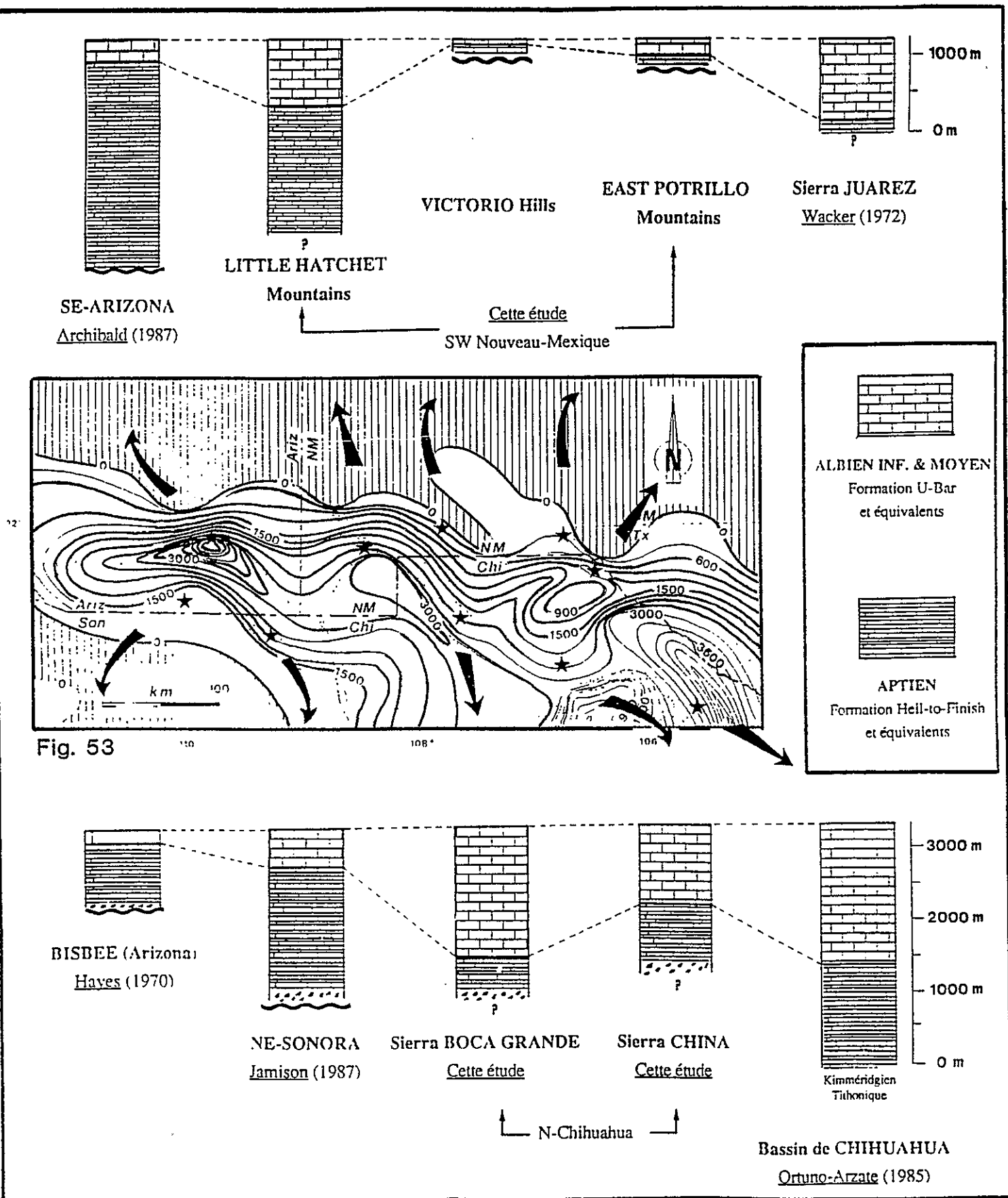


Figure 52 Colonnes stratigraphiques synthétiques du Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains (Compilations bibliographiques et apport personnel) et carte isopaque (en mètres).

Synoptic stratigraphic columns for the Lower-Cretaceous strata in SW New Mexico and adjacent areas

paléogéographie régionale du Crétacé inférieur est possible (Figures 52 & 53).

Alors que dans la partie centrale du Nouveau-Mexique on observe une sédimentation continentale au Trias et au Jurassique et une lacune totale du Crétacé inférieur (Cabezas, 1989), les premiers dépôts mésozoïques des confins américano-mexicains sont des grès et arkoses témoignant de la transgression de l'Aptien inférieur qui élargit, dans un système en transtension limité par les linéaments du Texas et Caltam, le Bassin de Chihuahua sur ses marges E, NE et NW (Tardy, 1978 ; Mack, 1987). En Chihuahua central, dans le bassin commençant à s'individualiser, c'est au Lias (Sinémurien) qu'une première incursion marine d'obédience téthysienne a lieu. Cantonnée en Chihuahua central, elle est de courte durée et suivie d'une régression généralisée (Tardy, 1980). La transgression majeure en provenance de l'ESE se situe au Callovo-Oxfordien ; marquée par une alternance de black shales, de grès, de calcaires et d'évaporites, elle se répand dans les bassins épicontinentaux de Sabinas et de Chihuahua qui, à la faveur de distensions crustales, vont subsider du Jurassique supérieur au Crétacé supérieur. Cette transgression gagne vers le NW pour atteindre le Bassin de Bisbee - U-Bar dont la limite septentrionale coïncide avec la retombée sud du Plateau du Colorado. Dans toute la région, une certaine homogénéité lithostratigraphique est observée au Crétacé inférieur ; d'un point de vue général, les séries de plates-formes montrent une diminution de l'influence terrigène corrélativement avec une augmentation de la subsidence du bassin et les distributions de faciès indiquent l'existence de talus continentaux de direction NS à N120°E régissant la paléogéographie des bassins (Fig. 52). Dès l'Albien supérieur, des pulsations détritiques apparaissent en échos de la structuration de la façade occidentale du continent nord-américain (Orogenèse orégonienne ; Rangin, 1986) amorçant le comblement du bassin.

Il convient de noter que la sédimentation dans le Bassin de Bisbee - U-Bar a été influencée par les éléments paléogéographiques qui l'entouraient et qui constituaient des zones positives de direction N120°E. Ennoyées par la grande transgression aptienne, elles deviennent ainsi des hauts-fonds ou des plates-formes : digitations méridionales du Plateau du Colorado, haut-fond de Florida-Burro, plate-forme de Diablo au Texas (Fig. 53).

En conclusion, il apparaît que l'histoire du bassin crétacé inférieur de Bisbee - U-Bar est dictée par l'évolution du bassin de Chihuahua dont il représente un satellite nord-occidental à l'extrémité du domaine téthysien (Cordoba et al., 1980 ; Rangin, 1982). Ces bassins ont enregistré la dynamique du Nord du Mexique en limite de deux grands domaines :

- le domaine *mésogéen*, lié à l'histoire de la Téthys ;
- le domaine *cordillérain*, lié à l'histoire du Pacifique.

Du Lias (centre de Chihuahua) à l'Aptien inférieur (SW du Nouveau-Mexique), leur naissance résulte d'une part d'un processus de rifting intracontinental contrôlé par des accidents NS à N120°E et d'autre part de la transgression majeure mésogéenne de provenance E-SE. Jusqu'à l'Albien, ils sont étroitement liés à l'évolution des bassins téthysiens dont l'extension s'accroît sur leurs marges et, dès le Cénomanién, ils se comblent suite à la surrection du domaine cordillérain. Dès lors, leur évolution est liée à celle de ce domaine et à l'histoire du Pacifique. Aux confins américano-mexicains, le contrôle de la sédimentation crétacée se fait, comme au Paléozoïque, selon des directions N120°E qui sont celles du Texas Lineament.

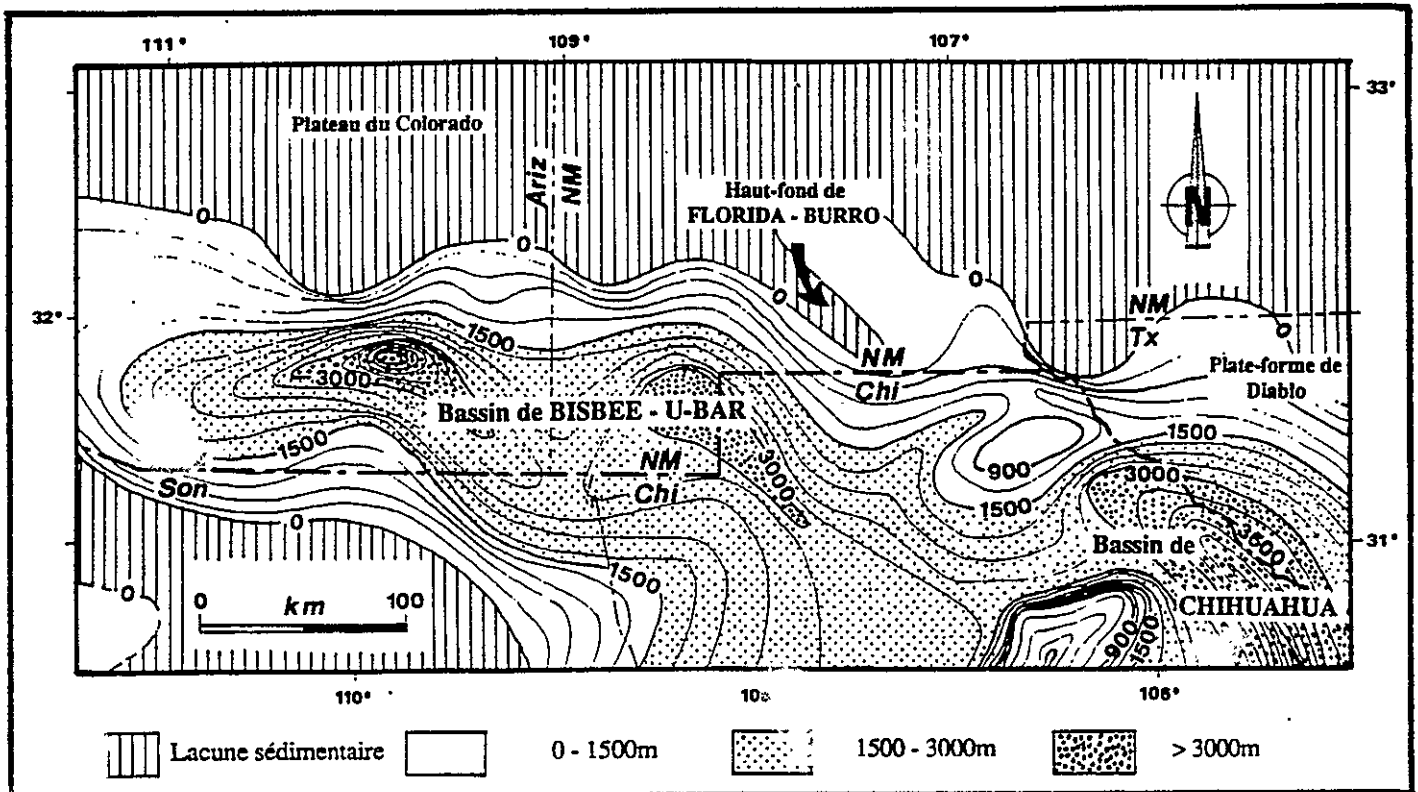


Figure 53 Carte isopaque (en mètres) du Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains (modifié d'après LeMone et al., 1983 ; Mack, 1986).

Lower-Cretaceous isopachous map (in meters) in SW New Mexico and adjacent areas (modified from LeMone et al., 1983 ; Mack, 1986).

IV. Le Campanien supérieur - Maastrichtien : la Formation Ringbone molassique

Introduction : nomenclature et apport de la présente étude

IV.1. Description lithologique : les coupes stratigraphiques

IV.1.1. Coupe de Playas Peak : Little Hatchet Mountains

IV.1.2. Coupe du Rancho de la Boca Grande : Sierra Boca Grande

IV.1.3. Les différentes coupes des Florida Mountains

IV.2. Analyse séquentielle et milieu de dépôts

IV.2.1. Séquences de dépôts-type

IV.2.2. Milieu et environnement de dépôts

IV.3. Origine du matériel détritique

IV.3.1. Nature et origine des éléments conglomératiques

IV.3.2. Analyse modale : diagrammes ternaires QFL et QmFLt

IV.3.3. Analyse par thermoluminescence

IV.3.4. Etude des figures sédimentaires : détermination des paléo-courants

IV.4. Corrélations

IV.5. Conclusions

Introduction : nomenclature et apport de la présente étude

La Formation Ringbone a été définie dans les Little Hatchet Mountains par Zeller (1970). Recouvrant les diverses unités lithologiques que Lasky (1936 & 1947) avait antérieurement décrites dans ce même chaînon sous les termes de Skunk Ranch Conglomerates, Playas Peak Formation, Ringbone Shales et Howells Ridge Formation, elle représente un ensemble détritique azoïque de plus de 2200 m d'épaisseur reposant en discordance angulaire sur le Crétacé inférieur. Les deux auteurs insistent sur le caractère hétérogène des bancs et lui attribuent une origine continentale liée au démantèlement de la chaîne laramienne. Sont décrits : des niveaux conglomératiques, des schistes bitumineux, des grès silteux de couleur rougeâtre à verdâtre, des arkoses et des crachées volcano-détritiques andésitiques et basaltiques accompagnés de débris végétaux, de morceaux d'arbres fossiles, de lignites et de charbons. Enfin, elle était réputée être du Crétacé supérieur - Eocène supérieur au vu d'une empreinte de palmier appartenant à l'espèce Sabal (Détermination Ch. B. Read in Zeller, 1970 ; p. 9). Par la suite, des ensembles détritiques semblables ont été décrits dans les Animas Mountains (Soule, 1972 ; Drewes, 1986 ; Donnan, 1987), dans les Florida Mountains (Lemley, 1982 ; Clemons, 1982, 1984, 1985 et 1986 ; Clemons & Brown, 1983) et dans les sierras mexicaines de Boca Grande et de Palomas (Dyer et al., 1987 & 1988). La Formation Ringbone est interprétée par Seager (1983) et Seager & Mack (1986) comme le remplissage détritique syn à tardi-tectonique d'un bassin molassique laramien. Une telle hypothèse est rejetée par Corbitt & Woodward (1977), Drewes & Thorman (1978), Woodward & Duchêne (1981) et Drewes (1988) pour lesquels la Formation Ringbone est post-tectonique.

La présente étude apporte de nouvelles cartographies (cf. **Planches hors texte**) notamment dans les Little Hatchet Mountains où, à partir d'une analyse détaillée des éléments constitutifs des bancs conglomératiques, nous avons identifié la Formation Ringbone à des endroits où avaient été cartés la Formation aptienne Hell-to-Finish ou des volcanites tertiaires. Par ailleurs, des fossiles ont été découverts dans les Little Hatchet Mountains dans cette formation jusqu'alors réputée azoïque. Déterminés et datés par W. Wornhardt de Microstrat Inc. (Denver, Colorado), S. Lucas du Museum d'histoire naturelle d'Albuquerque (Nouveau-Mexique) et B. Kues de l'Université du Nouveau-Mexique d'Albuquerque (UNM), ils permettent de lui attribuer un âge restreint au Campanien supérieur et Maastrichtien (Lawton et al., 1989). Ces nouveautés conduisent à une nouvelle interprétation structurale exposée dans les prochains chapitres.

Ce chapitre résume les résultats lithologiques et stratigraphiques de cette étude. Il repose sur la description de plusieurs coupes levées dans les Little Hatchet Mountains, la Sierra Boca Grande et les Florida Mountains (§ IV.1.). La seconde partie traite de l'analyse séquentielle des séquences de dépôts observées (§ IV.2.). L'origine des sources d'apport détritique est abordée grâce aux résultats des analyses modales, des analyse par thermoluminescence et des études portant sur les figures sédimentaires (§ IV.3.). Enfin, les deux dernières parties traitent des corrélations régionales et des conclusions (§ IV.4. & § IV.5.).

IV.1. Description lithologique : les coupes stratigraphiques

Le terme de séquence de dépôts utilisé ici représente une succession de strates non discordantes et génétiquement liées, limitées par des discontinuités majeures (Mitchum, 1977) comme des surfaces d'érosion. Pour chacune d'elles, une description succincte des associations de faciès est donnée.

IV.1.1. Coupe de Playas Peak : Little Hatchet Mountains

IV.1.1.a. Localisation et cadre géologique

Elle se trouve dans le NW du chaînon où la Formation Ringbone occupe le coeur d'une large structure synclinale

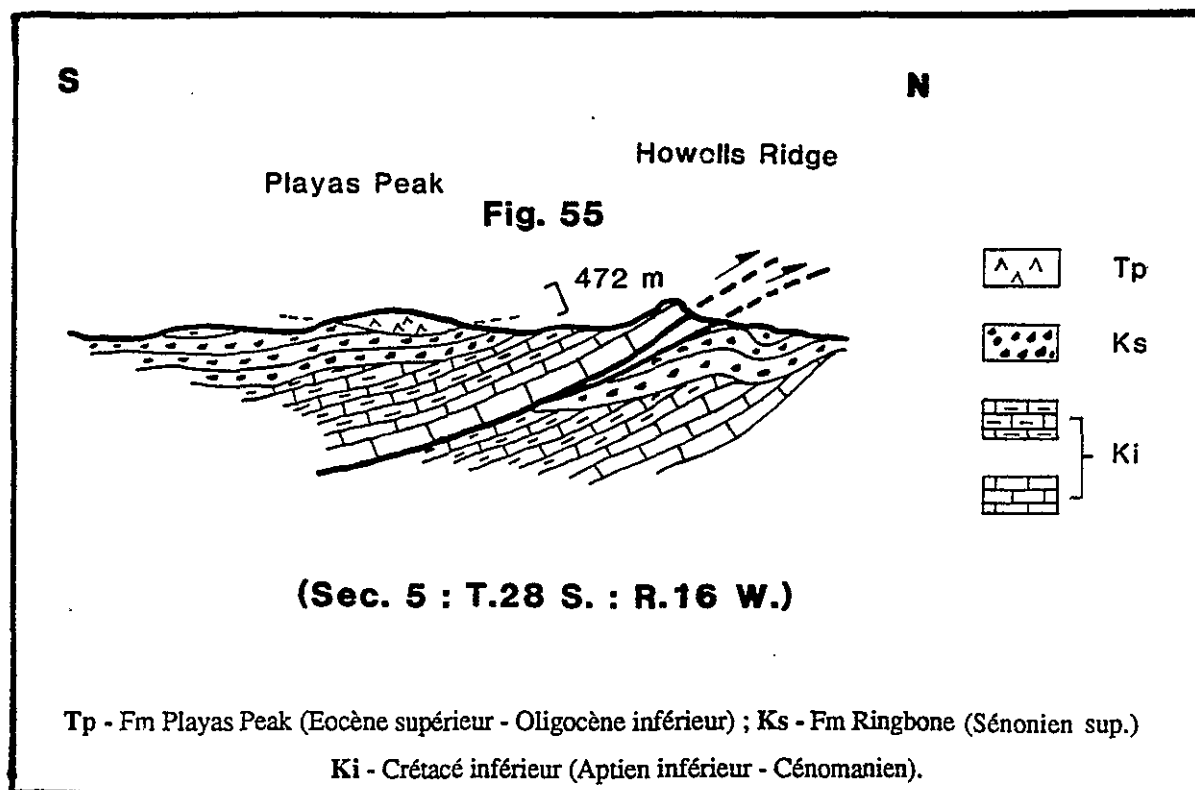


Figure 54 Coupe stratigraphique de Playas Peak, Little Hatchet Mountains (Grant et Luna Counties) : Crétacé et Néogène. Localisation Fig. A1-6 (en annexe).

The Playas Peak cross section, Little Hatchet Mountains : the Cretaceous and Paleogene strata.

d'orientation N120°E (cf. carte hors texte PL1). La coupe de Playas Peak est située sur le flanc septentrional d'une butte couronnée par les volcanites tertiaires de la formation du même nom (Sec. 5 ; T. 28S. ; R. 16W.). Les séquences et les relations avec les autres ensembles sont bien exposées. Deux discordances angulaires sont observées : à la base, entre les premiers conglomérats de la Formation Ringbone et les quartzites sous-jacents de la Formation aptienne Mojado ; au sommet, entre les derniers niveaux volcano-clastiques de la Formation Ringbone et les volcanites de la Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur. Par ailleurs, un accident chevauchant à vergence NE affecte la zone (Fig. 54). En d'autres points de la chaîne (notamment sur le flanc oriental), les volcanites syntectoniques de la Formation Hidalgo (Paléocène - Eocène moyen) reposent en légère discordance sur la Formation Ringbone.

IV.1.1.b. Description lithologique : les associations de faciès

Une analyse de faciès détaillée a été effectuée sur cette coupe ; 29 lames minces, dont le lecteur trouvera en Annexe 2 les fiches de description, ont été étudiées. Les 472 mètres de séries silico-clastiques sont découpés en sept séquences de dépôts limitées par des discontinuités (Fig. 55) :

+ La séquence A (64 m)

Constituée d'un cortège détritique composé de bancs conglomératiques à bréchiqes, de grès grossiers et de silts argileux rouges sombres, elle débute par un niveau conglomératique hétérogène de 8 à 10 mètres d'épaisseur dont

les éléments centi- à décamétriques sont principalement des calcaires et des quartzites du Crétacé inférieur ; des éléments de socle et des carbonates paléozoïques sont également présents. Latéralement, ces lentilles conglomératiques présentent des variations d'épaisseur très importantes. Des niveaux plus fins renferment des quartz gris à jaunâtres, de diamètre variant de 1 mm à 1 cm, subarrondis et noyés dans une matrice de petits quartz incolores, anguleux. L'ensemble est assez peu consolidé. Au dessus, viennent 54 m d'une alternance de bancs gréseux rougeâtres fins légèrement argileux et de passées décamétriques de silts argileux couleur lie-de-vin. Les grains de quartz sont subanguleux et leur taille est voisine de 0.25 mm. Des stratifications obliques, soulignées par des lits centimétriques de grès très fins blancs, abondent surtout dans les niveaux inférieurs. Les derniers mètres de cette première séquence consistent en des silts argileux renfermant des nodules de calcaires, de 5 à 7 cm de diamètre, groupés ou isolés. Une passée de 50 cm de calcaire compact rouge sombre à pellets est présente au sommet. Les sédiments sont organisés en une séquence fining-up (granodécroissante vers le haut) ;

+ La séquence B (28 m)

Elle débute par 10 à 18 m de brèches et de conglomérats à ciment carbonaté. Les éléments d'un diamètre variant de 1 à 10 cm sont des calcaires et des quartzites rougeâtres du Crétacé inférieur. Quelques bancs de micro-conglomérats contenant des galets de quartz arrondis noyés dans un ciment carbonaté sont intercalés dans ces niveaux bréchiques. Elle se termine par 10 m d'une alternance de sables fins à grossiers, argileux rouge-sombres et d'argiles silto-sableuses ; les grains sont fins et constitués essentiellement de quartz anguleux d'un diamètre de 0.1 à 0.6 mm. Quelques rares micas, traces de matière organique et fragments lithiques feldspathiques sont présents dans les niveaux les plus grossiers. Le ciment, peu abondant, est carbonaté. Des stratifications souvent obliques de type tabulaire, des rides et des lamines parallèles sont observées. Ces sédiments sableux sont imbriqués avec des dépôts de chenaux toujours grossiers dans lesquels on observe des stratifications obliques et des figures de courant ;

+ La séquence C (44 m)

Au dessus d'un niveau conglomératique à éléments hétérogènes carbonatés et quartzeux viennent 35 à 40 m d'une alternance d'argiles silto-gréseuses micacées et de grès fins de couleur lie-de-vin constitués essentiellement de grains de quartz incolores à rougeâtres, anguleux et d'un diamètre variant de 0.3 à 0.5 mm. Des crachées de grès plus grossiers sont présentes. La sédimentation est granodécroissante vers le haut. Ces associations de faciès sont semblables à celles décrites dans la séquence B ;

+ La séquence D (136 m)

Essentiellement argilo-silteuse, elle débute par un niveau de sable très friable, vert pâle composé de quartz incolore ; le diamètre des grains subanguleux est inférieur à 1 mm. Il est surmonté par des argiles silto-gréseuses généralement vert-clair et localement rubannées de rouge avec de fines stratifications obliques. Vient ensuite une alternance monotone de bancs d'argiles silteuses localement carbonatées, rouge sombre, gris ou vert clair se débitant en nodules de 1 à 2 cm de diamètre, liés par une matrice d'argile de même couleur et très laminée avec des bancs de grès plus grossiers intercalés. Au sommet, de nombreux drapages argileux sont présents. Le débit nodulaire des argiles est une des caractéristiques lithologiques les plus marquantes de cette séquence dont certains bancs portent par ailleurs des traces de racines ;

+ La séquence E (74 m)

Débutant par un niveau conglomératique dont l'épaisseur peut atteindre 5 à 7 m, cette séquence grano-décroissante

LITTLE HATCHET Mountains

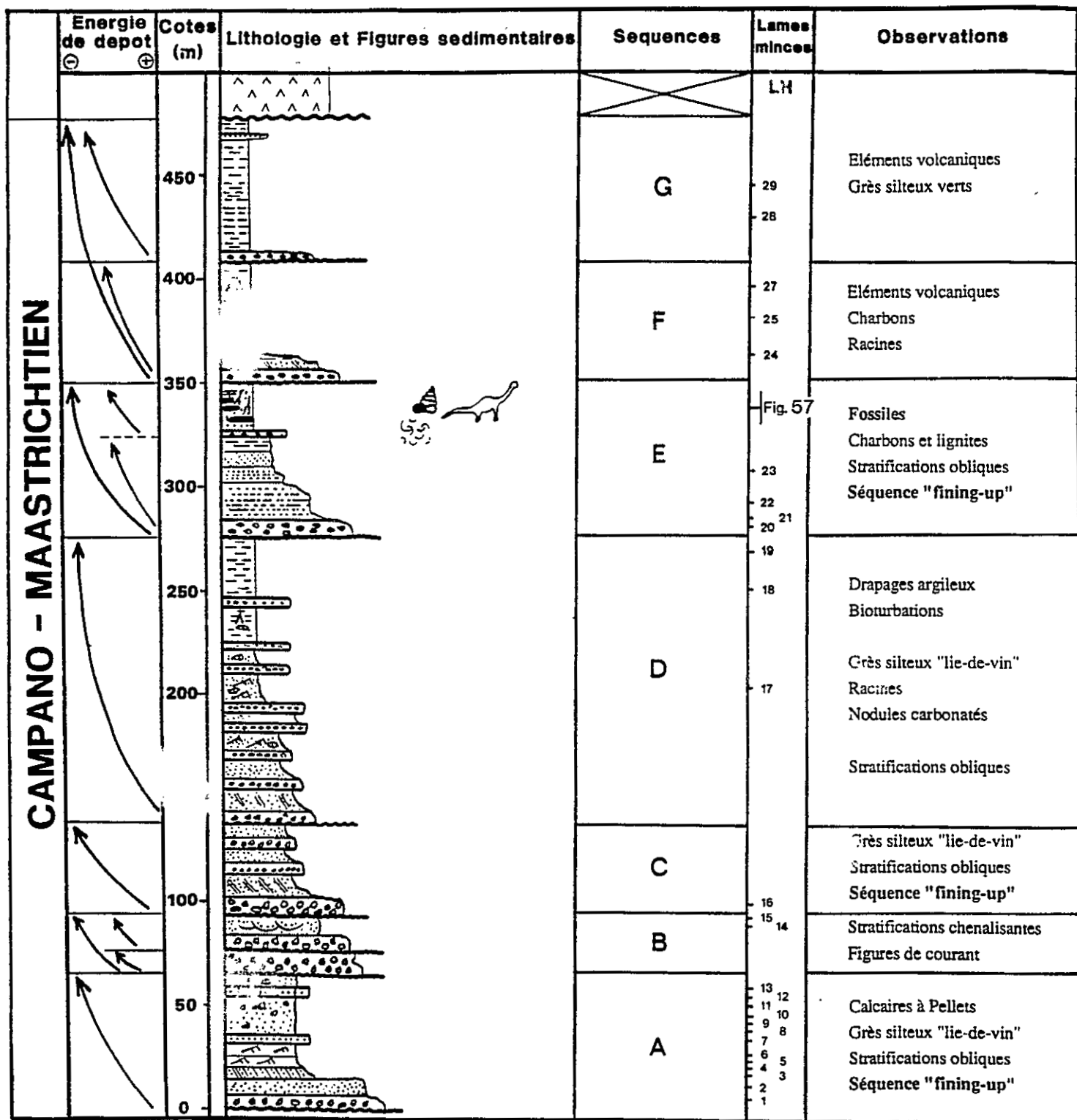


Figure 55 Formation Ringbone : colonne synthétique, coupe de Playas Peak, Little Hatchet Mountains (Sec. 5 ; T. 28S. ; R. 16W).

Synoptic stratigraphic column for the Ringbone Formation : Playas Peak section, Little Hatchet Mtns.

est constituée de bancs de grès surmontés par des niveaux d'argiles carbonatées renfermant une faune très abondante. La base est homogène et formée de grès beige parfois légèrement verdâtre, à stratification plane ou oblique dont les grains présentent un diamètre moyen de 0.4 mm (0.1 à 0.7 mm). Des passées plus grossières renfermant de la glauconie, apparaissent au sommet. Il convient de noter la présence de lignite dans les laminations obliques. L'ensemble supérieur est argileux et carbonaté avec toutefois des niveaux de grès grossiers à passées charbonneuses. Les fossiles et débris organiques trouvés au cours de cette étude proviennent de bancs de silts argileux compacts, gris verdâtre à fragments charbonneux et de micrites silteuses : des Gastéropodes, des Bivalves, des os de Dinosaures et des Nannofossiles (Figures 56 & A2-1 de l'Annexe 2). Les Pollens *Verrumonolites sp.*, *Inaperturopollenites dubius*, *Deltoidospora sp.*, *Retitricolpites sp.*, *Scabrate trilete*, *Alisporites sp.*, *Aequitriradites spinulosus* (Cookson & Dettman) et *Cicatricosporites sp.* indiquent un âge crétacé supérieur (détermination W. Wornhardt, Microstrat Inc., Denver, Colorado) et la récente détermination de deux vertèbres caudales des Tyrannosaures *Albertosaurus* et *Daspletosaurus* permet d'attribuer un âge campanien supérieur à maastrichtien. (Détermination S. Lucas, Albuquerque New Mexico Museum ; B. Kues, University of New Mexico, Albuquerque, communication personnelle ; Lawton et al., 1989) ;

+ La séquence F (58 m)

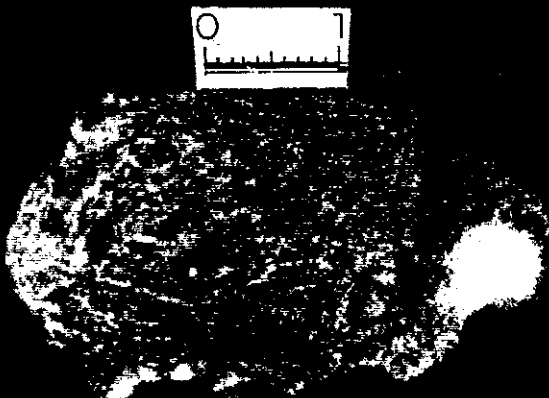
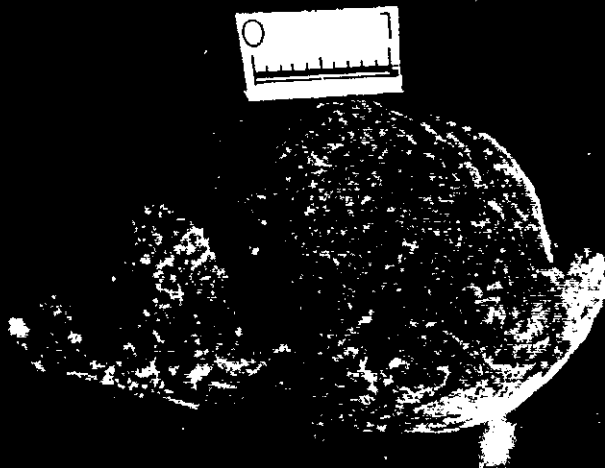
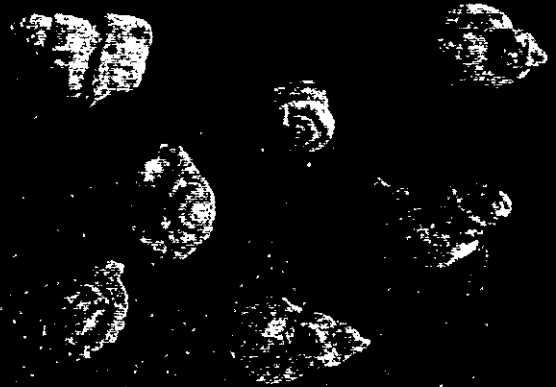
Elle débute par un banc de microconglomérat et de grès montrant une séquence granoclassée ; à la base, les éléments essentiellement carbonatés ont un diamètre moyen de 5 mm et au sommet de 1 mm. Vient ensuite une alternance de 54 m de grès arkosiques argileux et d'argiles silteuses. Les grès présentent localement des stratifications obliques et des niveaux plus grossiers dont les éléments quartzeux atteignent 0.5 mm. L'ensemble supérieur est constitué d'argiles silteuses marron à passées de grès fins argileux et niveaux de calcaires dolomitiques plus clairs, parfois verdâtres. Au sommet, les argiles s'enrichissent en éléments volcaniques calco-alcalins et des racines associées à des niveaux charbonneux abondent ;

+ La séquence G (68 m)

Débutant par un niveau conglomératique, il s'agit d'un ensemble formé d'argiles silteuses gris-verdâtre compactes à passées charbonneuses très fréquentes. Les éléments volcaniques calco-alcalins deviennent de plus en plus abondants vers le sommet.

Figure 56 Formation Ringbone : Bivalves et Gastéropodes récoltés dans la Coupe de Playas Peak (Niveau 340 m ; Localisation Fig. 55). Clichés IFP # 89 1221 01-02-03-04-05-06-07-08).

Pelecypods and Gasteropods found within the Ringbone Formation : Playas Peak section (See location Fig. 55). IFP 89 1221 01-02-03-04-05-06-07-08 photos.



Des analyses géochimiques et palynologiques entreprises par W. Wornardt (Micro-Strat Inc. de Denver) sur neuf échantillons de calcaire micritique provenant des séquences E & F, révèlent la présence, en proportion variable, de kérogène, de fragments charbonneux et de débris de plantes très oxydés. Le constituant le plus fréquent est le clarain ; noir et se présentant en minces bandes brillantes ou mates, il est associé à des fragments végétaux tels que des cuticules, des feuilles et des morceaux de bois noyés dans un ciment amorphe. Des spores, dont les noms sont reportés dans le tableau de la Figure 57-A, ont été récoltées ; leur présence témoigne de l'existence d'un environnement de dépôts lacustre (Tissot & Welte, 1984).

Les taux de carbone organique sont toujours inférieur à 1% et les faciès les plus communément rencontrés sont des concentrés de matière organique sapropélique et humique constituée respectivement de spores et pollens, et de débris de végétaux supérieurs gélifiés sous forme de vitrinite. Les valeurs du pouvoir réflecteur de la vitrinite (Ro) mesurés sur les échantillons E2 et F3 sont variées ; elles ne permettent pas d'apprécier avec précision le degré de maturité thermique de ces sédiments (Fig. 57-B).

IV.1.2. Coupe du Rancho de la Boca Grande : Sierra Boca Grande

IV.1.2.a. Localisation et cadre géologique

Elle est située dans la partie nord-ouest de la sierra, près du ranch abandonné de la Boca Grande. Sa localisation précise est indiquée sur la Figure A1.8 de l'Annexe 1. Les sédiments détritiques attribués à la Formation Ringbone y affleurent en continuité ; formant de petites collines, ils arment une combe rocheuse s'ouvrant vers l'ouest et au centre de laquelle se situe les ruines d'un ranch (cf. carte hors texte PL. 8). Les premiers bancs conglomératiques reposent en discordance angulaire sur les carbonates et les quartzites du Crétacé inférieur. Il convient de noter que dans la China de los Chinos située plus au sud ces conglomérats reposent en discordance angulaire sur le Permien (Brown, 1985 ; Dyer, communication personnelle). Le contact de base peut également être structural comme dans la Sierra Boca Grande où une faille inverse affecte la Formation Ringbone au Sud de la combe rocheuse. Le contact sommital est représenté par une nouvelle discordance angulaire avec des volcanites non datées (Tertiaire ?) ; d'après leurs faciès, elles peuvent être corrélées avec les andésites de la Formation Playas Peak (Eocène - Oligocène inférieur). Il convient d'ajouter que les sédiments décrits dans cette étude comme appartenant à la Formation Ringbone ont été dénommés par Guthrie (communication personnelle) Boca grande Conglomerate. Pour ce dernier, ceux-ci sont post-tectoniques et il leur attribue un âge éocène à oligocène, les associant aux épanchements volcaniques cénozoïques.

IV.1.2.b. Description lithologique : les associations de faciès

375 mètres de sédiments sont décrits dans cette coupe où 6 séquences sont distinguées (Fig. 58) :

+ La séquence A (110 m)

Elle est principalement constituée de conglomérats très indurés et de quelques bancs gréseux grossiers à matrice silteuse remplissant de véritables chenaux installés au sein du Crétacé inférieur. Les éléments détritiques sont subanguleux et de toutes tailles (de quelques centimètres à quelques décimètres). Leur origine est diverse ; grès et carbonates du Crétacé inférieur, carbonates et dolomies du Paléozoïque, granite du Précambrien et éléments andésitiques. La matrice liant les grains clastiques est essentiellement silteuse et de couleur rouge. 20 m de grès silto-argileux reposent sur ces conglomérats. Ces sédiments forment généralement une séquence progradante du type coarsening et thickening-up ;

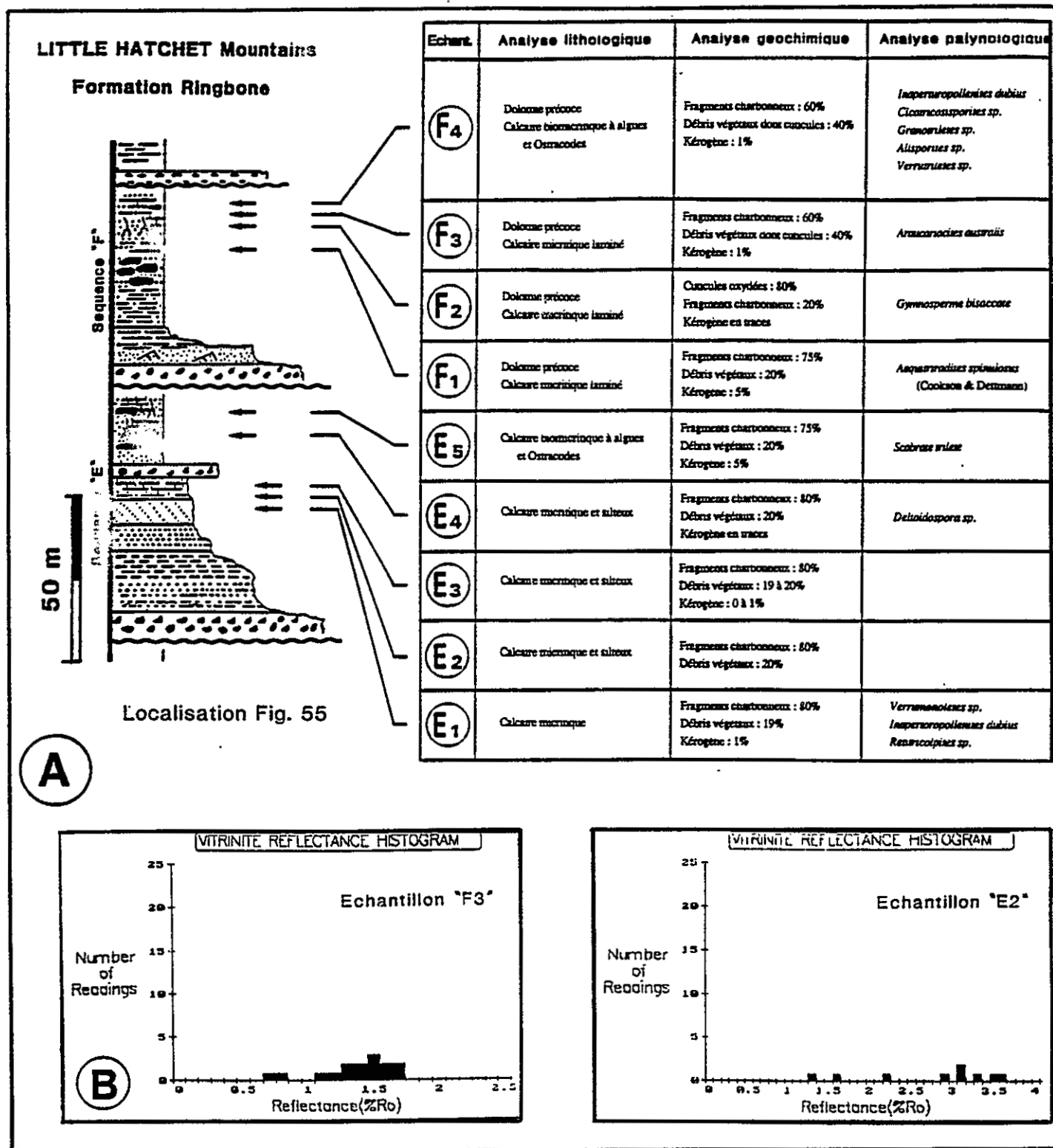


Figure 57 Formation Ringbone : A - Analyses lithologiques, géochimiques et palynologiques, coupe de Playas Peak (W.Wornardt, MICRO-STRAT Inc., Denver, Co). B - Indices de réflexion de la vitrinite.

A - Lithologic, source rock geochemical and palynologic analysis of the Ringbone Formation. (W.Wornardt, MICRO-STRAT Inc., Denver, Co). B - Vitrinite reflectance histograms.

+ La séquence B (25 m)

Un banc conglomératique à ciment calcaire constitué par des éléments hétérogènes d'un diamètre de 1 à 5 cm en souligne la base. Quelques passées gréseuses sont présentes au sommet ; des sables fins à grossiers, des stratifications souvent obliques de type tabulaire, des rides et des lamines parallèles sont observés ;

+ La séquence C (80 m)

Essentiellement conglomératique, elle est caractérisée par la présence de nombreux chenaux emboîtés et bancs de grès silteux à matrice calcaire couleur lie-de-vin organisés en une séquence granodécroissante. Les associations de faciès observées sont très semblables à celles décrites dans la séquence B ;

+ La séquence D (55 m)

Débutant par un niveau conglomératique de 10 m d'épaisseur, elle se termine par une alternance grés-silteuse arkosique de couleur rougeâtre à verdâtre passant à des micrites de couleur lie-de-vin. Les éléments détritiques du conglomérat sont des galets et des blocs carbonatés et quartzitiques de provenance diverse. Les grès sont très mal triés et très riches en éléments feldspatiques dérivant probablement du socle précambrien. Les bancs sommitaux (25 m) sont des micrites silteuses de couleur identique à celle de la matrice des grès. Des racines sont observées de même que des niveaux de lignite. Cette séquence est granodécroissante ;

+ La séquence E (50 m)

Elle est identique à la séquence sous-jacente D. Des conglomérats très grossiers passent de la même façon à des grès puis à des micrites qui s'enrichissent progressivement en andésites. Des racines et des niveaux charbonneux sont présents vers le sommet ;

+ La séquence F (52 m)

Les éléments du niveau conglomératique de base sont d'origine diverse ; les carbonates et quartzites paléozoïques et crétacés côtoient des éléments volcaniques andésitiques. Organisés en une séquence granodécroissante, les grès sus-jacents sont essentiellement arkosiques et de couleur lie-de-vin à verdâtre. Les brèches volcaniques deviennent de plus en plus importantes au sommet pour être prépondérantes.

IV.1.3. Coupes dans les Florida Mountain

Compte tenu des bonnes conditions d'affleurement de la Formation Ringbone dans ce chaînon, plusieurs coupes sérieées sont présentées ; leur localisation est reportée sur la **Figure 59**. Il convient de noter qu'elle a été aussi décrite par les auteurs américains sous la dénomination de Lobo Formation (Darton, 1916). Constituée essentiellement de grès silteux de couleur rouge intercalés de niveaux conglomératiques, elle a été successivement considérée comme appartenant : au Permien (Kelley, 1949 ; Jicha, 1954 ; Kottlowski et al., 1962) ; au Crétacé inférieur (Bowers, 1960 ; Kottlowski, 1963 & 1965) ; au Paléogène (Lemley, 1982) et à l'Eocène (Clemons, 1984 & 1986 ; Clemons & Mack, 1988). En se fondant sur ses relations structurales, ces derniers auteurs attribuent à la Formation Lobo une origine directement liée à la déformation laramienne qu'ils placent entre le Crétacé supérieur et le Paléogène inférieur.

Notre étude dans les Florida Mountains regroupe des descriptions de faciès et de séquence ainsi que des analyses sur la nature et la provenance des éléments détritiques dont les résultats seront exposés ultérieurement.

Sierra BOCA GRANDE

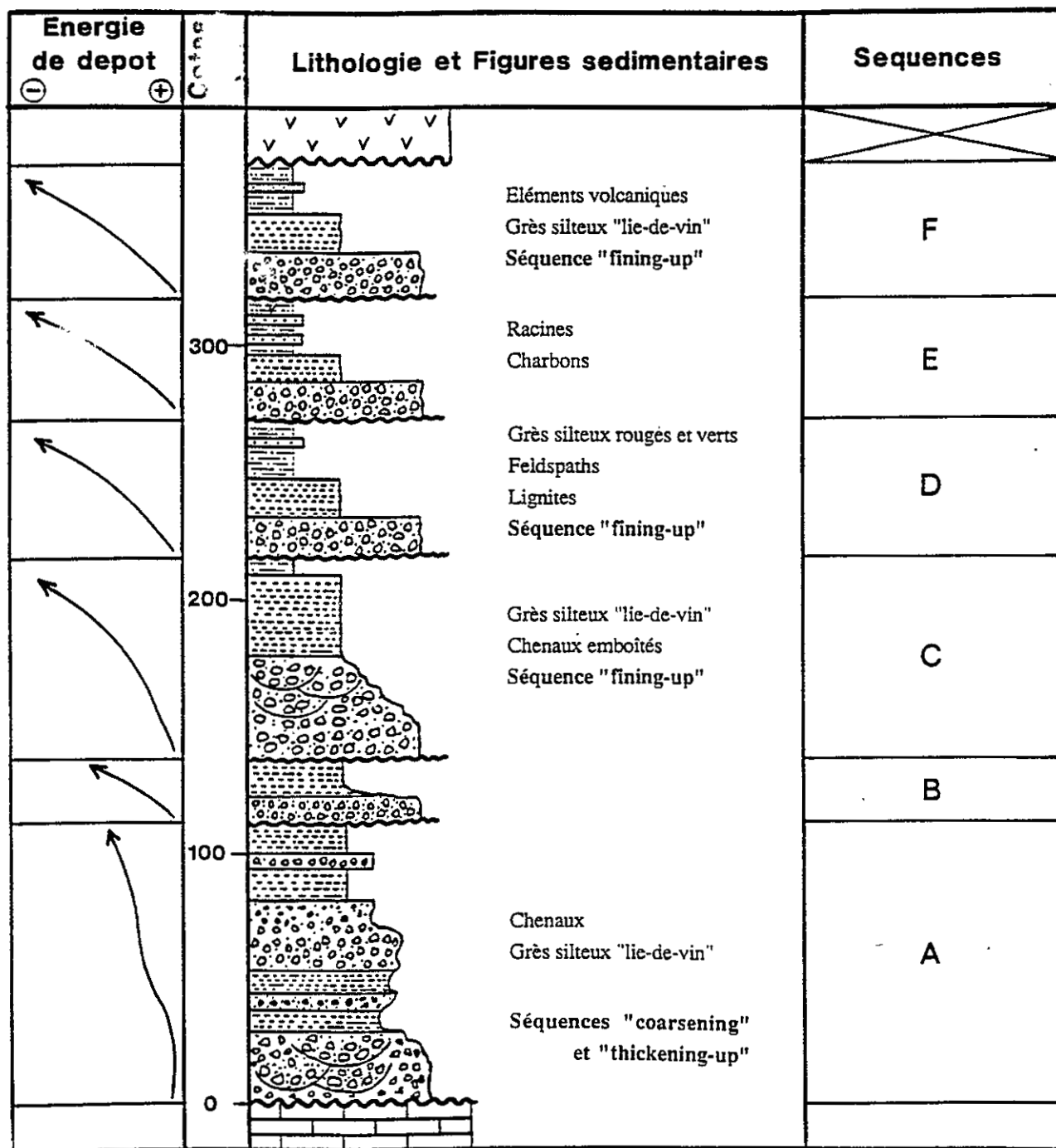


Figure 58 Fm Ringbone : colonne synthétique, coupe du Rancho de la Boca Grande, Sa Boca Grande, Chihuahua. Localisation Fig. A1-7 (en annexe).

Synoptic stratigraphic column for the Ringbone Fm: Rancho de la Boca Grande section, Sa Boca Grande, Chihuahua. Location Fig. A1-7.

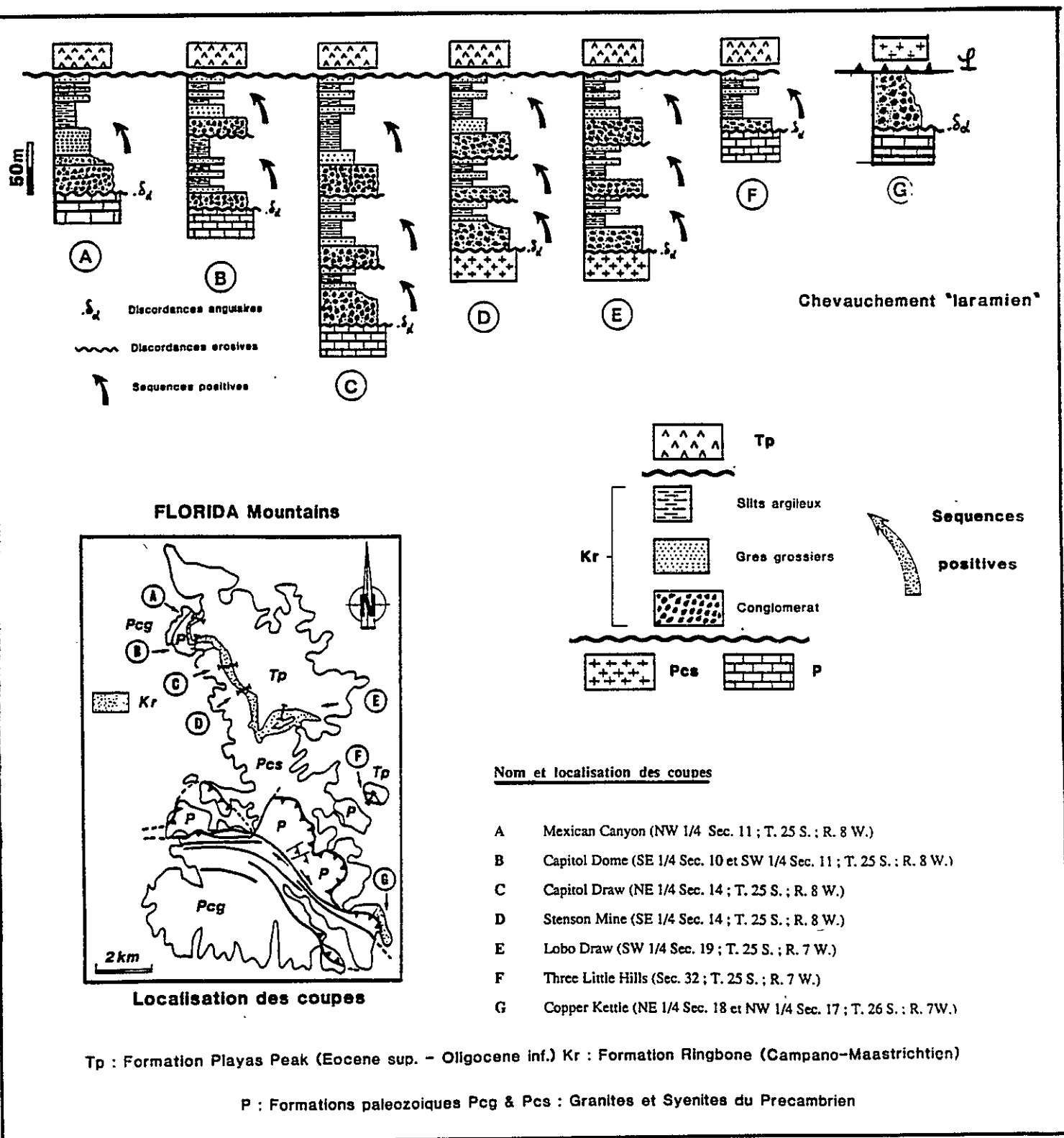


Figure 59 Formation Ringbone : colonnes synthétique, Florida Mountains.

Synoptic stratigraphic columns for the Ringbone Formation : Florida Mountains.

IV.1.3.a. Localisation et cadre géologique

Les sept coupes décrites sont situées au Nord des Florida Mountains, au delà du couloir structural Iaramien de direction N120°E où la déformation est intense et complexe (Localisation Fig. 59). La Formation Ringbone repose en discordance angulaire sur les syénites précambriennes et sur les divers termes du Paléozoïque intensément déformé (cf. **Planche hors texte PL 4** et la carte en cartouche de la **Figure 59**). Les andésites, basaltes et conglomérats volcaniques de la Formation Rubio Peak (Darton, 1916 ; Lochman-Balk, 1974 ; Corbitt, 1971 et Clemons, 1982) coiffent en discordance la Formation Ringbone. Ces vol. sont corrélées avec la Formation Playas F (Eocène supérieur - Oligocène inférieur) ; par soucis d'homogénéité et de clarté, elles seront mentionnées avec cette terminologie dans la suite de cette étude.

IV.1.3.b. Description lithologique : les associations de faciès

Les mêmes faciès se retrouvant sur les sept coupes levées, nous résumerons ici les grandes lignes des descriptions lithologiques. La discordance angulaire de base de la Formation Ringbone est caractéristique et se retrouve dans tout le SW du Nouveau-Mexique. Plusieurs séquences de dépôts, séparées par des surfaces de discontinuité sont observées ; positives et granodécroissantes, elles sont constituées des mêmes associations de faciès. Pour chaque séquence, nous rencontrons par ordre ascendant (Fig. 59) :

- + **des conglomérats et grès grossiers** : ils constituent des nappes graveleuses et sableuses d'une épaisseur variant de 2 à 5 mètres et continues à l'échelle du Nord des Florida Mountains. Des grès à stratifications obliques en festons, des faciès de barres d'accrétion latérale et des faciès argileux y sont observés. Dans les nappes sableuses, on distingue par endroits de multiples chenaux fluviaux anastomosés s'érodant mutuellement dont les éléments détritiques sont formés de syénites et granites précambriens, de calcaires paléozoïques, de fusulines, de quartzites blanchâtres et de carbonates du Crétacé inférieur ; leur taille varie de quelques centimètres à 20 cm. Ces sédiments grossiers sont organisés en une séquence progradante du type coarsening ou thickening-up (granocroissante et s'épaississant vers le haut). Dans la coupe de Copper Kettle (G Fig. 59), les dépôts sont très grossiers et les éléments très anguleux ;
- + **des grès argileux (1 à 5 m) fins à moyens, légèrement argileux** ; on y retrouve les mêmes associations de faciès que précédemment, mais les structures sédimentaires sont de taille plus réduite. Des drapages argileux, des argiles blanchâtres ligniteuses intercalées de silts argileux très glauconieux, des directions de courants opposés, des bioturbations éparses (dont des terriers) sont également visibles ;
- + **des silts argileux couleur lie-de-vin (20 à 30 m) fins à moyens et très argileux** organisés en une alternance de bancs decamétriques intercalés de passées gréseuses grossières. Des drapages argileux, des bioturbations et des niveaux ligniteux abondent ;
- + **des paléosols charbonneux (0.3 m) correspondant à des lits d'argiles noires très riches en matière organique et en débris charbonneux** ; des traces de racines colonisent ces horizons qui sont fortement pédogénisés ;
- + **des argiles lacustres (30 à 40 m) vertes à noires, homogènes, à débris ligniteux abondants.**

Ces associations de faciès se succèdent sur plus de 250 mètres en un ensemble de 1 à 3 séquences de dépôts dont l'épaisseur varie de 50 à 120 mètres. Au sommet, la Formation Ringbone s'enrichit progressivement en éléments volcaniques.

IV.2. Analyse séquentielle et milieu de dépôt

Nous proposons dans ce chapitre une analyse **stratigraphique séquentielle** des séquences type de la Formation Ringbone et une interprétation des **milieux de dépôts**.

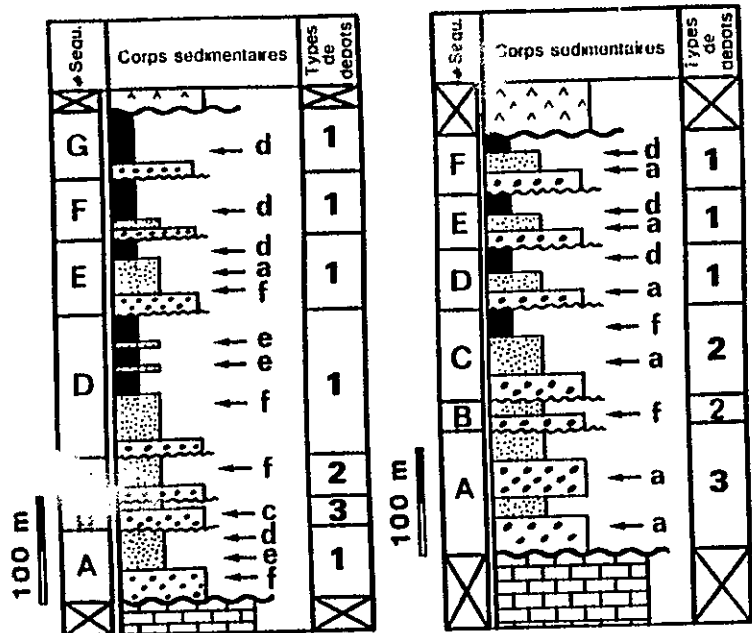
IV.2.1. Séquences de dépôts-type

D'après les observations effectuées le long des diverses coupes stratigraphiques, on peut proposer trois séquences de dépôts-type : une séquence fluvatile de type méandriforme, une séquence fluvatile anastomosée et une séquence de cône alluvial (fan delta). Dans chaque site montagneux, chacune des séquences observées est interprétée en terme d'analyse séquentielle et de milieu de dépôt (Fig. 60).

IV.2.1.a. Séquence fluvatile méandriforme

D'après les analyses de faciès, cette séquence argilo-gréseuse est **positive** ; elle présente une évolution granodécroissante évoluant des particules les plus grossières aux plus fines vers le haut (fining-up sequence). Le contact de base est abrupt et marqué par une surface d'érosion subaérienne qui entaille profondément les niveaux sous-jacents. D'une épaisseur variant de quelques dizaines de mètres à 120 m, cette séquence-type est représentée par les séquences : **D, E, F et G** de la coupe de Playas Peak (Little Hatchet Mountains ; Fig. 60-A) ; **D, E et F** de la coupe du Rancho de la Boca Grande (Sierra Boca Grande ; Fig. 60-B) et par quelques séquences rencontrées dans les coupes des Florida Mountains (Fig. 60-C). Par ordre ascendant, nous rencontrons les associations de faciès suivants (Fig. 60) :

- + **des conglomérats et grès de remplissage de chenal** ; il s'agit de conglomérats et de grès propres moyens à grossiers qui constituent de véritables nappes sableuses de 5 à 10 mètres d'épaisseur avec des associations de faciès de remplissage de chenal par des grès à stratifications obliques à festons, des faciès de barres d'accrétion latérale et des faciès plus argileux ;
- + **des grès de remplissage de chenaux à dominance fluvatile** généralement fins et légèrement argileux. On y retrouve les mêmes associations de faciès que précédemment, mais les structures sédimentaires sont de taille plus réduite. Des drapages argileux, des directions de courant opposées et des bioturbations et terriers témoignent d'une légère influence des marées ;
- + **des grès argileux et silts de ceinture de méandrisation fluvatile** fins à moyens et très argileux. Ils s'organisent en barres de méandres rarement anastomosés. Les drapages argileux et les bioturbations témoignent d'une légère influence des marées ;
- + **des argiles lacustres à palustres vertes à noires** homogènes au sein desquelles on trouve des paléosols charbonneux, des débris ligniteux et végétaux (ex : séquences **E et F**, coupe de Playas Peak dans les Little Hatchet Mountains ; cf. Fig. 57). Les paléosols renfermant de nombreuses traces de racines se développent préférentiellement au sommet d'épandages de crevasses avec une pédogénèse intense ;
- + **des argiles lie-de-vin de faciès de plaines deltaïques** correspondant à des argiles de plaines d'inondation déposées en bordure de chenaux distributaires. Certains bancs d'argiles noires riches en matière organique et en palynomorphes témoignent d'un environnement lacustre.



(A) Coupe de Playas Peak
cf. Fig. 55

(B) Coupe du Rancho de la Boca Grande
cf. Fig. 58

Corps sédimentaires

- a - Chenal ("Stream channel")
- b - Épandage de chenal ("Crevasse play")
- c - Fan alluvial ("Alluvial fan")
- d - Plaine d'inondation ("Overbank deposit")
- e - Levée ("Levee")
- f - Bane de méandre ("Meander bar")

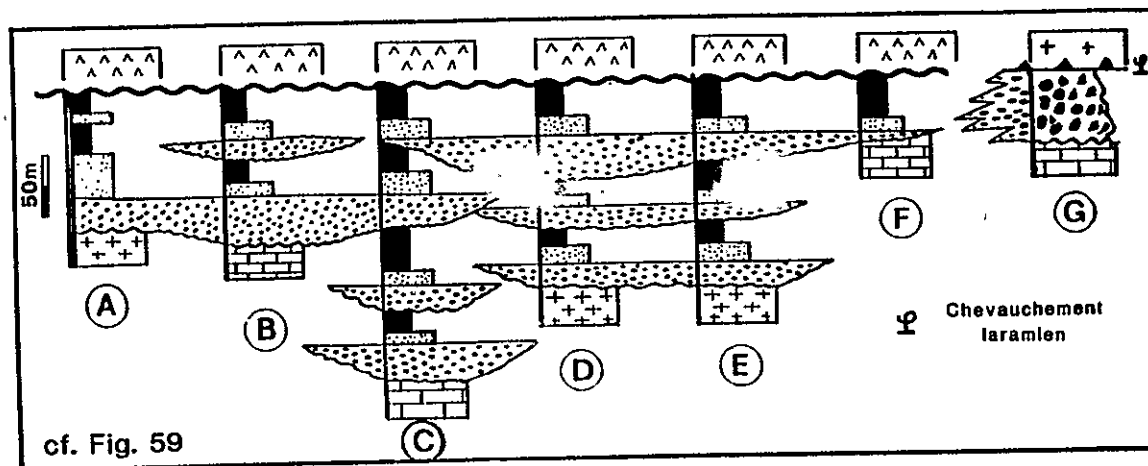
Types de dépôts alluviaux

- 1 - Fluviale méandrique
- 2 - Fluviale anastomose
- 3 - Cône alluvial

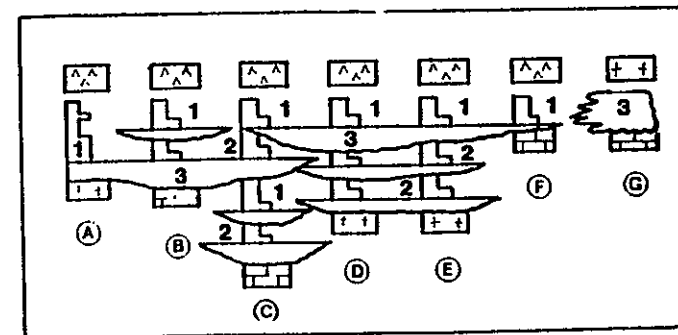
Legendes lithologiques

- Silt argileux
- Grès moyens à fins
- Conglomerats

ANALYSE SEQUENTIELLE Fm Ringbone



(C) FLORIDA Mountains



Types de dépôts alluviaux

Figure 60 Formation Ringbone : Analyse séquentielle des coupes levées et interprétation des corps sédimentaires et des dépôts alluviaux.
Sequential analysis of the Ringbone Formation.

D'une manière générale, cette séquence type est positive et complète dans ses termes supérieurs où se trouvent les phases argileuses ou charbonneuses témoignant de l'existence de levées naturelles et de plaines d'inondation. Elle est caractéristique des réseaux fluviaux méandriformes.

IV.2.1.b. Séquence fluviale anastomosée

Grés-conglomératique, elle est positive et présente une évolution granodécroissante évoluant des particules les plus grossières aux plus fines vers le haut (fining-up sequence). Tout comme la séquence précédente, le contact de base est abrupt ; une surface d'érosion subaérienne entaille profondément les grès argileux sous-jacents. D'une épaisseur variant de 10 à 30 mètres, cette séquence-type est représentée par les séquences : B et C de la coupe de Playas Peak (Little Hatchet Mountains ; Fig. 60-A) ; B et C de la coupe du Rancho de la Boca Grande (Sierra Boca Grande ; Fig. 60 -B) et par quelques séquences rencontrées dans les Florida Mountains (Fig. 60-C). Par ordre ascendant, les associations de faciès suivants sont observés (Fig. 60) :

- + des dépôts de chenaux représentés par des sédiments grossiers essentiellement conglomératiques et constitués par des éléments hétérogènes d'une taille atteignant parfois quelques dizaines de décimètres. Ils érodent d'une manière prononcée les bancs d'argiles gréseuses sous-jacents. Ces éléments détritiques forment une masse sableuse grossière au sein de laquelle de multiples chenaux fluviaux anastomosés sont présents ; ils se marquent par des séquences à base érosive, des dépôts grossiers résiduels et des stratifications de type festons. Leur épaisseur varie de moins de 1 mètre à une quinzaine de mètres ;

- + des dépôts de barres formant le sommet des séquences et représentant la partie terminale du remplissage des chenaux. Ils sont constitués de sédiments plus fins : sables fins à grossiers, des stratifications souvent obliques de type tabulaire, des rides et des lamines parallèles.

Cette séquence de type fluviale anastomosée se caractérise ainsi par des dépôts grossiers (sables et conglomérats) avec des figures sédimentaires de forte énergie et de nombreuses surfaces d'érosion. Généralement, deux types de dépôts pouvant être distingués : chenaux et barres. Les niveaux argileux sont très réduits ou même absents ; leur pourcentage peut être faible (10 à 20%). Ce type de séquence est caractéristique des réseaux fluviaux en tresses (braided system).

IV.2.1.c. Séquence de cône alluvial

Essentiellement conglomératique et très grossière, elle est représentée par les séquences B de la coupe de Playas Peak (Little Hatchet Mountains ; Fig. 60-A), A de la coupe du Rancho de la Boca Grande (Sierra Boca Grande ; Fig. 60-B) et par quelques séquences rencontrées dans les coupes des Florida Mountains (notamment sur la coupe G, Fig. 60 - C). Ces séquences ont une épaisseur variable de 30 à 80 mètres et forment généralement une séquence progradante, de type coarsening et thickening-up (granocroissante et s'épaississant vers le haut). Les sédiments s'accumulent sous forme de masses sableuses de dimensions relativement restreintes, mais qui, par coalescence, donnent lieu à des accumulations sédimentaires importantes. Ces cônes sont généralement constitués de sédiments très grossiers au sein desquels les conglomérats sont majoritaires ; d'origine très hétéroclite, ils regroupent des éléments du socle précambrien, des carbonates et de grès paléozoïques. Dans la zone proximale des cônes, les dépôts sont très grossiers, hétérogènes et mal triés ; un tel type de dépôts est visible sur la façade orientale des Florida Mountains où les sédiments extrêmement grossiers reposent en discordance angulaire sur les calcaires permien de la Formation Hueco (coupe G, Fig. 59). La sédimentation, vers le sommet de la séquence, est représentée par une alternance de conglomérats massifs sans litage, souvent avec une matrice argilo-gréseuse et de bancs de grès grossiers. Ces sédiments peuvent

s'imbriquer avec des dépôts de chenaux toujours grossiers, mais plus organisés en séquences granodécroissantes vers le haut, avec un litage interne et un classement. En s'éloignant de la source d'apport, les dépôts de chenaux et de crue prédominent. Les sédiments sont sableux à conglomératiques avec de fréquents ravinements et des structures de courant. Les zones les plus distales sont marquées par des silts et des argiles de plaine d'inondation, avec des dépôts de chenaux épars ou des dépôts côtiers lacustres (Fig. 60-C).

IV.2.2. Milieu et environnement de dépôt

Les séquences de dépôts décrites aux confins américano-mexicains correspondent à un environnement sédimentaire continental de type fluvial. La première séquence de la Formation Ringbone débute par une baisse relative du niveau de la mer qui se traduit par une surface d'érosion subaérienne et par le creusement de paléo-vallées incisant une paléogéographie renouvelée remettant à l'affleurement le Crétacé inférieur. Une discordance angulaire prononcée souligne cet épisode sédimentaire.

Au cours de la remontée progressive du niveau relatif de la mer, les vallées et chenaux se comblent progressivement par un système d'abord fluvial puis localement estuarien au fur et à mesure qu'augmentent les influences des marées. Il convient de noter que des blocs de taille hectométrique peuvent être trouvés dans ces séquences de remplissage détritique ; cette disjonction de blocs traduit une activité tectonique importante. Les périodes où les influences marines sont maximales s'enregistrent par les dépôts des argiles lacustres à palustres de couleur lie-de-vin. Les séquences sommitales observées représentent l'enregistrement d'un appareil fluvial à des baisses ou à des hausses du niveau marin ; remplissages de vallées puis aggradations de plaines deltaïques à lacustres se succèdent de manière plus ou moins organisée. Ces fluctuations du niveau de la mer sont certainement influencées par des pulsions tectoniques enregistrées grâce à ces différentes séquences.

Aux confins américano-mexicains, les systèmes de dépôts fluvial, estuarien et lacustre, qui cohabitent latéralement à un instant donné, peuvent être également superposés dans le temps comme en témoignent les successions répétitives des séquences au droit d'une même coupe (cf. infra). Toutefois, le caractère épars des affleurements de la Formation Ringbone ne permet pas d'établir des évolutions de profil d'équilibre, des calendriers précis d'activité tectonique et d'évolution structurale ou épirogénique.

IV.3. Origine du matériel détritique

Afin de définir les provinces distributives du matériel terrigène au Crétacé inférieur et au Crétacé supérieur, plusieurs études ont été menées sur les grès des confins américano-mexicains. Ces études concernent la nature des éléments conglomératiques (diagnose), la proportion des différents minéraux constitutifs (analyses modales), les propriétés photo-électriques des grains de quartz (analyses par thermoluminescence) et l'orientation des figures sédimentaires (détermination des paléocourants).

IV.3.1. Analyse des éléments conglomératiques

Les conglomérats de la Formation Ringbone remanient des éléments anguleux à subanguleux de nature diverse et variée ; leur taille varie de quelques centimètres à quelques mètres et un bloc pluri-hectométrique a même été observé dans les Little Hatchet Mountains (lieu-dit Livermore Spring). Un comptage statistique portant sur 550 échantillons provenant des Little Hatchet Mountains permet d'apprécier leur composition (Fig. 61) :

- + les carbonates et grès du Crétacé inférieur (Groupe U-Bar) constituent la majorité des éléments ;
- + le Paléozoïque est également pourvoyeur d'éléments détritiques que l'on retrouve en proportions variables dans les bancs conglomératiques de la Formation Ringbone. Leur présence est liée à la proximité des séries paléozoïques remaniées au cours des orogènes mésozoïques ; dans les Florida Mountains, dont le cœur est occupé par le Paléozoïque intensément déformé, ces éléments sont majoritaires alors que dans les Little Hatchet Mountains, constituée de Crétacé inférieur, ils sont peu nombreux ;
- + les granites précambriens représentent une proportion non négligeable témoignant de la remobilisation et de la mise à l'érosion du socle avant ou pendant le dépôt de la Formation Ringbone. Ce fait a une conséquence structurale primordiale quant à la nature du style tectonique de la déformation affectant le socle précambrien à l'orée du Crétacé supérieur ;
- + des andésites se retrouvent dans les niveaux conglomératiques sommitaux de la Formation Ringbone ; aucune coulée volcanique n'est décrite dans le SW du Nouveau-Mexique au Campanien - Maastrichtien et il faut aller chercher la source la plus proche dans le SE de l'Arizona où des séries volcaniques d'âge Jurassique à Crétacé inférieur sont connues. Il faudrait alors envisager un transport sur de grandes distances.

IV.3.2. Analyse modale : diagrammes QFL et QmFLt

D'après Graham et al. (1976) et Dickinson & Suczek (1979), les séries gréseuses peuvent être caractérisées par le report dans des diagrammes ternaires d'un certain nombre de paramètres minéraux définissant des provinces distributives du matériel détritique. Des analyses modales ont été effectuées sur des grès des Formations Hell-to-Finish (Kh) et Ringbone (Ks) afin de déterminer, pour chacune d'entre elles, la nature de la source détritique.

IV.3.2.a. Présentation de la méthode

Deux diagrammes ternaires sont utilisés (Graham et al., 1976) :

- + le diagramme QFL (Quartz - Feldspath - Fragments Lithiques) ;
- + le diagramme QmFLt (Quartz monocristallin - Feldspath - Fragments Lithiques Totaux).

Les pôles de ces diagrammes sont déterminés par comptage d'un certain nombre de minéraux dont les proportions relatives définissent de grandes provinces distributives de matériel détritique.

En suivant les règles établies par Dickinson & Suczek (1979), les analyses modales portent sur un certain nombre d'éléments minéraux mais ne prennent pas en compte les minéraux lourds, le ciment interstitiel et les grains de calcite X; les minéraux comptabilisés sont (Fig. 63) :

- + les quartz (Q) incluant les grains monocristallins (Qm) et polycristallins (Qp) ;
- + les feldspaths monocristallins (F) dont les plagioclases (P) et les feldspaths potassiques (K) ;
- + les fragments lithiques polycristallins (L) dans lesquels on distingue les éléments d'origine volcanique ou métavolcanique (Lv) et d'origine sédimentaire ou métasédimentaire (Ls) ;
- + les fragments lithiques totaux (Lt) qui intègrent les précédents additionnés des quartz polycristallins (Qp).

LITTLE HATCHET Mountains

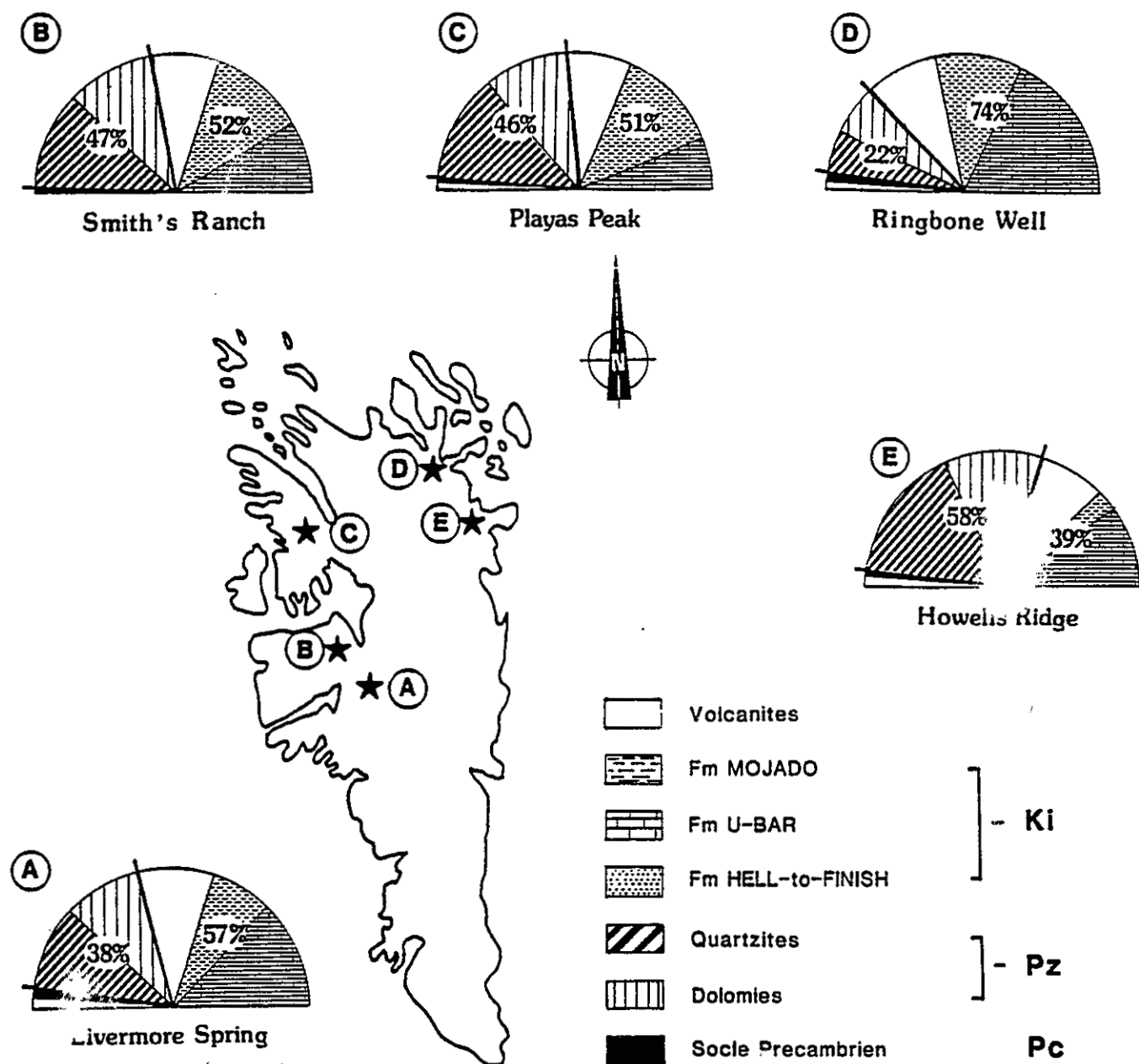


Figure 61 Fm Ringbone : analyse lithologique des conglomérats, Little Hatchet Mtns (550 comptages).

Lithologic nature of the cobbles of the Ringbone Formation within the Little Hatchet Mountains : statistic analyses performed on 550 samples.

Les proportions relatives de ces éléments ont été calculées par la méthode traditionnelle du comptage point par point et par analyse d'image dont les principes, mis au point au Laboratoire d'Analyse d'Images du Professeur A.Schaff (Université de Lyon), sont exposés en Annexe 3.

IV.3.2.b. Matériel étudié et présentation des résultats

75 échantillons ont été étudiés en lames minces ; 26 proviennent de la Formation Hell-to-Finish (Little Hatchet Mountains, Coupe de Hachita Peak, Fig. 51) et 49 de la Formation Ringbone (Little Hatchet Mountains, Coupe de Playas Peak, Fig. 55 - 15 échantillons - et Florida Mountains, Coupe de Capitol Dome, B Fig. 59 - 34 échantillons).

Les résultats bruts sont consignés dans les tableaux A3-1 & A3-2 de l'Annexe 2. Une présentation des résultats sous forme de diagramme est proposée pour les échantillons des Little Hatchet Mountains (Fig. 62). Enfin, l'ensemble des résultats est reporté dans des diagrammes ternaires de type QFL et QmFLt (Fig. 63) afin de déterminer les champs d'origine détritique.

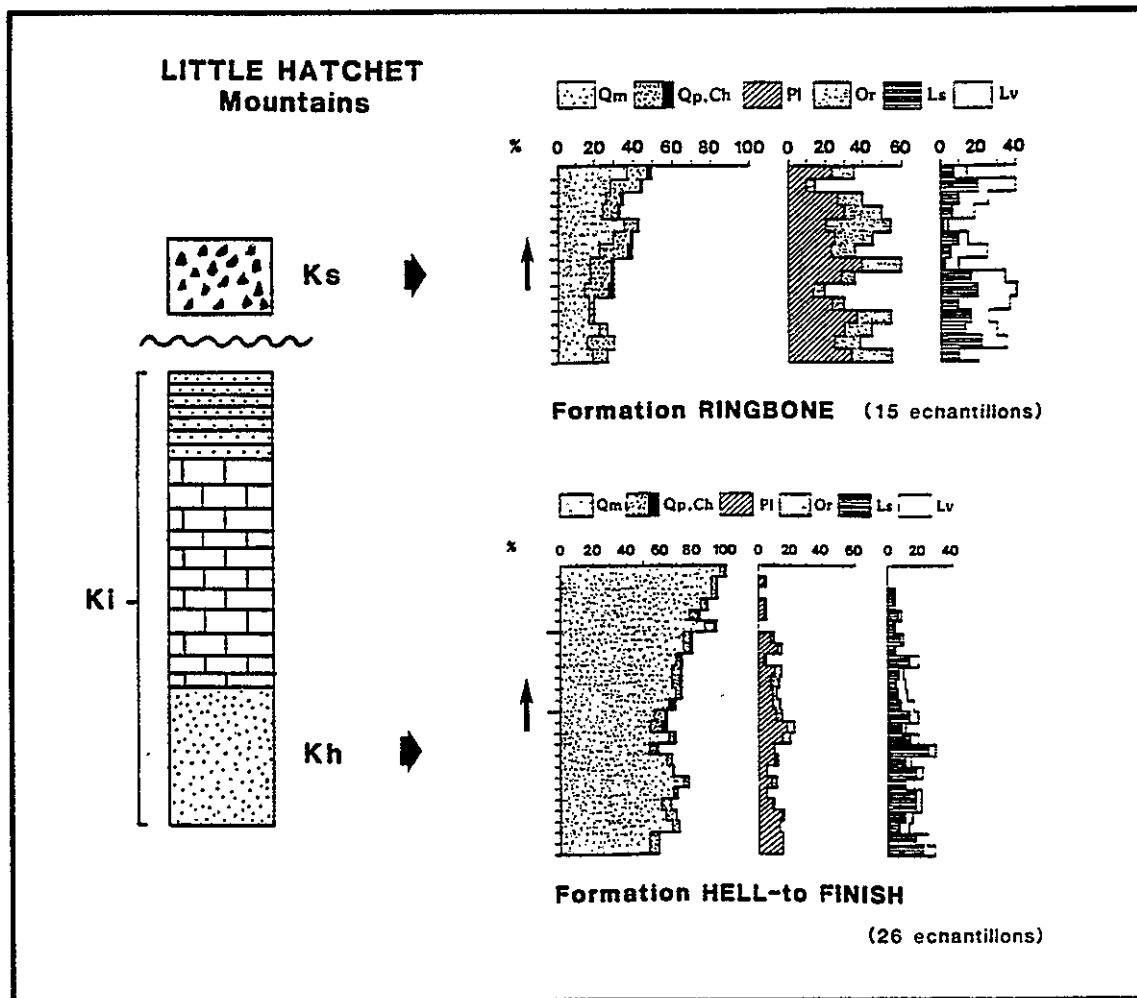


Figure 62 Analyse modale : Crétacé inférieur (Ki dont Kh - Fm Hell-to-Finish de l'Aptien inférieur) et Crétacé supérieur (Ks) des Little Hatchet Mountains.

Framework modes for the Lower Cretaceous (Ki among which Kh - Lower Aptian Hell-to-Finish Fm) and Upper Cretaceous (Ks) rocks of the Little Hatchet Mtns.

IV.3.2.c. Principaux résultats

Les résultats montrent un fort enrichissement en éléments feldspathiques des grès de la Formation Ringbone par rapport aux de la Formation Hell-to-Finish (Fig. 62) ; cette tendance se vérifie également avec les éléments lithiques. Pour les deux formations, une augmentation depuis la base de la série jusqu'au sommet en éléments quartzitiques est constatée. La proportion des grains de quartz est par ailleurs supérieure dans les grès de la Formation Hell-to-Finish. D'un point de vue de la composition minérale, une nette différenciation entre ces deux formations détritiques mésozoïques apparaît d'emblée ; comparée à la Formation Hell-to-Finish, la Formation Ringbone est plus riche en éléments feldspathiques et plus pauvre en éléments quartzitiques. Ces premiers résultats témoignent de la prédominance des apports terrigènes sédimentaires pendant l'Aptien et du remaniement du socle précambrien au cours du Campanien-Maastrichtien.

Le report des résultats de l'analyse modale dans des diagrammes QFL et QmFLt montre une répartition des échantillons des formations Hell-to-Finish et Ringbone en deux champs bien distincts (Fig. 63) indiquant l'existence de sources détritiques différentes (Dickinson & Suczek, 1979) ; le nuage représentatif des grès du Crétacé inférieur se projette dans le haut des diagrammes ternaires indiquant une origine essentiellement sédimentaire alors que le nuage des grès du Campanien-Maastrichtien situé dans la partie médiane des diagrammes témoigne d'une origine bimodale intéressant le socle structuralement remobilisé et des andésites remaniées du Jurassique ou du Campanien-Maastrichtien (du SE de l'Arizona ?). Cette double origine permet de différencier précisément ces deux formations.

Ces résultats sont en accord avec ceux obtenus par Lemley (1982) dans les Florida Mountains et au Sud du Plateau du Colorado où il a démontré l'origine bimodale des grès de la Formation Lobo équivalente de la Formation Ringbone (cette thèse).

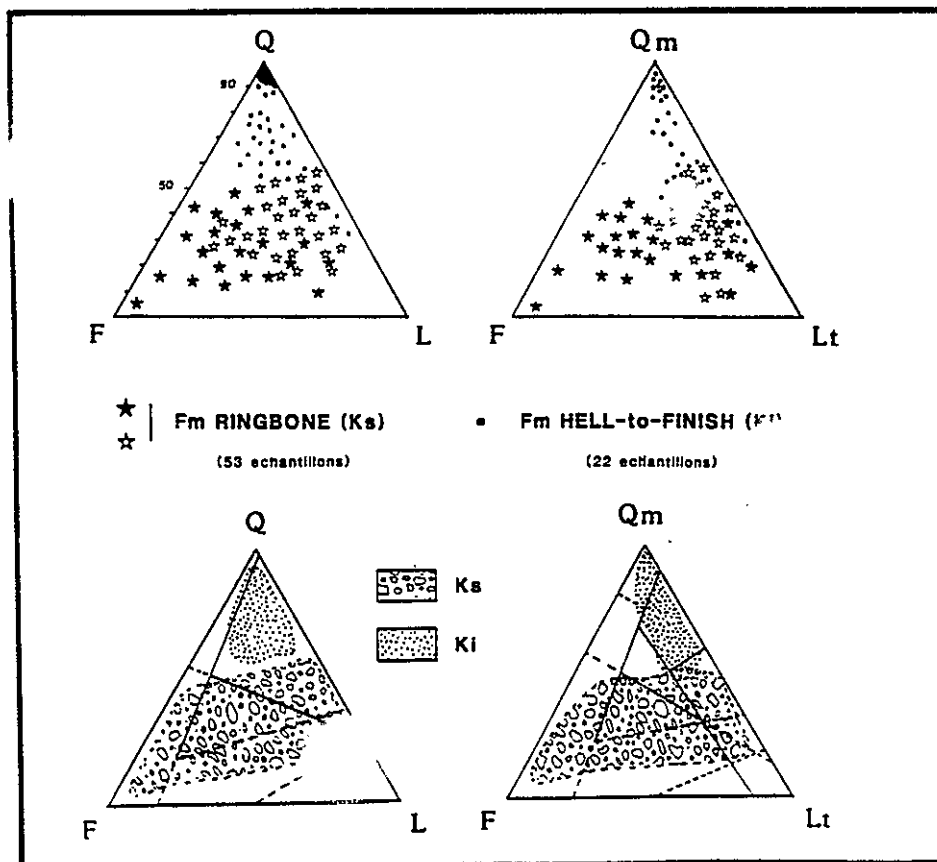


Figure 63 Diagrammes ternaires QFL et QmFLt pour le Crétacé inférieur (Ki) et le Crétacé supérieur (Ks) des Little Hatchet Mountains : détermination des principaux champs distributeurs d'éléments détritiques.

QFL and QmFLt diagrams for the Lower and Upper Cretaceous rocks of the Little Hatchet Mtns.

IV.3.3. Analyses par thermoluminescence (TL)

Ces analyses ont été réalisées au Centre de Recherche de Géologie méditerranéenne de l'Université de Nice-Sophia Antipolis (Laboratoire de J.P. Ivaldi). Le matériel quartzueux provient des granites précambriens et des séries détritiques des confins américano-mexicains : grès du Crétacé inférieur (Ki) représentés par les Formations Hell-to-Finish (Kh) et Mojado (Km) et conglomérats de la Formation Ringbone (Ks). La localisation précise des échantillons de même que les principaux résultats bruts sont reportés dans l'Annexe A4 (Figures A4-16 et A4-17).

IV.3.3.a. Conditions expérimentales et résultats

Nous rappelons brièvement la méthode décrite par Ivaldi (1971 & 1989) ; le lecteur trouvera en Annexe A4 d'amples détails sur la technique, l'utilisation et les implications méthodologiques et paléogéographiques de l'analyse par thermoluminescence des séries détritiques.

Les grains de quartz, qu'ils soient détritiques ou endogènes, ont été séparés manuellement ou par densimétrie. Les analyses de thermoluminescence naturelle (TLN) et artificielle (TLA) ont été réalisées sur des poudres (150 mg) de granulométrie comprise entre 200 et 315 microns, préalablement traitées aux acides chlorhydrique et fluorhydrique. L'irradiation des poudres de quartz, nécessaire à l'obtention des courbes de TLA, a été effectuée, après neutralisation thermique (500° C, 15 mn), par un générateur de rayons X (275 kV ; 4,4 mA) ; la dose d'irradiation reçue par chaque échantillon est de l'ordre de 7 000 rads.

Les résultats sont exposés, comme préconisé par J.P. Ivaldi, sous forme de diagrammes tenant compte des paramètres de thermoluminescence suivants (Fig. 64) :

- + les intensités globales de TL, correspondant aux aires sous-tendues par les courbes de TLN (In) et de TLA (Ia). In et Ia sont respectivement mesurées entre 0 et 500° C, 115 et 500° C. Leurs valeurs sont données en unités arbitraires (u.a.) ;

- + la position et l'intensité des pics de TL traduites par leur température (T, ° C) et leur hauteur (H, unités arbitraires). Le rapport

$$R_{x-y} = \frac{H_x}{H_x + H_y} \cdot 100$$

caractérise l'intensité relative de deux pics x et y par des valeurs comprises entre 0 et 100.

IV.3.3.b. Les données de la thermoluminescence

+ Position des pics de TL

. Thermoluminescence naturelle (TLN).

Pour chacune des formations Ki et Ks, les paramètres qui définissent la position des pics de TLN sont très stables, permettant de les distinguer nettement l'une de l'autre. Pour chacune des courbes TLN, deux pics sont visibles (Figures 65 et A4-17 de l'Annexe A4) ; le pic «1» de basse température T1 est situé dans l'intervalle 258-278° C pour Ki et 258-266° C pour Ks et le pic «3» de haute température T3 entre 338-369° C pour Ki et 349-360° C

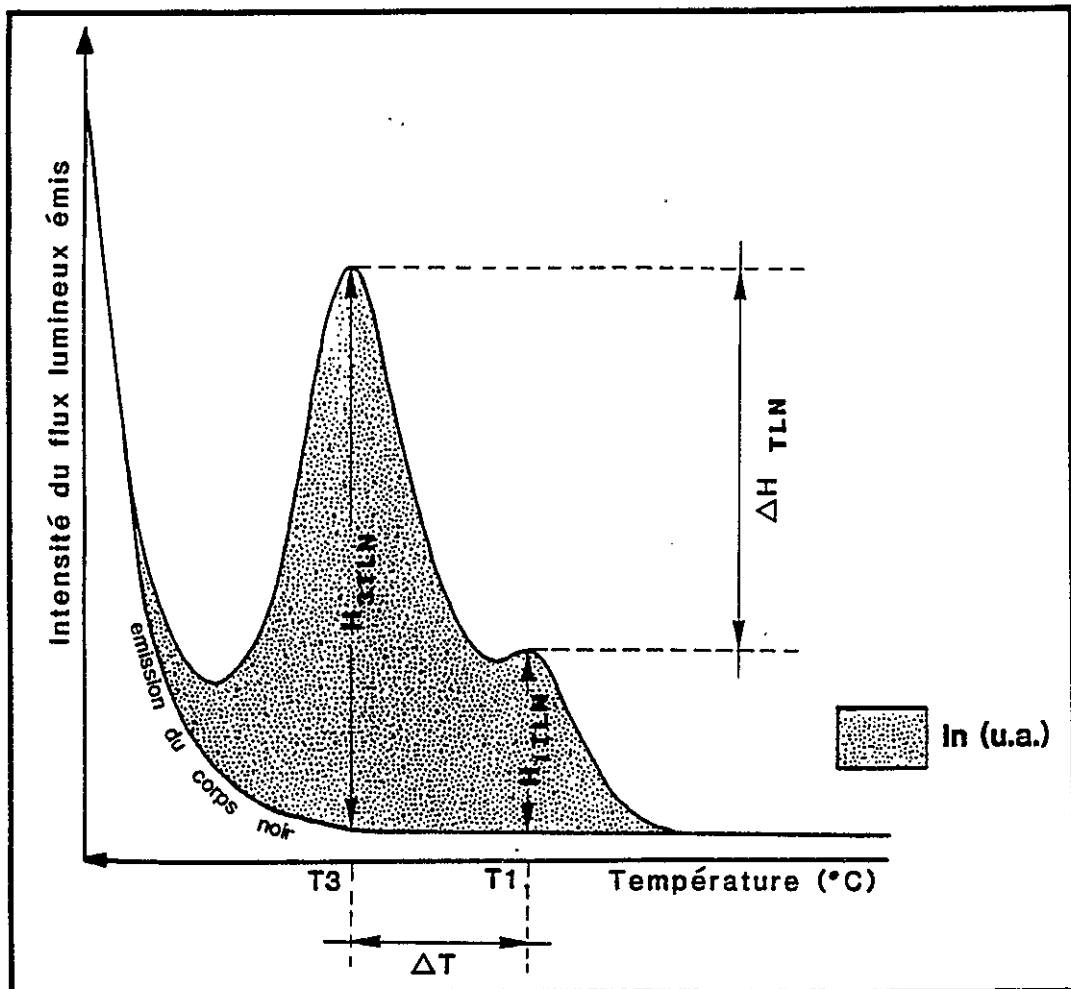


Figure 64 Principaux paramètres de thermoluminescence (TL) : intensité globale de TL (I_n et I_a , en unités arbitraires) ; pics de TL dont la position est traduite par une température T ($^{\circ}\text{C}$) et une hauteur H (en unité arbitraire).

Major TL parameters : global TC intensity (I_n and I_a) and TL amplitude characterized by a temperature T ($^{\circ}\text{C}$) and a height H (arbitrary units).

pour Ks. Le domaine de variation des températures apparentes des pics n'excède pas 32°C pour Ki et 11°C pour Ks alors que l'écart T des pics 1 et 3 ($T = T_3 - T_1$) oscille entre 80 et 96°C pour Ki et 85 et 100°C pour Ks.

. Thermoluminescence artificielle (TLA)

Les courbes de TLA présentent également plusieurs pics qui permettent de distinguer Ki de Ks (Fig. 65). Ces deux séries détritiques étant bien différenciées par les courbes de TLN, aucune mesure de températures n'a été effectuée sur les courbes de TLA.

+ Intensité des pics de TL

. Thermoluminescence naturelle (TLN)

L'intensité relative des émissions lumineuses est variable. Elle permet de distinguer trois grands types de courbes A, B et C (Fig. 65) :

+ le type A caractérisée par un pic de basse température moins intense que le pic de haute température déterminant un rapport R1-3 voisin de 35 (R1-3 variant entre 33,3 et 37,1). Cette courbe est caractéristique des granites précambriens de la zone étudiée ;

+ le type B montrant deux pics de même intensité avec un rapport R1-3 proche de 50 (R1-3 situé dans l'intervalle 47,5 - 52,3). Cette courbe représente les séries détritiques Ki du Crétacé inférieur (Formation Hell-to-Finish) ;

+ le type C présentant un pic de haute température beaucoup plus intense que le pic de basse température, ce qui détermine un rapport R1-3 dont les valeurs sont centrées autour de 25 (fourchette : 22,6 - 36,1). Ces caractéristiques sont typiques des grès de la Formation Ringbone Ks et des quartzites de la Formation Mojado Km.

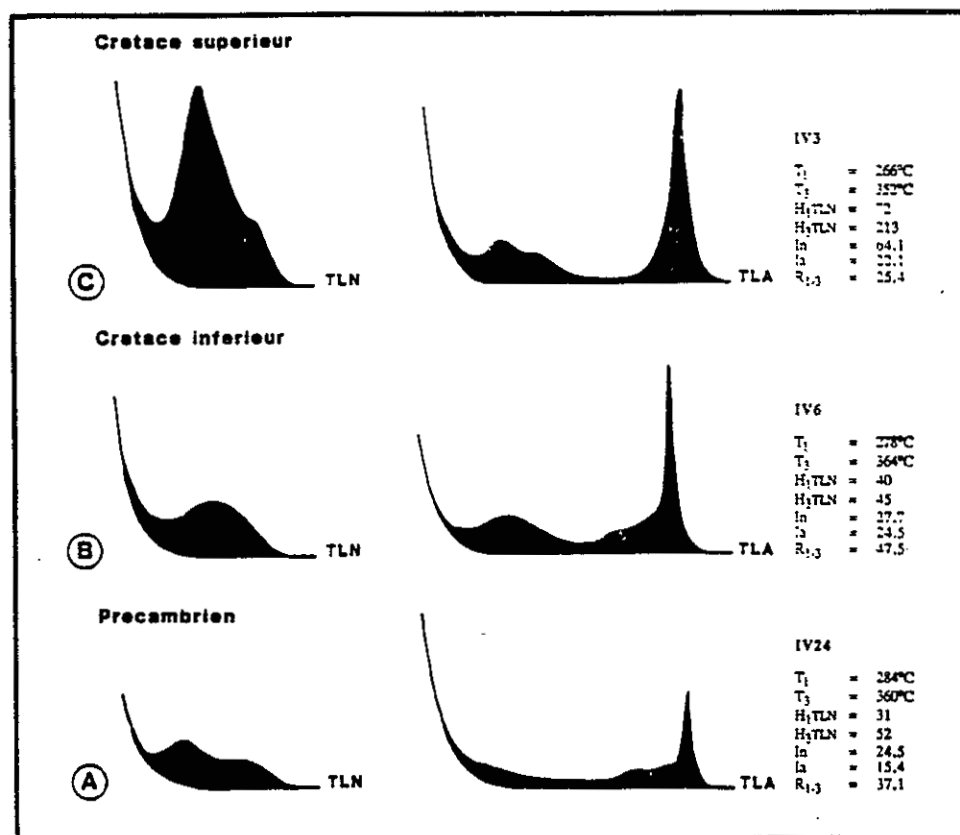


Figure 65 Caractéristiques TL des granites précambriens et des séries détritiques des confins américano-mexicains (NB : pour les exemples cités ci-dessus, les paramètres de TL sont en unités arbitraires).

Major TL characteristics for Precambrian granite and terrigenous lower and upper Cretaceous formations of Southwestern New Mexico (TL parameters are arbitrary units).

Thermoluminescence artificielle (TLA)

Les trois types de courbes de TLN n'ont pas d'équivalents aussi nets en TLA ; la forme des graphes évolue cependant graduellement avec une émission de haute température faible, moyenne puis forte que l'on peut paralléliser avec les types A, B et C de la TLN (Fig. 65).

+ Origine du matériel détritique : utilisation du diagramme (R1-3 ; In)

Nous venons de voir que les courbes de TLN et de TLA caractérisant les séries détritiques du Crétacé présentent des différences très marquées et ce, depuis le SW du Nouveau-Mexique jusqu'au centre-nord de Chihuahua et l'extrême partie orientale de l'Arizona. Cette distinction de même que les grandes variations des paramètres de thermoluminescence peuvent être observées sur un diagramme (R1-3 ; In) qui donne une bonne image des populations de quartz (Fig. 66) ; les points représentant les grès de la Formation Ringbone (Ks) se répartissent en un nuage très irrégulier dont le dessin témoigne du caractère polygénique des éléments détritiques. Les points caractérisant les grès du Crétacé inférieur (Ki) sont regroupés également en un nuage dispersé avec deux concentrations : une représentant la Formation Hell-to-Finish et l'autre la Formation Mojado. Cette répartition reflète l'existence d'une nouvelle source d'apport détritique pour Ki à l'orée du Crétacé supérieur.

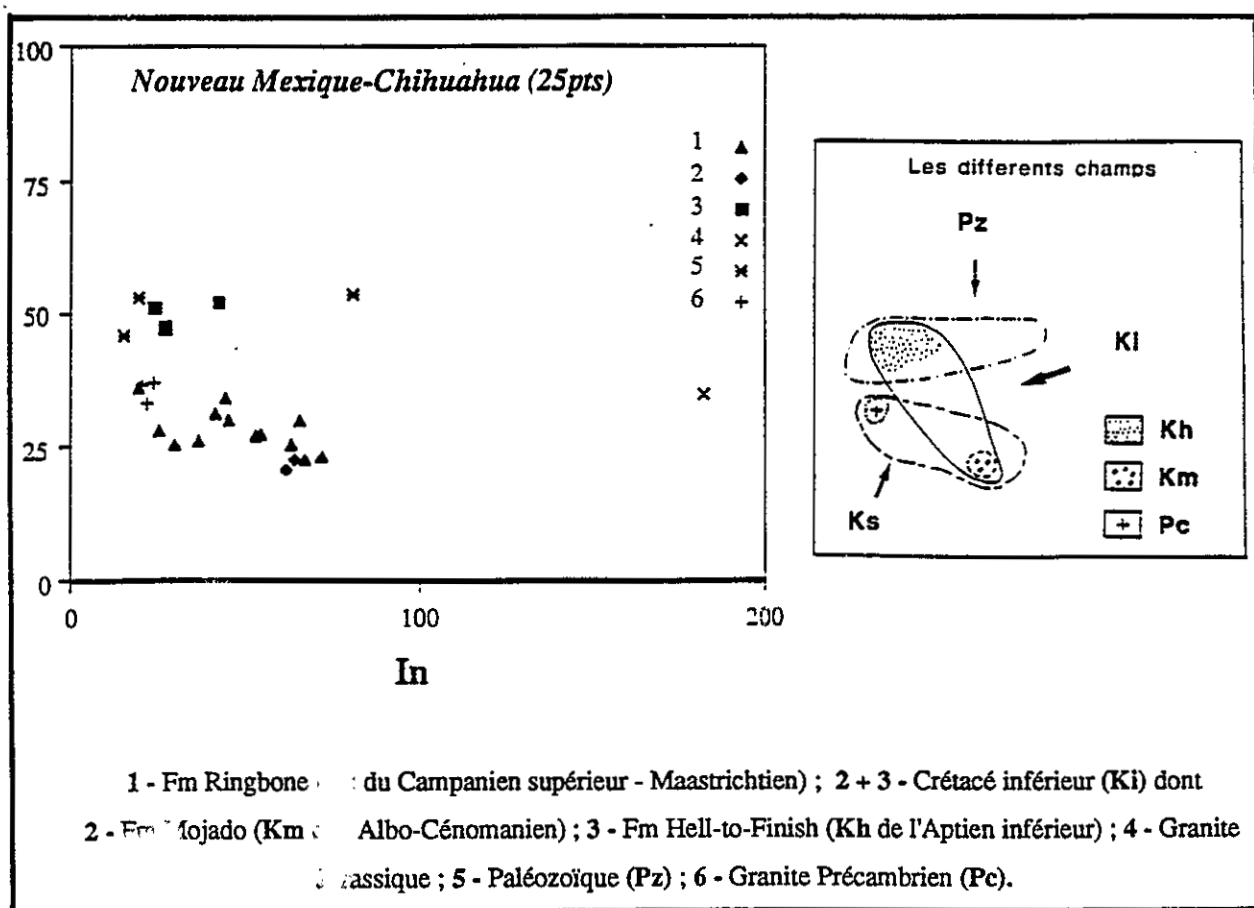


Figure 66 Diagramme (R1-3 - In) des séries gréseuses et granitiques des confins américano-mexicains.

(R1-3 - In) diagram for the granitic and terrigenous formations of Southwestern New Mexico.

L'identification des provinces distributives du matériel détritique de Ki et Ks nécessite une analyse comparée de thermoluminescence portant sur l'ensemble des grès et des sources présumées, à savoir pour notre étude : le socle précambrien granitique, les quartzites paléozoïques et les granites jurassiques. Le report dans un diagramme (R1 3 ; In) des paramètres caractérisant ces roches montre que :

- + la zone de forte densité de points caractérisant la Formation Hell-to-Finish est couverte par le champ d'extension des quartzites paléozoïques qui constituent ainsi la source principale de matériel gréseux ;
- + la zone de concentration des points caractérisant la Formation Ringbone se projette d'une part dans le nuage représentatif des grès du Crétacé inférieur (Formations Hell-to-Finish et Mojado) et d'autre part dans le champ d'extension des éléments granitiques précambriens ; ce double recouvrement permet de considérer Ki et le socle granitique précambrien comme sources détritiques principales pour Ks ;
- + tous les points représentatifs du socle granitique tombent en dehors du nuage des grès Ki et ne le recoupent jamais ; pour ces raisons, le socle précambrien ne peut être classé au nombre des sources des terrigènes pendant le Crétacé inférieur.

IV.3.3.c. Conclusions : principaux enseignements de l'analyse TL

Les deux apports principaux de l'analyse TL résident en :

- + la distinction des grès Ki et Ks grâce aux paramètres spécifiques (In, T° C ...) ;
- + l'identification des principales sources détritiques avec notamment :
 - le non-remaniement du socle par Ki ;
 - l'unicité de la source d'apport pour la Formation Hell-to-Finish puis l'apparition d'une nouvelle aire dispensatrice pour la Formation Mojado ;
 - le caractère bimodale de la source d'apport déritique pour Ks : pôle granitique précambrien et pôle Ki.

IV.3.4. Figures sédimentaires : direction des paléocourants

La direction des paléocourants a été déduite de 195 mesures effectuées sur des figures sédimentaires portées par les bancs gréseux de la Formation Ringbone et représentées essentiellement par des imbrications entre les galets contenus dans les bancs conglomératiques et des stratifications obliques.

La direction des paléocourants qui ont influencé le dépôt de la Formation Ringbone n'est pas unidirectionnelle mais suggère plutôt la présence d'un ensemble de systèmes de dépôt individualisés, indépendants entre eux et situés au pied d'escarpements distributeurs de matériel terrigène (Fig. 67). Les mesures effectuées dans les Peloncillo Mountains, les Animas Mountains, les Big Hatchet Mountains, les Florida Mountains et la Sierra de Los Chinos montrent une direction principale d'apport à N120°E comme en témoignent les imbrications étudiées dans l'allongement des corps conglomératiques. D'autres directions se dégagent des mesures effectuées dans les bancs pélitiques plus fins ; elles balayent un large éventail de valeurs (de 110°E à 150°E) indiquant des dépôts multidirectionnels.

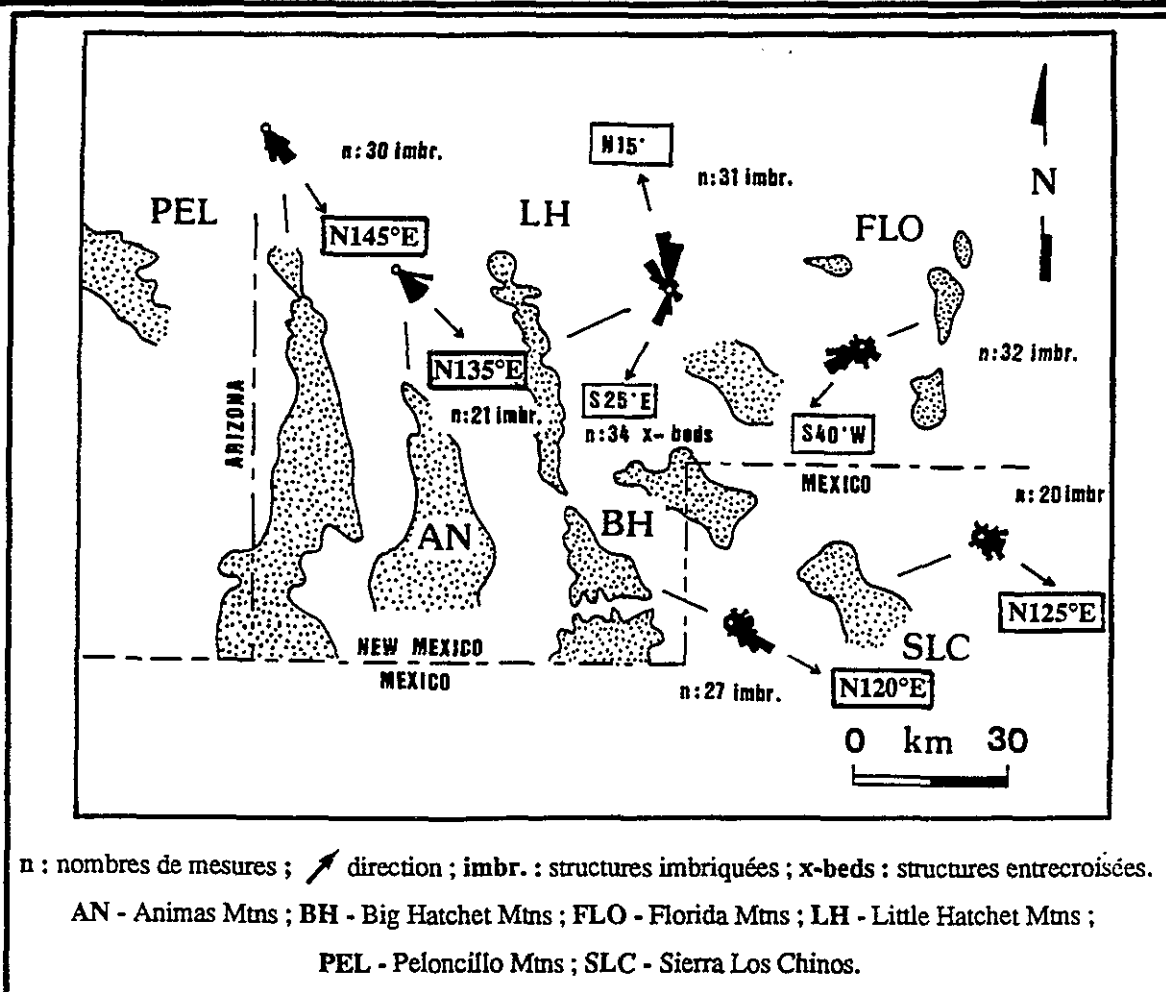


Figure 67 Carte régionale des paléo-courants pour la Formation Ringbone.

Regional paleocurrent map of the Ringbone Formation throughout Southwestern New Mexico.

Cette étude permet de mettre en évidence la présence de nombreux systèmes de dépôts se greffant sur une ride de direction N120°E qui alimente le bassin en éléments détritiques ; ce type de dépôts multidirectionnels est caractéristique des environnements fluviaux et des cônes alluviaux.

IV.4. Corrélations

Les données bibliographiques permettent d'établir des corrélations avec d'autres ensembles terrigènes aux confins américano-mexicains. Vers l'est, la Formation Ringbone peut être parallélisée avec la Formation Fort Crittenden du Santonien-Maastrichtien (Stoyanow, 1949 ; Drewes, 1980 ; Hayes, 1987). Le bassin molassique du Crétacé supérieur, berceau d'une sédimentation détritique au pied d'escarpements de direction N120°E peut être ainsi étendu vers l'est.

Au Nord de la zone étudiée, des ensembles marins sont décrits : la Formation Mc Ree et le Groupe Dakota. Plus riches en éléments argileux et en faciès carbonatés, ils représentent la partie distale marine des Formations Fort Crittenden et Ringbone. Ils ne reçoivent des pulsations tectoniques du Crétacé supérieur que des sédiments fins et bien triés. Grâce à leur faune d'Ammonites (*Acanthoceras*), de Lamellibranches (*Inoceramus*) et de Dinosaures (*Tyrannosaurus*), ces ensembles sont datés du Sénonien (Fouch, 1983 ; Wolberg, 1986).

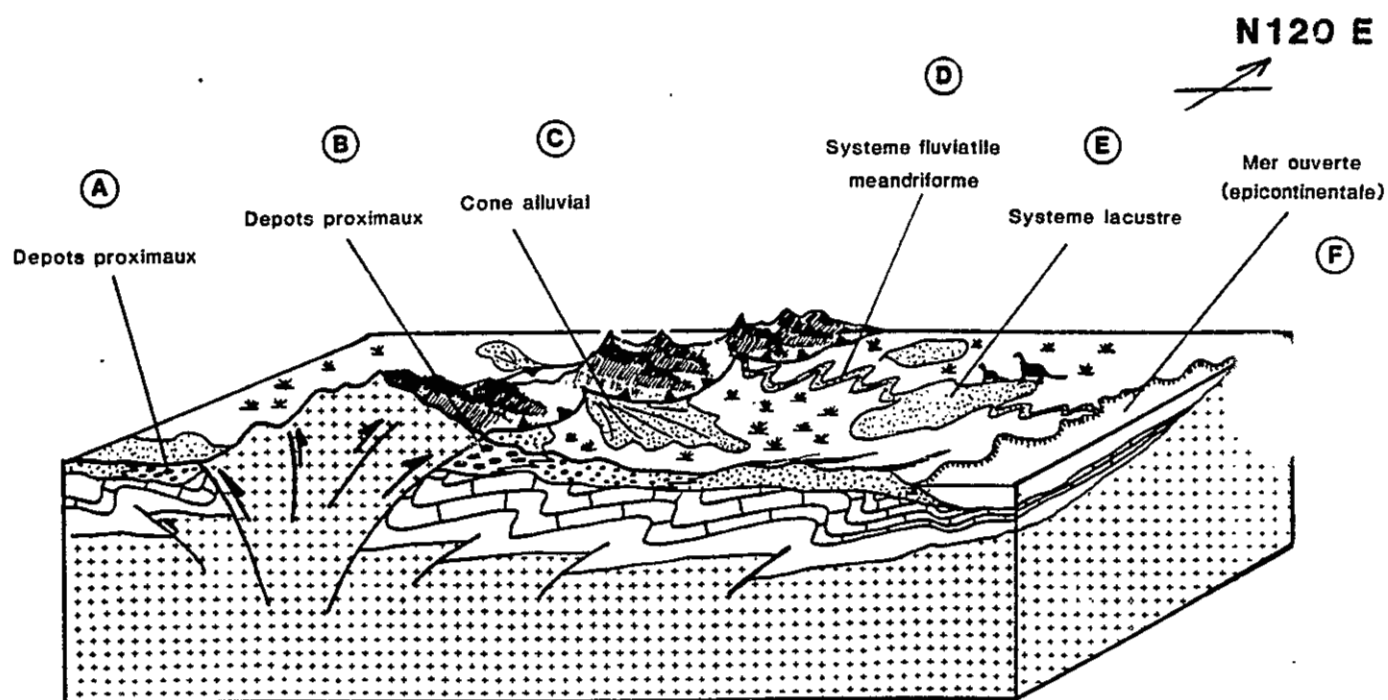
IV.5. Conclusions

Cette étude a permis de préciser la nature, l'âge et l'origine de la Formation Ringbone. Parmi les principaux résultats :

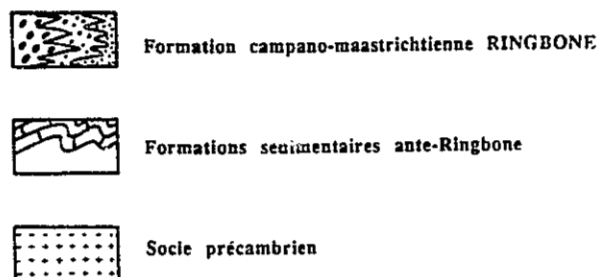
- + la Formation Ringbone repose en discordance angulaire sur le Crétacé inférieur («D₃») témoignant d'un événement tectonique ayant plissé les séries antérieures postérieurement au Cénomanién inférieur et avant le Campanien supérieur (Phases subhercynienne ou méso-crétacée orégonienne) ;
- + les Pollens *Verrumonolites sp.*, *Retitricolpites sp.*, *Acquitiradites spinulosus* (Cookson & Dettman) et *Cicatricosporites sp.*, et les Tyrannosaures *Albertosaurus* et *Daspletosaurus* permettent l'attribution d'un âge campanien supérieur à maastrichtien ;
- + une analyse des grès montre que les sources d'apport détritiques sont distinctes de celles des grès du Crétacé inférieur confirmant l'existence d'un bassin molassique conséquence d'une tectonique affectant le socle ;
- + une étude de thermoluminescence menée sur des grains de quartz confirme l'origine hétérogène des éléments détritiques de la Formation Ringbone et la remobilisation du socle précambrien ;
- + l'orientation des figures de sédimentation reflète un système de dépôt présentant de multiples directions de paléo-courants le long d'une ride de direction N120°E.

Au Sénonien supérieur, faunes, faciès et sédimentation montrent l'existence d'une sédimentation de type molassique le long d'un escarpement morphologique nourrissant le bassin en éléments détritiques produits de l'érosion du Mésozoïque dont les assises constituaient les marges septentrionales de la Téthys et du démantèlement d'un chapelet d'escarpements armés par le socle précambrien recouvert par le Paléozoïque ; des systèmes de dépôt de type cône alluvial et fluvial drainent ces produits terrigènes vers les parties NE et SW du bassin (Fig. 68). Commencée à la fin du Crétacé supérieur, la sédimentation s'installe au pied de reliefs limités par des failles de direction N120°E liées à une déformation antérieure à la phase laramienne.

Cet épisode tectono-sédimentaire marque la fin de l'influence téthysienne dans le SW du Nouveau-Mexique dont l'évolution géologique est désormais liée à la structuration de la façade occidentale du continent nord-américain et au Pacifique.



PALEOGEOGRAPHIE AU CAMPANO-MAASTRICHTIEN



- A : Formation Ringbone (Sierra Boca Grande)
Coupe du Rancho de la Boca Grande
- B : Formation Ringbone (Florida Mountains)
Coupe de Copper Kettle
- C : Formation Ringbone (Florida et Little Hatchet Mountains)
- D : Formation Ringbone (Florida et Little Hatchet Mountains)
- E : Formation Ringbone (Little Hatchet Mountains)
Coupe de Playas Peak
- F : Formation Mc Ree et Groupe Dakota
Nouveau-Mexique central

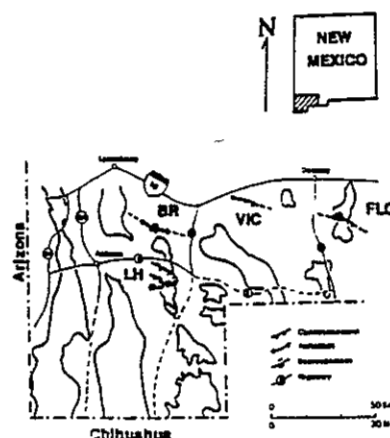


Figure 68 Paléogéographie des confins américano-mexicains au Campanien supérieur - Maastrichtien.
Upper Campanian-Maastrichtian paleogeography throughout southwestern New Mexico.

V. Le volcanisme cénozoïque

V.1. Les formations volcaniques des confins américano-mexicains

V.1.1. Paléocène : la Formation Hidalgo

V.1.2. Eocène-Miocène : les Formations Playas Peak & Coyote

V.2. Corrélations régionales

V.1. Les formations volcaniques des confins américano-mexicains

Le Cénozoïque des confins américano-mexicains est essentiellement constitué de sédiments volcano-détritiques affleurant de façon éparse dans les ranges et sierras. Nous ne les avons pas étudiés en détail ; de nombreux travaux, et notamment des thèses coordonnées par le New Mexico Bureau of Mines and Mineral Resources, y ont été consacrés. Ils ne peuvent pas tous être cités ici ; pour plus de détail, le lecteur se référera aux récents articles de synthèse de Chapin & Seager (1975), Chapin et al. (1975), Deal et al. (1978), Marvin et al. (1978), Morgan et al. (1986), Hoffer (1986) pour le volcanisme du SW du Nouveau-Mexique, et aux articles de McDowell & Clabaugh (1979) et de Swanson & Wark (1988) pour celui de Chihuahua.

Au cours de cette étude, des datations isotopiques ont été réalisées au Laboratoire de Géochimie de l'Université de Bretagne Occidentale (H.Bellon) ; quatorze échantillons (9 sills et dykes intercalés ou recoupant le Crétacé sédimentaire, 4 coulées et 1 sill provenant de niveaux volcaniques plus récents) ont été datés sur roche totale (fraction granulométrique 3,3-0,15 mm) par la méthode ^{40}K - ^{40}Ar . Les âges ont été calculés selon les constantes préconisées par Steiger & Jäger (1977). L'incertitude analytique est, dans tous les cas, de $\pm 5\%$ de l'âge. Dix échantillons analysés présentent une perte au feu importante (4 à 6%, atteignant dans un cas 13%) ; elles témoignent du développement, au cours de la phase extensive du Basin and Range, de carbonates secondaires liés à des phénomènes d'hydrothermalisme.

Les résultats isotopiques font apparaître trois groupes d'âges (Paléocène - Eocène moyen, Eocène supérieur - Oligocène inférieur et Oligocène supérieur - Miocène) (Fig. 69). Nous nous contenterons d'indiquer quelques traits généraux concernant ces trois séries à l'affleurement.

V.1.1. Paléocène - Eocène moyen : la Formation Hidalgo (Th) et les plutons andésitiques

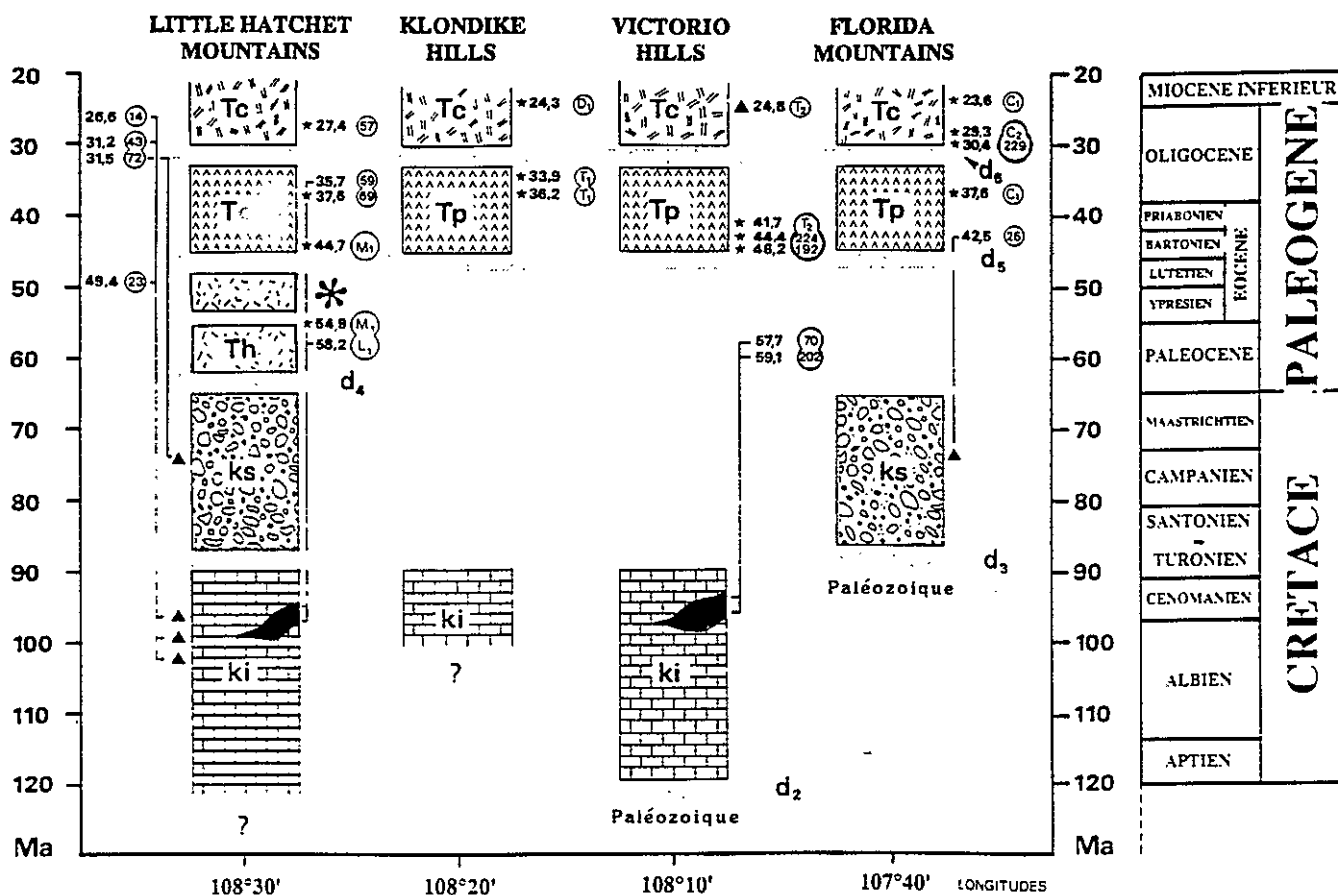
V.1.1.a. Datations

La Formation Hidalgo a été datée à 58,2 Ma dans les Little Hatched Mountains (Loring & Loring, 1980 ; L1, Fig. 69), à 57,7 Ma et 59,1 Ma dans les Victorio Hills (échantillons 70 et 202 ; Fig. 69) et à 54,9 Ma dans les Little Hatched Mountains (Marvin et al., 1978 ; M1, Fig. 69), donc Paléocène. Au droit d'El Paso (Tx), dans le Cerro de Cristo Rey, un pluton andésitique a été daté entre 45 et 47 Ma (Lutétien - Eocène moyen - ; Lovejoy, 1976) ; il scelle une déformation affectant le Crétacé supérieur et est lui-même traversé par des décrochements sénestres orientés N120°E.

V.1.1.b. Lithostratigraphie

Elle est représentée par des dykes d'affinité calco-alcaline andésitique (échantillon 70 ; Fig. 69), rhyolitique (échantillon 202 ; Fig. 69) et dioritique, et par des coulées massives. Une légère discordance angulaire existe à leur base (discordance D4) ; il est à noter que par endroits la Formation Hidalgo est concordante.

Colonne stratigraphique synthétique du SW du Nouveau-Mexique (compilations)
General stratigraphic column for southwestern New Mexico (compilations).



1 - Formations sédimentaires anté-laramiennes. 2 - Formations volcaniques syn-laramiennes. 3 - Formations volcaniques post-laramiennes (Eocène supérieur - Oligocène). 4 - Formations volcaniques de la Sierra Madre Occidentale et du début du Basin and Range (Oligocène terminal - Eocène inférieur). 5 - Dikes. 6 - Discordance angulaire. 7 - Age K-Ar (en Ma) obtenu sur des coulées massives, suivi de la référence bibliographique (M₁, ... etc ...) ou bien de la référence de l'échantillon (5ⁿ, ... etc ...). 8 - idem, mais pour des âges K-Ar (en Ma) obtenus sur des sills.

NB : Pour les références bibliographiques (M₁, T₁, D₁, ... etc ...) se reporter au texte.

Tc - Formation Coyote (Basin and Range - Oligocène supérieur - Miocène inférieur).
Tp - Formation Playas Peak (épisode andésito-ignimbritique de la Sierra Madre Occidentale : Eocène supérieur - Oligocène inférieur).
Th - Formation Hidalgo (Paléocène - Eocène inférieur).
Ks - Formation Campano-maastrichtienne Ringbone (Crétacé supérieur).
Ki - Formations Juelito-Finish, U-Bar et Mojado (Crétacé inférieur).

* Pluton du Cerro de Cristo Rey

Figure 69 Corrélations radiochronologiques et stratigraphiques dans le SW du Nouveau-Mexique (Datations : H. Bellon, Université de Bretagne Occidentale de Brest).

Radiochronologic and stratigraphic correlations throughout Southwestern New Mexico.

V.1.2. Eocène - Miocène : les Formations Playas Peak (Tp) & Coyote (Tc)

Dans le SW du Nouveau-Mexique, s'individualise, à partir de l'Eocène supérieur, le vaste champ volcanique du Datil - Mogollon Volcanic Field, également connu sous le nom de Mogollon Plateau ; il est considéré comme l'extension septentrionale de la Sierra Madre Occidentale constituée d'un empilement de près de 1000 m d'épaisseur de volcanites (andésites, ignimbrites et basaltes) dont l'origine est liée à la subduction de la plaque Farallon sous la marge occidentale mexicaine (Atwater, 1970).

V.1.2.a. Eocène supérieur - Oligocène inférieur : la Formation Playas Peak (Tp)

+ Datations

Des coulées andésitiques ont été datées :

- dans les Little Hatchet Mountains à 44,7 Ma (Eocène supérieur ; Marving et al., 1978 ; M1, Fig. 69) et à 37,6 Ma (Priabonien - Eocène supérieur - ; échantillon 69 ; Fig. 69) ;
- dans les Klondike Hills à 36,2 Ma (Priabonien) et 33,9 Ma (Stampien - Oligocène inférieur - ; Thorman, 1977 ; T1, Fig. 69) ;
- dans les Victorio Hills à 41,7 Ma (Bartonien - Eocène supérieur - ; Thorman & Drewes, 1980 ; T2, Fig. 69), à 46,2 Ma et à 44,4 Ma (Lutétien - Eocène moyen - échantillons 192 et 224 ; Fig. 69) ;
- dans les Florida Mountains à 37,6 Ma (Priabonien ; Clemons, 1982 ; C1, Fig. 69).

S'ajoutent à ces données des datations de sills ; 35,7 Ma (Oligocène inférieur) dans les Little Hatchet Mountains pour l'un intercalé dans la Formation U-Bar (échantillon 59 ; Fig. 69) et 42,5 Ma (Eocène supérieur) dans les Florida Mountains pour un autre basaltique calco-alcalin (échantillon 26 ; Fig. 69).

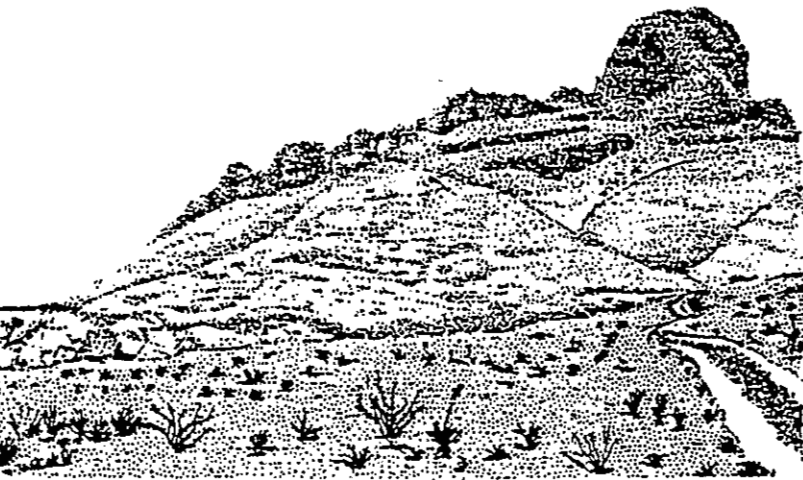
+ Lithostratigraphie

Caractérisée par des émissions calco-alcalines (basaltes et andésites) contemporaines des volcanites de la Sierra Madre Occidentale et du Mogollon Plateau, la Formation Playas Peak post-orogénique repose en discordance angulaire sur les termes antérieurs (discordance D5, Fig. 70) scellant notamment les structures de la phase laramienne.

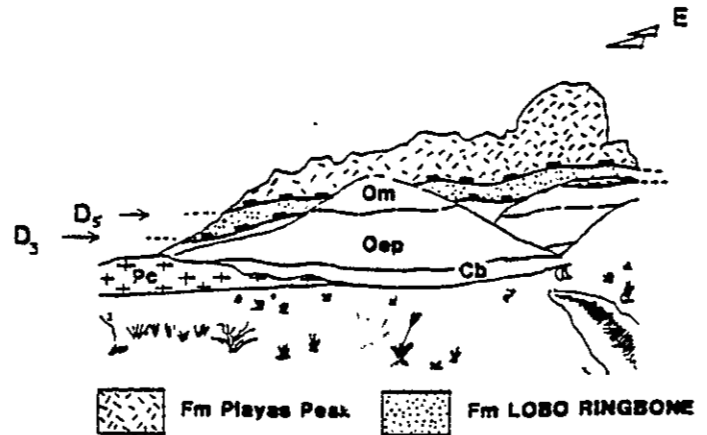
V.1.2.b. Oligocène supérieur - Miocène : la Formation Coyote (Tc)

+ Datations

- Dans les Little Hatchet Mountains, une coulée rhyolitique est datée à 27,4 Ma (Chattien - Oligocène supérieur ; échantillon 57 ; Fig. 69).
- Dans les Klondike Hills, un sill est daté à 24,3 Ma (Chattien ; Deal et al., 1978 ; D1, Fig. 69).
- Dans les Victorio Hills, un âge de 24,8 Ma (Chattien) a été mesuré sur une coulée rhyolitique (Thorman &



CAPITOL DOME
Florida Mountains



New Mexico USA
(Sec.10 & 11 : T.25 S : R.8W)

Figure 70 Discordance angulaire D5 entre les Formations Playas Peak et Ringbone (Capitol Dome, Florida Mtns).
The D5 angular unconformity between the Playas Peak and Ringbone Formations (Capitol Dome, Florida Mountains).

Drewes, 1980 : T2, Fig. 69).

- Dans les Florida Mountains, des coulées sont datées à 29,3 Ma (Oligocène supérieur) et 23,6 Ma (Aquitaniens - base Miocène - ; Clemons, 1982 et 1985 ; C1 et C2, Fig. 69) tandis que l'échantillon 229, prélevé dans une coulée de latite fortement enrichie en baryum, a donné un âge de 30,4 Ma (Stampien - Oligocène inférieur -).

+ Lithostratigraphie

La Formation Coyote est représentée par des rhyolites et des latites recouvrant en légère discordance les termes antérieurs (discordance D6). Quelques sills sont également présents. Ces épanchements volcaniques accompagnent la distension du Basin and Range (Burchfiel & Davis, 1975 ; Smith, 1978).

V.2. Corrélations régionales

Dans la Sierra Madre Occidentale du Nord du Mexique, McDowell & Clabaugh (1979) distinguent deux grandes provinces volcaniques calco-alcaline et ignimbritique, liées à la convergence lithosphérique connue sur la côte ouest du continent nord-américain. (Fig. 71) :

+ la plus ancienne de ces provinces (45 Ma à 100 Ma ; Crétacé supérieur à Eocène inférieur) est caractérisée par des roches de composition géochimique intermédiaire ;

+ la plus récente (34 Ma à 23 Ma ; Oligocène) par des rhyodacites et des rhyolites. Vers l'Est, une évolution latérale est observée des roches calco-alcalines de la Sierra Madre Occidentale aux roches alcalines de la province texane du Trans Pecos.

Les trois groupes d'âges trouvés pour les formations volcaniques cénozoïques de la zone étudiée existent également dans la partie centrale de Chihuahua. Ces corrélations témoignent de l'appartenance des confins américano-mexicains aux provinces volcaniques mexicaines définies par McDowell & Clabaugh (1979) dont ils constituent l'extension septentrionale.

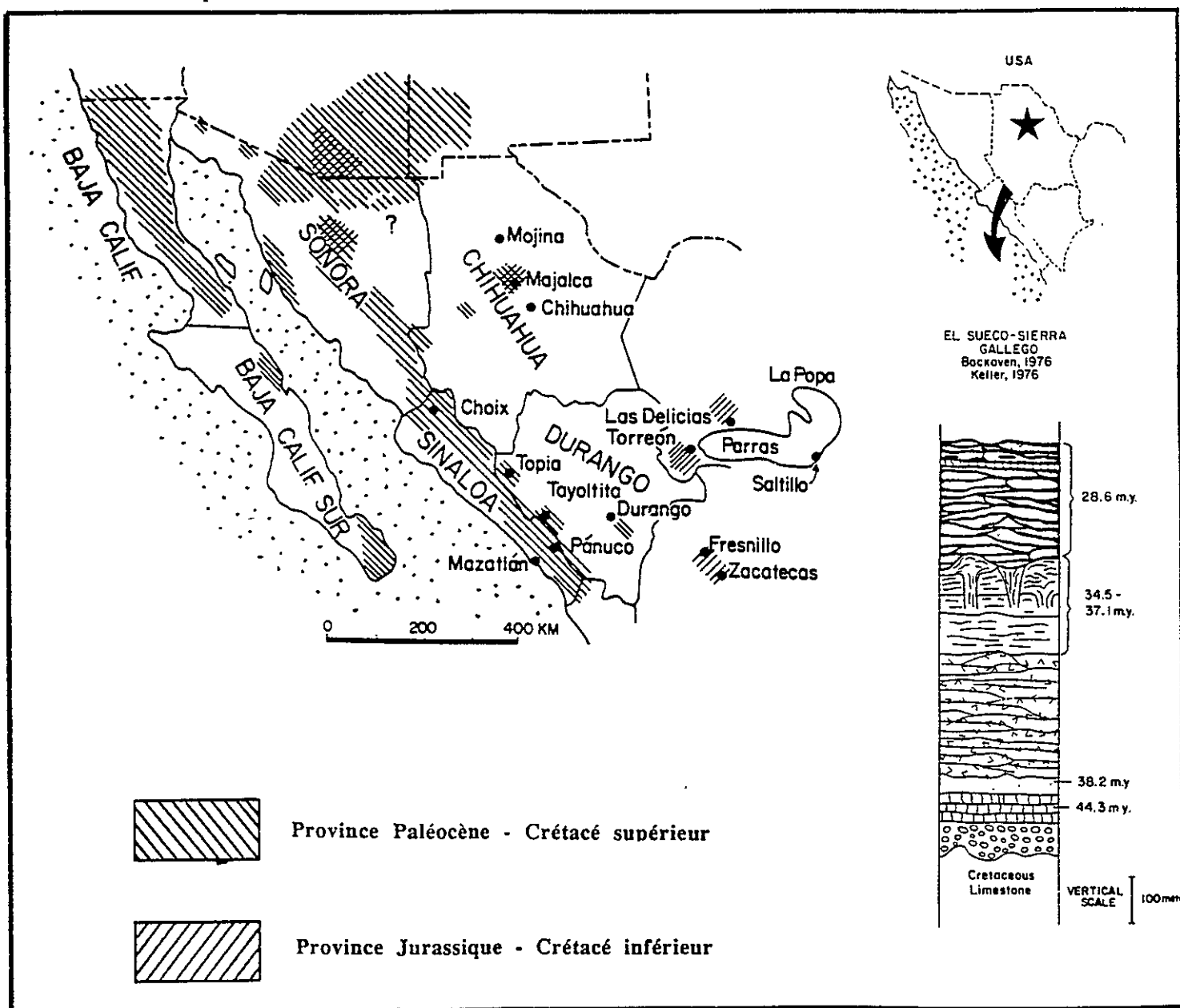


Figure 71 Les provinces volcaniques du Mexique septentrional (McDowell & Clabaugh, 1979).

Distribution of the major volcanic provinces in Western Mexico and adjacent United States. (McDowell & Clabaugh, 1979).

TECTONIQUE

Généralités

- I - La tectonique distensive au Paléozoïque supérieur (Pennsylvanien - Permien)**
- II - La tectonique transtensive au Jurassique sup. - Crétacé inf. (Kimméridgien - Aptien)**
- III - La tectonique compressive au Crétacé supérieur (Cénomaniens sup. - Maastrichtien)**
 - III.1. Les structures des Little Hachet et Animas Mountains**
 - III.2. Synthèse à l'échelle du SW du Nouveau-Mexique**
- IV - La tectonique compressive laramienne au Paléogène (Paléocène - Eocène moyen)**
 - IV.1. Généralités**
 - IV.2. Les effets de la phase laramienne dans la région étudiée**
 - IV.3. Synthèse : la tectonique laramienne aux confins américano-mexicains**
- V - La tectonique distensive du Basin and Range et du rift du Rio Grande au Néogène**
 - V.1. Analyse statistique de la fracturation**
 - V.2. Synthèse régionale**

Généralités

La région étudiée appartient à la province physiographique du Basin and Range (*cf. supra*). De vastes dépressions structurales nées d'une distension tertiaire masquent ainsi les structures plus anciennes auxquelles elles se superposent. Les données tectoniques recueillies à l'occasion de cette thèse, permettent de proposer **5 phases de déformations successives**, chacune d'entre elles effaçant une paléogéographie au profit d'une nouvelle.

Dans les chapitres qui suivent, les principales caractéristiques de ces déformations sont décrites en insistant plus particulièrement sur celles :

- des phases du Crétacé supérieur que la Formation Ringbone permet de mieux dater ;
- de la phase laramienne.

Dans le volet suivant de cette thèse (§ Calendrier tectonique), les données structurales du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua seront replacées dans le cadre géologique régional à l'échelle du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique.

I. La tectonique distensive au Paléozoïque supérieur (Pennsylvanien - Permien)

Ses conséquences sont marquées dans la sédimentation ; d'importantes variations d'épaisseur sont observées dans le Pennsylvanien et le Permien du bassin de Pedregosa témoignant de la présence de zones fortement subsidentes séparées par des haut-fonds (*cf. supra*). Ce trait paléogéographique majeur est lié à l'existence, en bordures sud et est du Plateau du Colorado, de zones hautes émergées délimitant des bassins sédimentaires reliés entre eux par des seuils ; il perdure jusqu'au Permien inférieur. Au Nouveau-Mexique, ces paléo-trait morphologiques (les uplifts et basins des auteurs américains) ont une orientation NS dans la partie centrale de l'état, et NW-SE dans le SW. Enchâssé entre le haut-fond de Burro-Florida (terminaison méridionale du Plateau du Colorado) et celui de Diablo-Hueco au Texas, le bassin de Pedregosa est relié au bassin d'Orogrande du Nouveau-Mexique central et au bassin de Delaware du Texas oriental (Fig. 44).

Il convient de noter que les structures positives régissant la paléogéographie des confins américano-mexicains au Paléozoïque supérieur, ont leurs grands axes parallèles à la direction N120°E du Texas Lineament. Les études de terrain n'ont pas révélé l'existence de marqueurs tectoniques susceptibles d'être reliés à cette phase responsable de la mise en place de cette paléogéographie ; aucun mouvement tardi-hercynien n'a été enregistré dans le SW du Nouveau-Mexique. Cette phase tectonique s'achève au Permien terminal ; pendant cette période, des formations continentales et détritiques ennoient progressivement les zones de haut-fond tandis que les dépôts marins sont concentrés en de rares bassins se comblant petit à petit. L'absence de discordance angulaire à la base milite en faveur d'une tectonique extensive de type horst et graben.

II. La tectonique distensive au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Kimméridgien - Aptien)

Dans le SW du Nouveau-Mexique, nous avons décrit, dans le Crétacé inférieur du bassin de Bisbee - U-Bar d'obédience téthysienne, une méga-séquence pratiquement continue de l'Aptien inférieur au Cénomanién inférieur. Couvrant un intervalle de temps de près de 20 Ma, elle dépasse 3000 mètres d'épaisseur dans les parties les plus subsidentes et se réduit à quelques mètres à l'extrême bordure nord. Par ailleurs, elle est limitée par des discordances observées dans tout le bassin : discordance de l'Aptien inférieur à la base et du Campanien supérieur au sommet.

L'évolution sédimentaire du bassin crétacé inférieur de Chihuahua situé dans le Nord du Mexique présente deux périodes (Ortuno Arzate, 1985 ; Mack, 1986) :

- du Kimméridgien à l'Aptien inférieur, au cours de laquelle le bassin prend naissance et se remplit de sédiments variés (black shales, argiles détritiques et évaporites) caractéristiques d'une phase de rifting (Fig. 72-1) ;
- de l'Aptien supérieur au Cénomanién inférieur où se développe une grande plate-forme carbonatée qui recouvre les structures antérieures avec des sédiments post-rift (Fig. 72-2).

La coupure essentielle entre ces deux périodes est la transgression datée de l'Aptien à la faveur de laquelle le domaine mésogéen s'étend vers le NW par rifting le long de fractures transcontinentales ; c'est à cette époque que s'individualise le bassin de Bisbee - U-Bar avec notamment les grès de la Formation Hell-to-Finish datée de l'Aptien inférieur (*cf. supra*).

L'évolution sédimentaire du bassin de Bisbee - U-Bar s'inscrit ainsi dans l'histoire du bassin de Chihuahua ; né de cette distension crustale dans un système en transpression, il en représenterait le satellite nord-occidental.

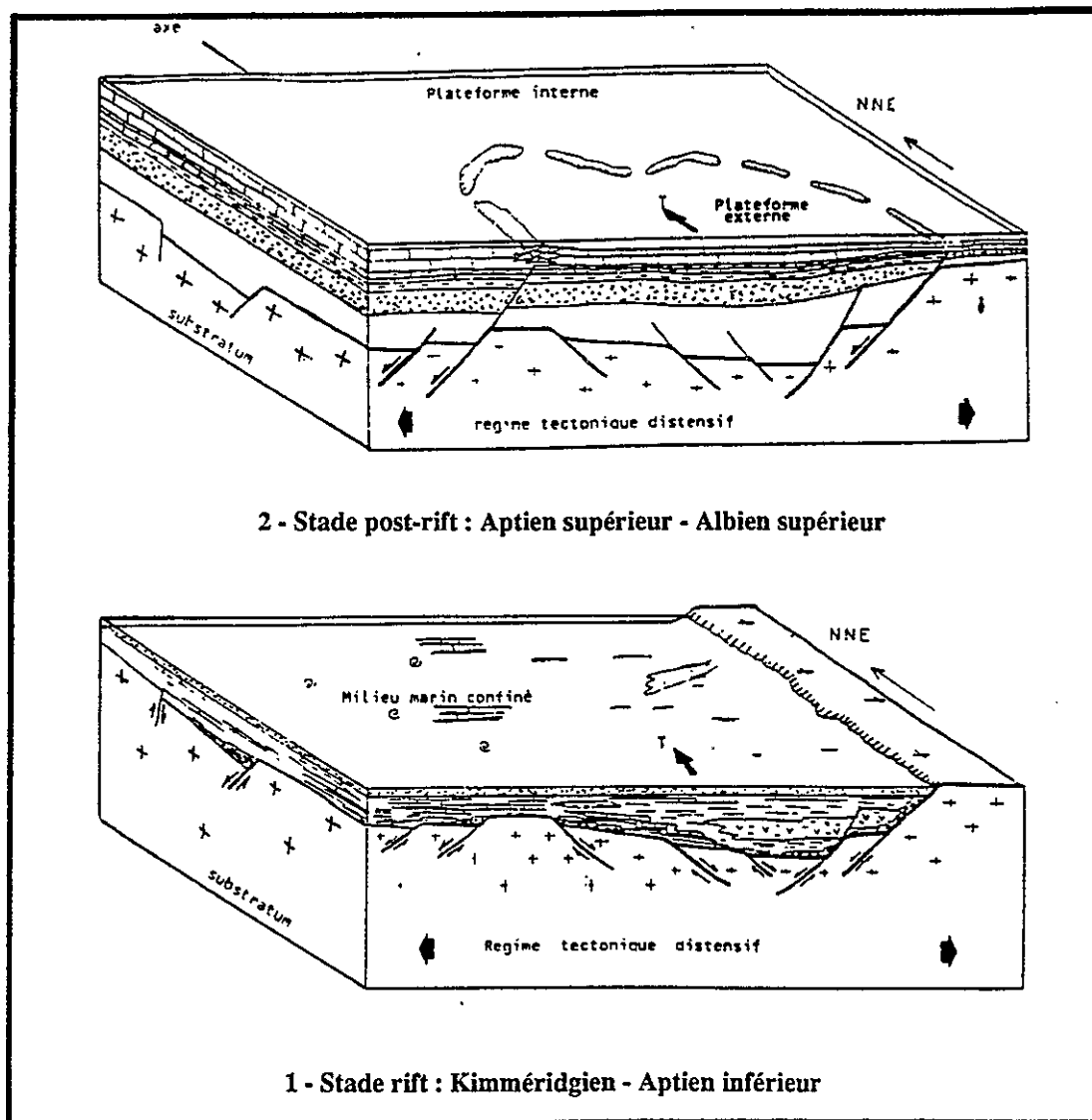


Figure 72 Evolution géodynamique du Bassin de Chihuahua du Kimméridgien à l'Albien supérieur (Ortuno-Arzate, 1985).

Geodynamic evolution of the Chihuahua Basin from Kimmeridgian to Upper - Albian (Ortuno-Arzate, 1985).

III. La tectonique compressive au Crétacé supérieur (Cénomanién supérieur - Maastrichtien)

Avant cette étude, la seule déformation compressive décrite dans le SW du Nouveau-Mexique pendant le Crétacé et le Paléocène, était la tectogenèse laramienne. La reconnaissance, l'individualisation, l'étude stratigraphique et la datation de la Formation Ringbone du Sénonien supérieur permettent de mettre en évidence l'existence de deux phases tectoniques antérieures aux structures laramiennes.

Après une présentation des structures observées dans deux chaînons du SW du Nouveau-Mexique, une corrélation régionale à l'échelle du SW du Nouveau-Mexique est proposée.

III.1. Les structures des Little Hatchet et Animas Mountains (SW du Nouveau-Mexique)

Dans la région étudiée, la Formation Ringbone repose en discordance angulaire sur les formations antérieures et notamment sur le Crétacé inférieur ; l'existence de cette discordance D3 qui cache des structures antérieures a déjà été signalée. Dans ce chapitre, nous présentons de manière plus précise les relations stratigraphiques et tectoniques entre les séries du Crétacé telles qu'elles ont été observées dans les Little Hatchet et les Animas Mountains.

III.1.1. Les Little Hatchet Mountains

III.1.1.a. Localisation et travaux antérieurs

Les relations entre la Formation Ringbone et le Crétacé inférieur ont été étudiées au lieu-dit Old Hachita area, dans le NE du chaînon (cf. planches hors-texte PL1 & PL2 ; Figures 73 à 77).

. Lasky (1938 & 1947) y signale l'existence d'une structure anticlinale d'orientation NW-SE affectant le Crétacé inférieur du Groupe Bisbee (Ki, Coupe 1 - Fig. 73). Il convient de noter que la Formation Ringbone, définie plus tard par Zeller (1970), correspond aux Ringbone Shale et Brogen Jug Limestone du Groupe Bisbee de Lasky ; aucune discordance angulaire n'est décrite et l'auteur attribue la structure observée à la phase laramienne du Paléocène-Eocène.

. Zeller (1970) indique la présence d'une faille inverse de direction $N120^{\circ}E$ et à vergence NE (Coupe 2 - Fig. 73). Cet accident plat affecte la Formation Ringbone (Kr) qui chevauche les quartzites de la Formation Mojado (Km) dont les bancs sont en série inverse avec des pendages de 30 à 70° vers le SW. En d'autres points de la chaîne, Zeller signale l'existence d'une discordance angulaire à la base de la Formation Ringbone et d'une surface d'érosion affectant le Crétacé inférieur avec des reliefs à plus de 3000 mètres d'altitude.

En l'absence de datation de la Formation Ringbone, Zeller attribuait ces faits à une phase précoce de l'orogénèse laramienne à l'orée du Paléocène. Toutefois, il est très évasif sur l'expression et la caractérisation structurales de cette phase tectonique.

III.1.1.b. La présente étude

Elle est située à Old Hachita area.

. Présentation géologique générale

Le Crétacé est représenté par les Formations Mojado et U-Bar de l'Albien - Cénomaniens et par la Formation Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien (Km, Ku et Ks ; Fig. 74). Il affleure au sein d'une dépression morphologique allongée NW-SE qui est bordée (Fig. 74) :

- à l'est, par la faille normale de Old Hachita Fault (OHF) liée au Basin and Range qui le met en contact avec les volcanites de l'Oligocène supérieur - Miocène de la Formation Coyote (Tc) ;

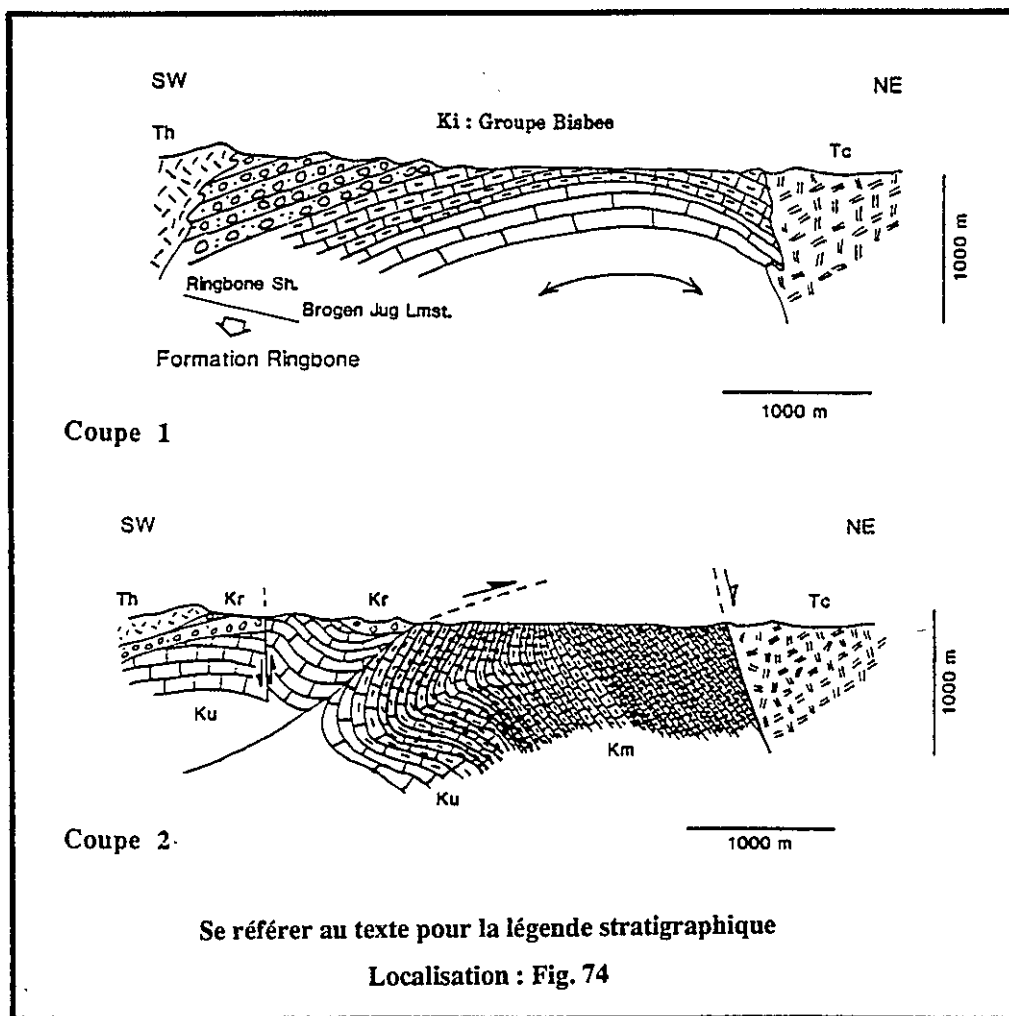


Figure 73 Old Hachita area (NE des Little Hachet Mtns, NM) : coupes géologiques. 1 - D'après les travaux de Lasky (1938 & 1947) ; 2 - Zeller (1970).

Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hachet Mtns, NM) : geological cross sections.
1 - Adapted from Lasky (1938 & 1947) ; 2 - Adapted from Zeller (1970).

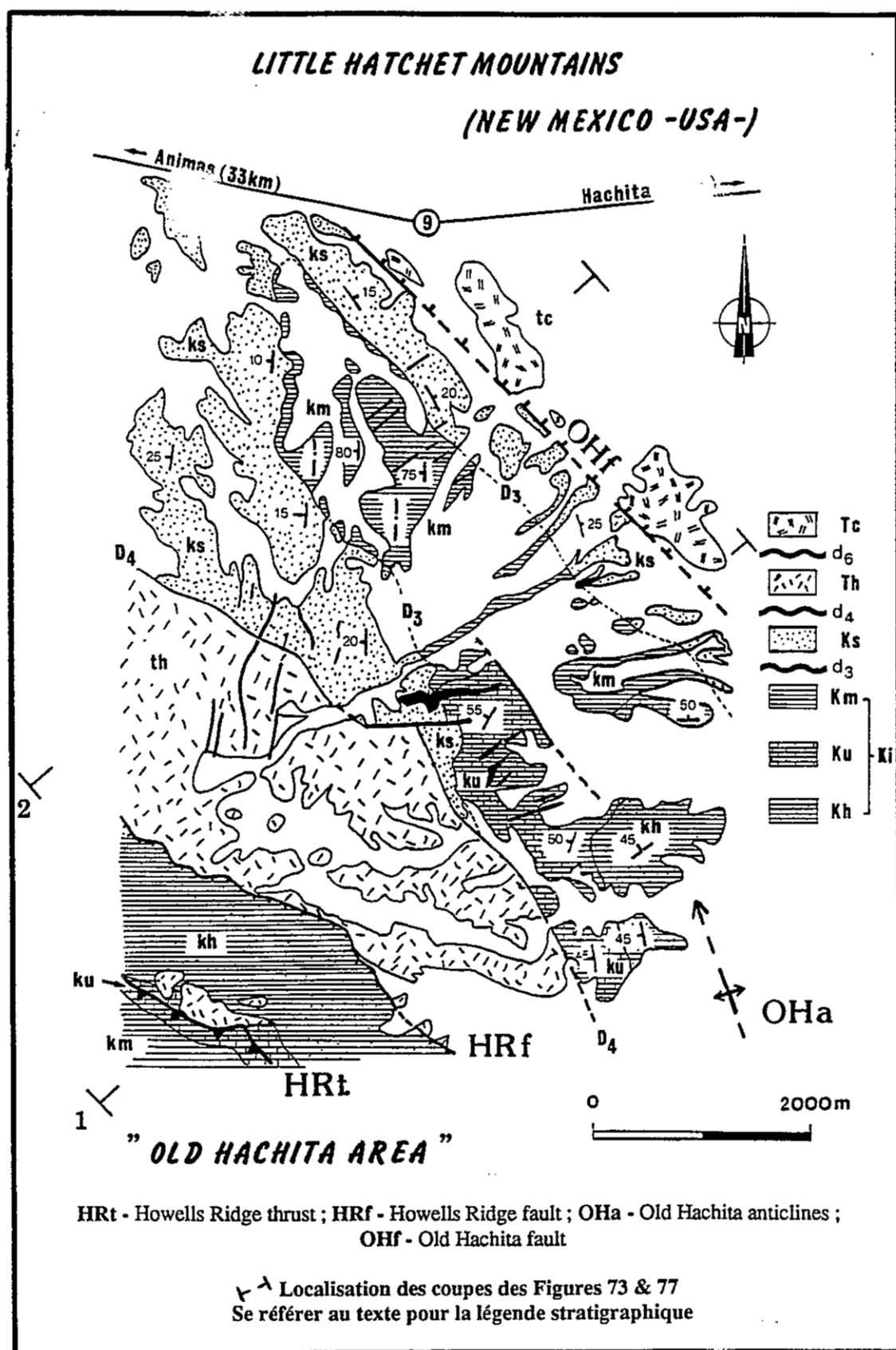


Figure 74 Old Hachita area (NE des Little Hatchet Mtns, NM) : carte géologique.

Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hatchet Mtns, NM) : geological map.

- à l'ouest, par les volcanites du Paléocène - Eocène moyen de la Formation Hidalgo (Th) qui reposent en discordance angulaire (D4) sur le Crétacé qu'elle prend en écharpe.

Enfin, l'extrémité SW du secteur étudié est affecté par des accidents laramiens qui sont les failles inverses de Howells Ridge (HRf & HRT) dont il sera question plus tard (§ IV : L'orogène laramienne).

. Relations stratigraphiques entre le Crétacé inférieur et le Sénonien supérieur

Les relations entre les séries du Crétacé sont bien exposées ; grâce à l'érosion différentielle, les bancs conglomératiques de la Formation Ringbone apparaissent en relief. Ils arment une petite barre rocheuse ceinturant une dépression ouverte vers le SE au sein de laquelle affleurent des quartzites et les carbonates du Crétacé inférieur. Le fait géologique majeur est l'existence d'une discordance angulaire (D3) à la base de la Formation Ringbone ; le contact discordant, souligné par un premier banc conglomératique, est horizontal.

Les pendages relevés dans le Crétacé inférieur sont très élevés ; variant de 45° à 90°, ils contrastent avec les valeurs faibles de ceux mesurés dans les grès de la Formation Ringbone. Cette observation de terrain est confirmée par les diagrammes de densité des pôles de stratification du Crétacé dans lequel on constate d'une part un regroupement vers le centre du diagramme des pôles de stratification de la Formation Ringbone témoignant de pendages faibles et relativement constants et d'autre part un éclatement de ceux du Crétacé inférieur indiquant des pendages plus forts et une plus grande diversité des valeurs (Fig. 75).

. Déformation observée dans le Crétacé inférieur

Les fentes de tension et les objets micro-tectoniques relevés dans le Crétacé inférieur montrent l'existence de cisaillements dextres à N60°E - N75°E et sénestres à N115°E - N130°E (Fig. 76).

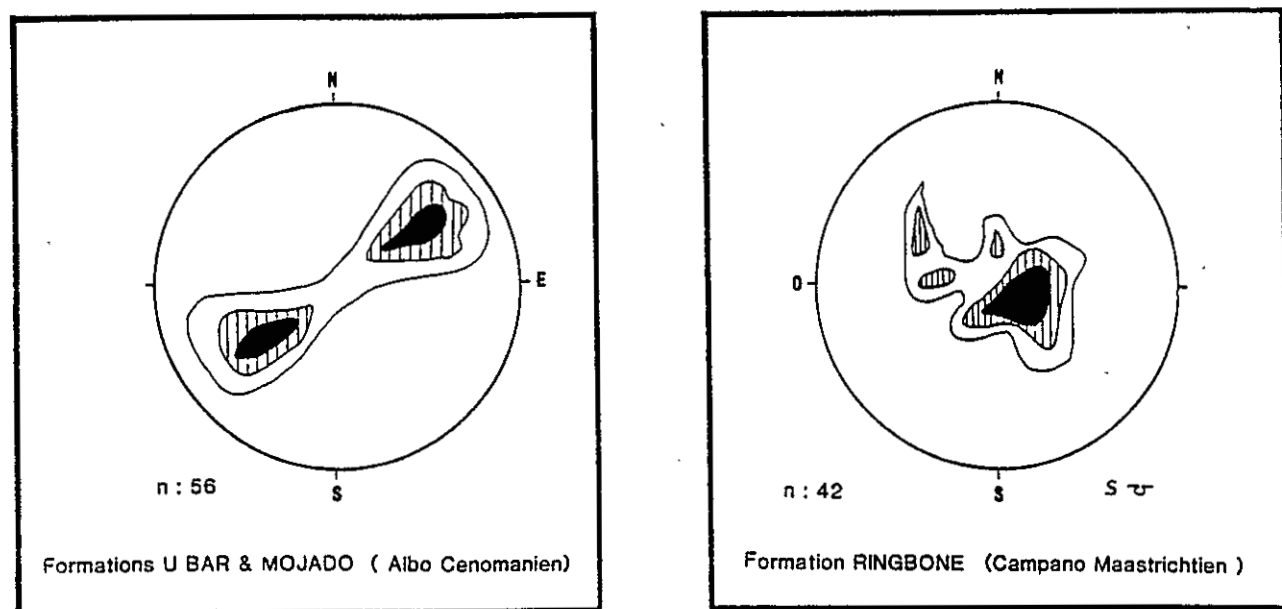


Figure 75 Old Hachita area (NE des Little Hachet Mtns, NM) : diagrammes de densité des pôles de la stratigraphie pour le Crétacé (Formations U-Bar, Mojado et Ringbone).

Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hachet Mtns, NM) : stratification poles density diagrams for the Lower Cretaceous and Campano-Maastrichtian strata.

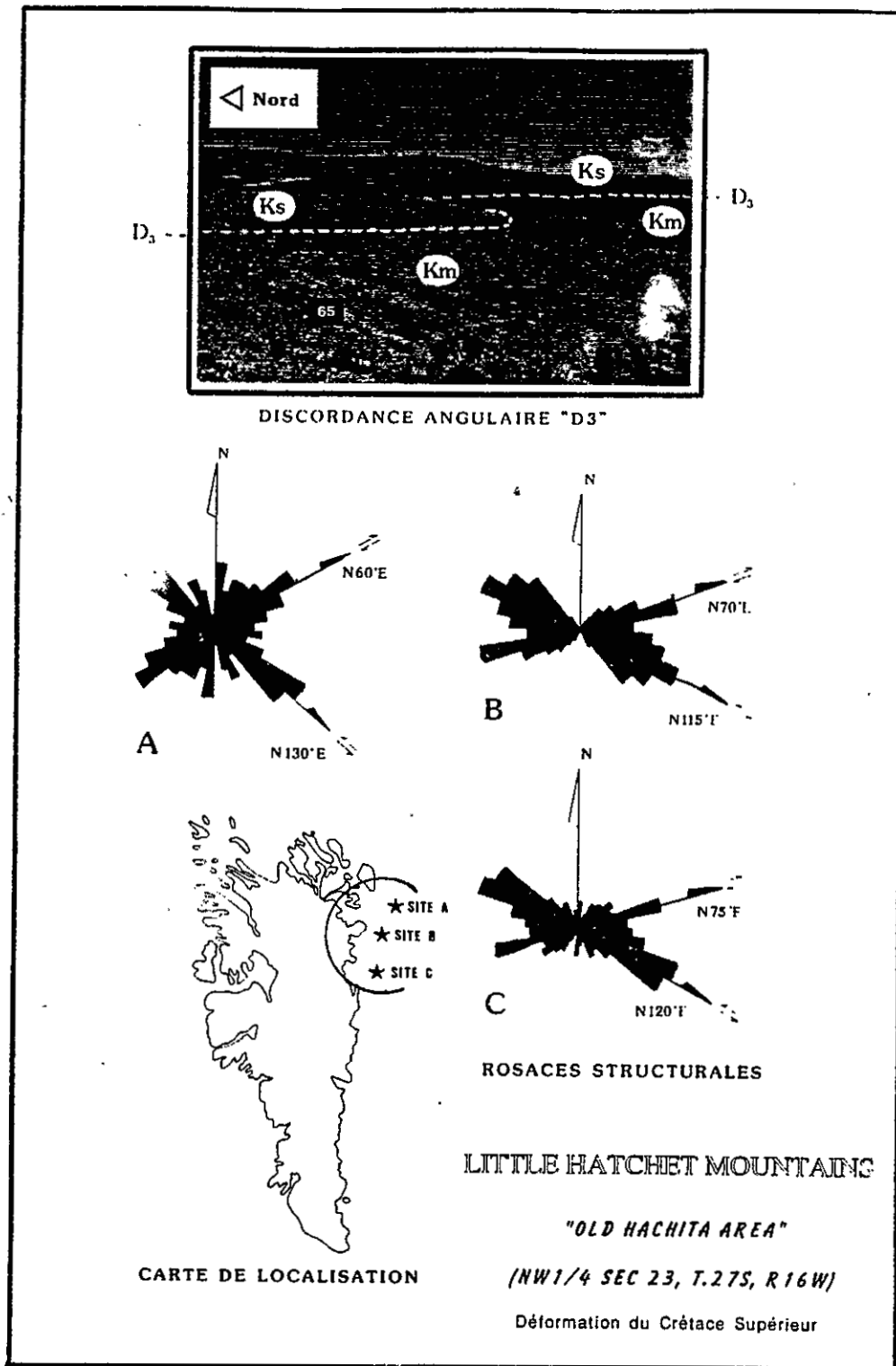


Fig. 76

La déformation crétacée supérieure « Old Hachita area », Little Hatchet Mountains. La discordance « D₃ » et les structures plicatives sub-méridiennes : données microtectoniques (fentes de tension)

The upper-cretaceous deformation in the Old Hachita area, Little Hatchet Mountains the « D₃ » angular unconformity and the submeridian folds. Microtectonic data : structural rose-diagrams for the « en échelons » fissure zones within the lower Cretaceous formations

Km Formation Mojado (Albo-Cénomanién); Ks Formation Ringbone (Crétacé supérieur). D₃ discordance angulaire crétacée supérieure

Ils mettent en évidence un champ de contrainte compressive de direction N80°E - N90°E responsable notamment d'un plissement NS observé dans la partie nord-orientale des Little Hatchet Mountains (cf. planche hors-texte PL1) où une succession de synclinaux et d'anticlinaux de direction sub-méridienne affecte le Crétacé inférieur ; il s'agit notamment de l'anticlinal de Old Hachita (OHa) dont on observe la fermeture soulignée par la Formation Mojado (Fig. 77). La Formation Ringbone scelle cette structure ; elle est donc antérieure au Campanien supérieur. La formation plissée la plus récente est la Formation Mojado d'âge Albien supérieur - Cénomanién inférieur ; la déformation compressive est donc du Cénomanién supérieur - Sénonien inférieur (Santonien).

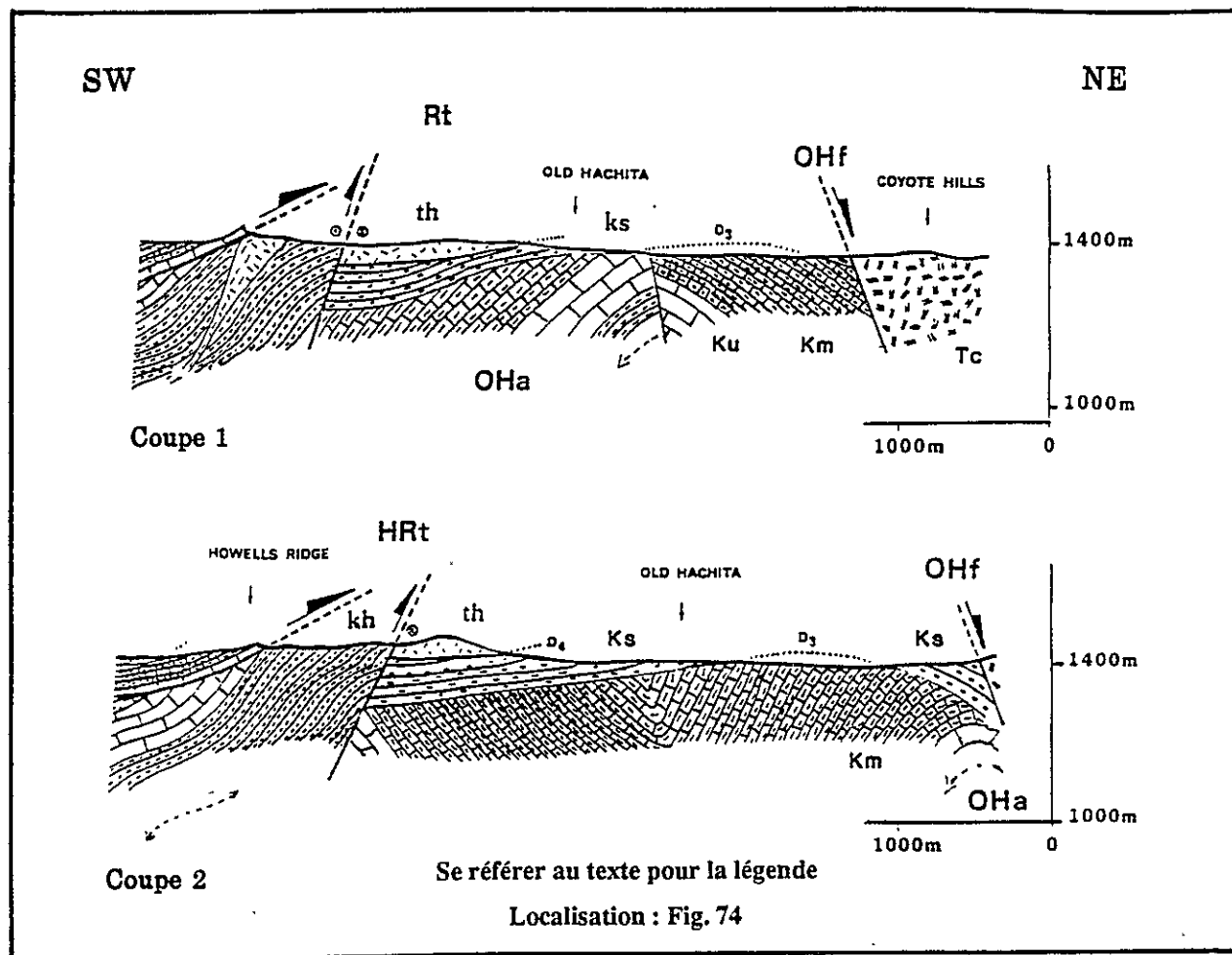


Figure 77 Old Hachita area (NE des Little Hatchet Mtns, NM) : coupes géologiques.

Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hatchet Mtns, NM) : geological cross sections.

III.1.2. Les Animas Mountains

III.1.2.a. Localisation et travaux antérieurs

Les relations entre la Formation Ringbone et le Crétacé inférieur ont été observées dans la partie septentrionale du chaînon (cf. planches hors-texte PL3 & PL4 et Figure 78).

Darton (1922), Packard (1955), Zeller (1958), Soule (1972) et plus récemment Drewes (1986), Wilson (1986) et Donnan (1987) ont étudié la géologie des Animas Mountains. Aucun ne signale l'existence d'une phase compressive

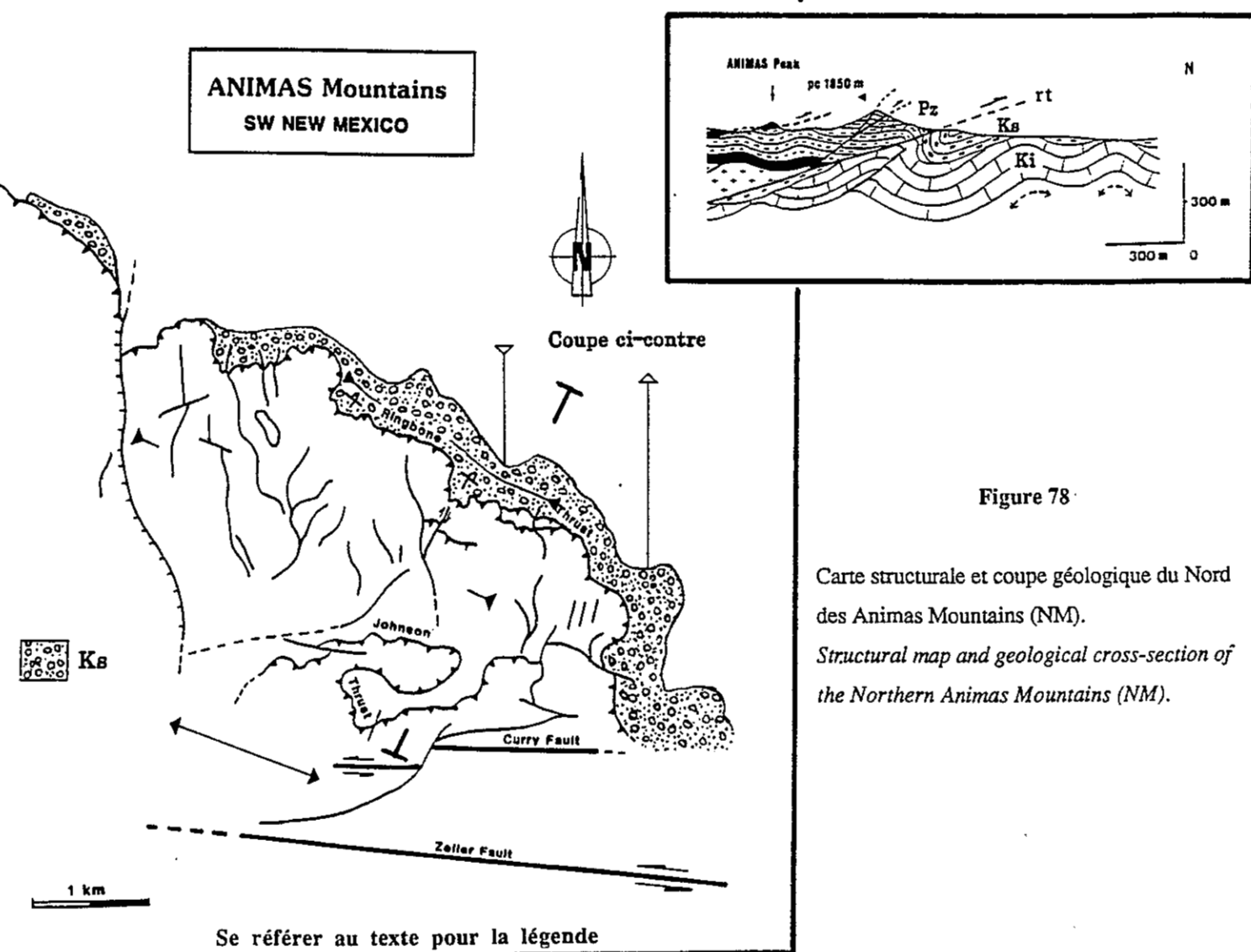


Figure 78

Carte structurale et coupe géologique du Nord des Animas Mountains (NM).

Structural map and geological cross-section of the Northern Animas Mountains (NM).

antérieure à l'événement laramien. La Formation Ringbone est interprétée comme étant syn- à post-laramienne (Donnan, 1987) et déposée dans un bassin molassique d'âge Paléocène à Eocène, au pied d'un escarpement de socle individualisé au cours de cette phase.

III.1.2.b. La présente étude

C'est aussi la discordance angulaire observée à la base de la Formation Ringbone et sa datation qui ont permis de montrer l'existence d'une phase de déformation antérieure à la phase laramienne du Paléocène - Eocène moyen.

Les structures liées à cette phase affleurent sur le flanc NE du chaînon sous forme d'anticlinaux et de synclinaux NS déformant le Crétacé inférieur. On observe les mêmes relations stratigraphiques et tectoniques que celles rencontrées dans les Little Hatched Mountains (Fig. 78) :

- des plis sub-méridiens sont scellés par la Formation Ringbone (Ks) qui repose en discordance angulaire (D3) sur le Crétacé inférieur (Ki) ;

- la Formation Ringbone et la discordance D3 sont affectées par la déformation laramienne et plus particulièrement par la faille inverse de Ringbone à vergence NE (rt) ; cette dernière détermine une unité allochtone précambrienne et paléozoïque (Pz) reposant sur le Crétacé. Un synclinal de direction N120°E est présent en avant de cette structure inverse et son flanc SW armé par la Formation Ringbone est renversé.

Cette première phase de plissement est scellée par la Formation Ringbone d'âge Sénonien supérieur (Campanien supérieur - Maastrichtien) ; elle lui est donc antérieure. Déformant le Crétacé inférieur dont la Formation Mojado datée du Cénomanién inférieur, elle lui est postérieure. La déformation compressive est donc du Cénomanién supérieur - Sénonien inférieur (Santonien).

III.2. Synthèse à l'échelle du SW du Nouveau-Mexique

Les observations de terrain, la stratigraphie séquentielle présentée dans les chapitres précédents (§ *Etude stratigraphique : la Formation Ringbone*) et les apports bibliographiques permettent de caractériser la tectonique ante-laramienne du Crétacé supérieur et de préciser son importance et son âge.

- Les Little Hatchet Mountains et des Animas Mountains renferment des informations géologiques témoignant de l'existence d'une déformation compressive antérieure à la phase laramienne ; elle affecte le Crétacé inférieur d'obédience téthysienne du bassin de Bisbee - U-Bar qui connaît une sédimentation de type plate-forme carbonatée de l'Aptien inférieur au Cénomanién inférieur. Son expression structurale se traduit par une série de plis sub-méridiens scellés par la molasse Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien. Ces observations de terrain autorisent à proposer un âge Cénomanién supérieur - Sénonien inférieur (Santonien) pour cette phase de plissement.
- Les critères de faciès et de sédimentation de la Formation Ringbone indiquent que son matériel détritique provient de la destruction de reliefs armés par le socle précambrien émergés à la suite d'une réactivation de panneaux de socle probablement limitée et contrôlée par des accidents de direction N100°E à N120°E appartenant au faisceau structural du Texas Lineament. Ce bassin molassique et les failles limitant les uplifts dispensateurs de matériel terrigène discordant sur les plis NS sont affectés par les accidents laramiens ; il faut donc envisager l'existence d'une seconde phase de déformation postérieure aux plis sub-méridiens et antérieure à la phase laramienne. Toutefois, la structuration laramienne étant trop intense dans les uplifts, il convient de signaler qu'il a été impossible d'étudier des marqueurs structuraux susceptibles d'être reliés à cette phase pour laquelle nous proposons, sur des critères stratigraphiques de terrain, un âge Campanien - Maastrichtien (Sénonien supérieur). Correspondant à la phase sub-hercynienne de Carfantan (1986), elle est responsable, dans le SW du Nouveau-Mexique, de l'individualisation :

+ de rides parallèles à la direction du Texas Lineament ;

+ du bassin molassique de Ringbone - Fort Crittenden.

Ainsi, du Cénomanién supérieur au Maastrichtien, deux épisodes tectono-sédimentaires antérieurs à la phase laramienne effacent et ennoient l'ancienne paléogéographie de la Téthys par déformation et remplissage des bassins mésogéens ouverts en pull-apart du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur dans une zone en transtension contrôlée par des accidents d'orientation N120°E. Dans le SW du Nouveau-Mexique, deux phases de déformation compressive, dont nous allons détailler les paléogéographies, peuvent être distinguées : au Cénomanién supérieur - Sénonien inférieur (Santonien) et au Sénonien supérieur (Campanien - Maastrichtien).

III.2.1. Le Cénomanién supérieur - Sénonien inférieur (Santonien) : 92 - 80 Ma

Pendant cette période de 12 Ma, le bassin de Bisbee - U-Bar est émergé et structuré en une série de plis sub-méridiens (Fig. 79). Les seules incursions marines datées du Crétacé supérieur restent cantonnées dans le centre du Nouveau-Mexique et l'extrémité orientale du Texas avec d'une part les Formations Dakota-Mancos et Gallup-Buda de type deltaïque représentées par des dépôts terrigènes épicontinentaux interstratifiés avec des niveaux plus marins caractérisés par les zones à *Spathites* (Cobban, 1988) et d'autre part la Formation Boquillas-Ojinaga à lutites et passées calcaires, renfermant la zone à *Acanthoceras amphibolum* (Lovejoy, 1976 ; Kennedy et al., 1988).

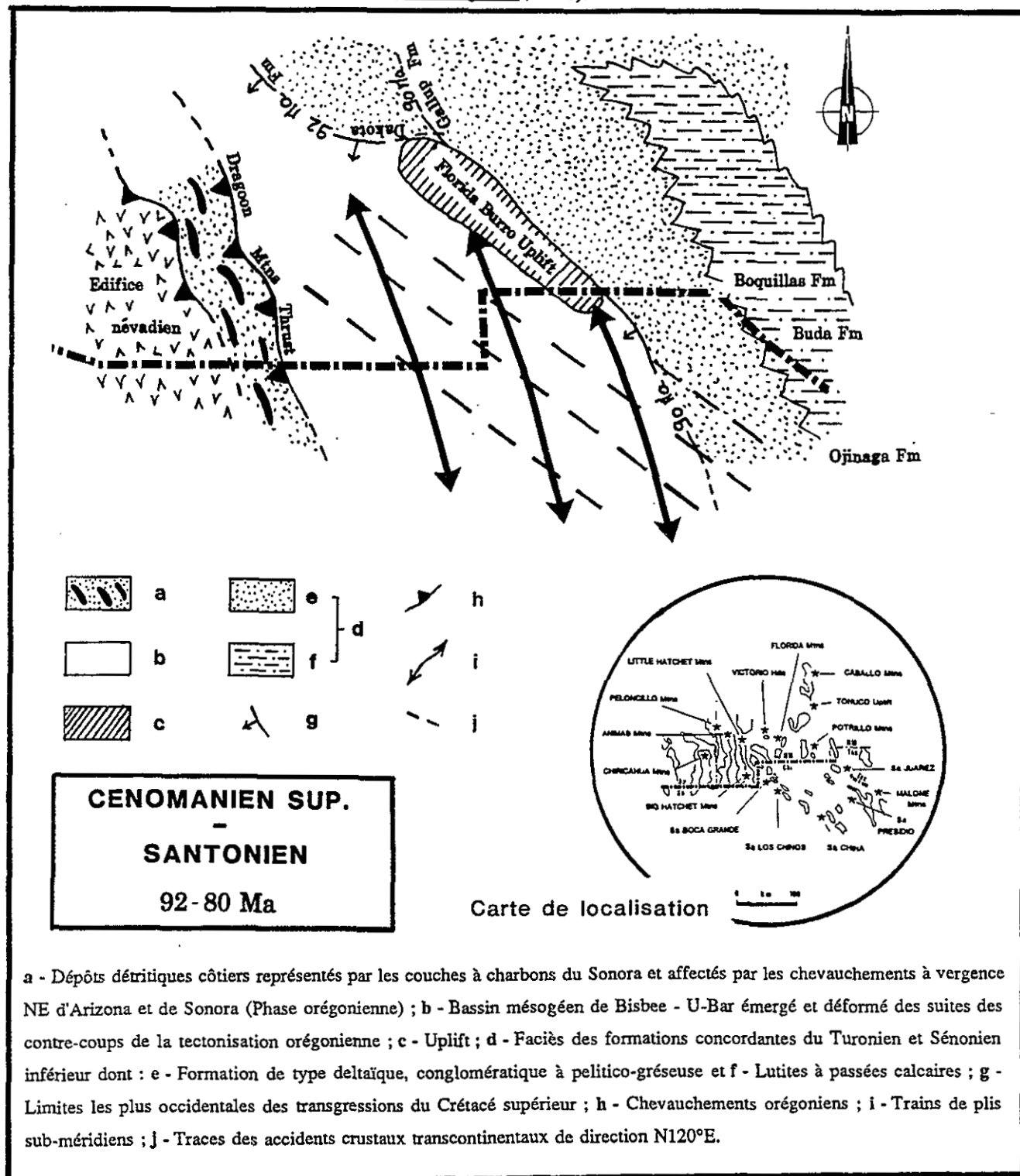


Figure 79 Carte paléogéographique des confins américano-mexicains au Turonien - Sénonien inf. (92 - 80 Ma)

Palaeogeographic map of Southwestern New Mexico during Turonian - Lower Turonian time.

Dans le Trans-Pecos au Texas, ces formations sont concordantes sur le Crétacé inférieur et datées du Turonien - Sénonien inférieur. Dans le centre du Nouveau-Mexique, elles appartiennent à deux cycles sédimentaires (Greenhorn du Cénomanién supérieur - Turonien moyen et Carlile du Turonien supérieur - Coniacien) qui recouvrent le Trias et le Paléozoïque après un long hiatus accompagné d'une érosion et d'une pénépléation (Hook, 1983 ; Hook et al., 1983 ; Cabezas, 1989). La transgression la plus occidentale de la mer du Crétacé supérieur est datée du Turonien (92 Ma) où la ride morphologique du Burro-Florida Uplift dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua semble contrôler la paléogéographie à cette époque.

Plus à l'ouest, du Sonora au Plateau du Colorado, une déformation intracontinentale liée à la structuration de la marge pacifique soumise à la subduction de la plaque Farallon est décrite (Rangin, 1982 ; Pubellier, 1987 ; Calmus & Radelli, 1987 ; Sosson & Calmus, 1989 ; Sosson et al., 1989 ; Sosson, 1989). En Sonora, c'est à cette époque que se développent des unités tectoniques à vergence NE transportant un édifice plutono-volcanique névadien. En avant, dans le Nord des Driogoon Mountains (SE de l'Arizona), l'existence d'un écaillage crustal et d'une tectonique de couverture avec création de duplexes au front de l'édifice vient d'être démontrée par Sosson (1989). Les plis observés dans le SW du Nouveau-Mexique, résultant d'une contrainte principale N70-90°E, se trouvent donc en avant de cette déformation rattachée à la phase méso-crétacée ou orégonienne (Rangin, 1982 ; Carfanten, 1986).

Le Crétacé supérieur mexicain peut être regardé, du Turonien au Sénonien inférieur, comme un flysch reflétant la tectonisation orégonienne de la marge pacifique ; il se situe à l'avant d'un domaine émergé. Aux confins américano-mexicains, le Bassin de Bisbee - U-Bar est plissé par les contre-coups de cette phase. Sur sa façade NE, il est pris en écharpe par les dépôts du Turonien-Sénonien inférieur. Il convient de noter que les linéaments crustaux semblent rester inactifs pendant cette période.

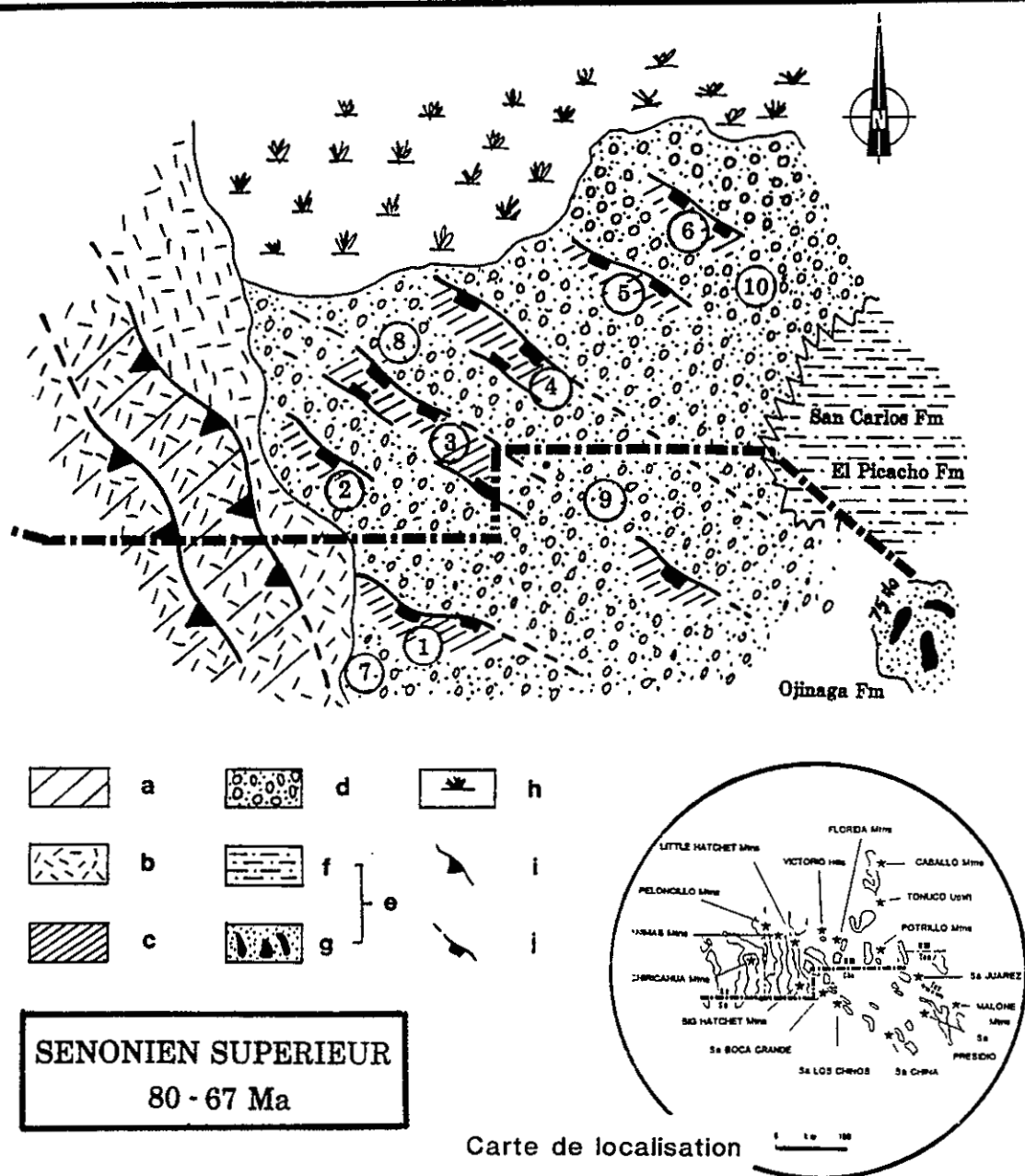
III.2.2. Le Sénonien supérieur (Campanien - Maastrichtien) : 80 - 67 Ma

A cette époque, on assiste à un changement radical de la paléogéographie ; il reflète un bouleversement géologique lié à la réactivation des anciens linéaments qui individualisent, au Sud du domaine émergé du Plateau du Colorado, des rides morphologiques dispensatrices de matériaux terrigènes alimentant un bassin molassique. On distingue (Fig. 80) : le Huachuca Uplift, le Tombstone Uplift, le Animas-Hatchet Uplift, le Burro-Florida Uplift, le Tonuco Uplift et le Rio Grande Uplift.

Les séries détritiques épicontinentales à lacustres du bassin molassique, discordantes sur le Crétacé inférieur affecté par les contre-coups de la phase orégonienne, sont datées du Sénonien supérieur (Campanien à Maastrichtien). Elles sont représentées par les Formations Cabullona au Sonora (Rangin, 1982), Fort Crittenden - Ringbone dans le SE de l'Arizona et le SW du Nouveau-Mexique (Stoyanow, 1949 ; Gilluly, 1965 ; Drewes, 1971 ; Zeller, 1970), Boca Grande dans le Nord de Chihuahua et Mc Ree dans le centre du Nouveau-Mexique (Fouch, 1983 ; Wolberg, 1986).

L'invasion, au Sénonien supérieur, du bassin de Bisbee - U-Bar par ces faciès détritiques est souligné par la migration vers le SE des dépôts grés-pélicites néritiques de la Sierra de Juarez (Formations El Picacho et San Carlos ; Drewes, 1989) et par celle des dépôts détritiques côtiers à couches de charbons dans la région d'Ojinaga en Chihuahua.

Ces modifications de la paléogéographie au Sénonien supérieur (Campanien - Maastrichtien) pourraient être la conséquence d'une reprise tectonique de l'édifice cordillérain occidental dont les fronts chevauchants à vergence NE sont décrits dans le SE de l'Arizona (Carfanten, 1986) ; la région étudiée représente ainsi l'avant-pays de cet édifice et la phase sub-hercynienne s'y traduit par la surrection de panneaux de socle limités par des accidents à N120°E nourrissant le bassin molassique de Ringbone.



a - Régions plissées et charriées au cours de la phase orogénique à couverture molassique discordante du Crétacé supérieur-Paléocène ; b - Volcanisme d'arc lié à la subduction de la plaque Farallon le long de la marge pacifique ; c - Uplifts nés de la réactivation des linéaments au cours de la phase sub-hercynienne du Campanien supérieur - Maastrichtien dont : 1 - Huachuca uplift ; 2 - Tombstone uplift ; 3 - Animas - Hatchet uplift ; 4 - Burro - Florida uplift ; 5 - Tonuco uplift et 6 - Rio Grande uplift ; d - Régions à couverture molassique continentale discordante et représentée par les Formations : 7 - Cabullona ; 8 - Ringbone & Fort Crittenden ; 9 - Boca Grande et 10 - Mac Ree ; e - Formations concordantes du Sénonien supérieur dont : f - Formation gréso-pélique néritique et g - Formation détritique côtière à couches de charbon de la région d'Ojinaga (Chihuahua) ; i - Chevauchements ; j - Linéaments limitant les uplifts.

Figure 80 Carte paléogéographique des confins américano-mexicains au Sénonien supérieur (80 - 67 Ma).
Paleogeographic map of Southwestern New Mexico during Upper Turonian time.

IV. La tectonique compressive laramienne au Paléogène (Paléocène - Eocène moyen)

IV.1. Généralités

- IV.1.1. Les Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis
- IV.1.2. Les Sierras mexicaines
- IV.1.3. Les structures enchâssées entre les linéaments du Texas et Caltam

IV.2. Les effets de la phase laramienne dans la région étudiée

- IV.2.1. Les Little Hatched Mountains
- IV.2.2. Les Animas Mountains
- IV.2.3. Les Victorio Hills
- IV.2.4. Les Florida Mountains
- IV.2.5. La Sierra Boca Grande
- IV.2.6. La Sierra de Palomas
- IV.2.7. La Sierra China
- IV.2.8. Le Cerro de Cristo Rey

IV.3. Synthèse : la tectonique laramienne aux confins américano-mexicains

- IV.3.1. Les structures compressives
- IV.3.2. Les structures transpressives tardives

L'orogénèse laramienne a été reconnue depuis très longtemps tant aux Etats-Unis qu'au Mexique. Parmi les travaux de référence, citons ceux de : Armstrong & Oriel (1965) ; Armstrong & Hansen (1966) ; Coney (1971) ; Armstrong (1974) ; Burchfiel & Davis (1975) ; Dickinson (1976) ; Hamilton (1978) ; Tardy (1980) ; Livaccari et al. (1981) ; Rangin (1982) ; Chapin & Cather (1983) ; Carfantan (1986) ; Blanchet et al. (1986) et Aubouin et al. (1986).

Provoquée par un raccourcissement EW à NE-SW, elle contribue, du Campanien à l'Eocène supérieur, à la structuration finale de la façade occidentale du continent nord-américain et mexicain en reprenant :

- les fronts tectoniques antérieurs résultant notamment des phases compressives méso-crétacée (orégonienne) et sub-hercynienne (*cf. supra*) ;
- les sédiments molassiques du Sénonien supérieur liés aux orogènes antérieures.

C'est dans les déformations de ces sédiments terrigènes que se lit la phase laramienne.

IV.1. Généralités

Dans la zone pacifique (domaine plutono-volcanique), seuls quelques plis simples à large rayon de courbure sont attribués à la tectonique laramienne. Par contre, des Etats-Unis d'Amérique au Mexique, c'est dans le domaine cordilléraire et notamment dans les trois segments structuraux délimités par les linéaments transcontinentaux qui le traversent, que celle-ci s'exprime de manière spectaculaire : Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis, Sierras mexicaines et chaînons du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua (Fig. 81).

IV.1.1. Les Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis

Entre les linéaments de Lewis & Clark et du Texas, la tectonique laramienne s'applique au front de l'Overthrust Belt (OTB) à l'ouest et à l'avant pays des Montagnes Rocheuses à l'est. Elle conduit à l'individualisation du Plateau du Colorado, des Montagnes Rocheuses et des Grandes Plaines Centrales (Figures 81 & 82).

Dans l'OTB, une phase de plissement datée du Paléocène moyen est limitée au front des unités allochtones avec de vastes chevauchements (Villien, 1980 ; Le Vot, 1984 ; Aubouin et al., 1986 ; Oriel, 1986).

Dans les Montagnes Rocheuses, c'est avant tout une tectonique de socle entraînant la surrection de massifs précambriens dont les Monts Uinta, les Wind River Mountains et les Laramie Ranges qui ont donné leurs noms à la phase laramienne (Allmendinger et al., 1983) : il s'agit des Basement cored uplifts des auteurs américains. Elle engendre des écaillés crustales à vergence orientale limitées par de profondes failles inverses et de vastes plis de fond en genou à coeur précambrien (Cabezas, 1989). Chapin & Cather (1981) envisagent une phase en transpression matérialisée par des décrochements dextres de direction sub-méridienne qui pourraient être les témoins, à l'Eocène moyen - supérieur, du déplacement vers le nord du Plateau du Colorado à la fin de la compression des Montagnes Rocheuses. Cabezas (1989), dans son étude structurale de la région de Socorro (NM), décrit les mêmes mouvements décrochants.

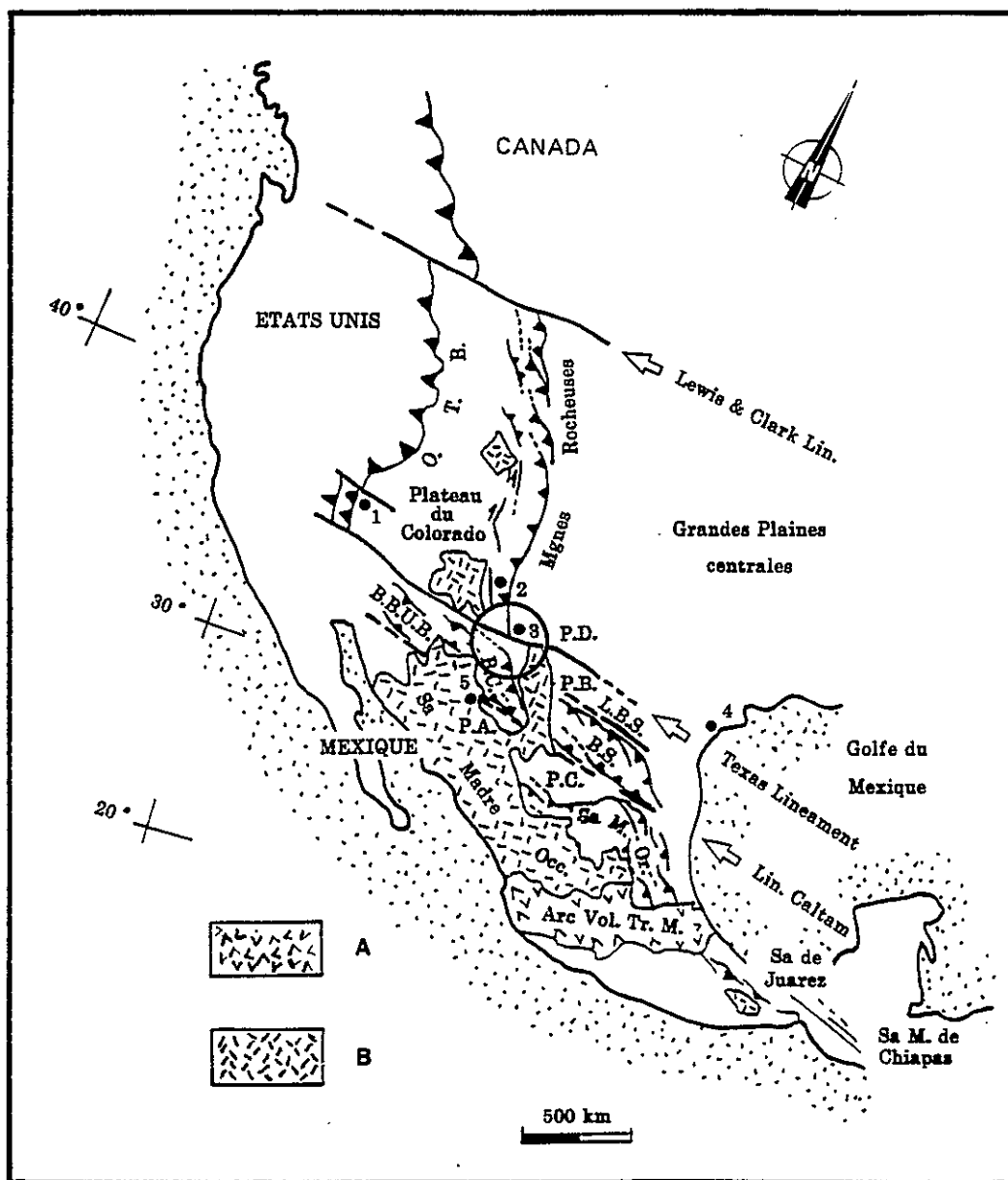
IV.1.2. Les Sierras mexicaines

Au Sud du Linéament Caltam, les structures laramiennes sont en partie recouvertes par le vaste plastron andésito-ignimbritique éocène de la Sierra Madre Occidentale (Fig. 81).

Toutefois, au delà des plates-formes d'Aldama et de Coahuila, la phase laramienne est, au Paléocène, à l'origine :

- + du plissement et de l'écaillage de l'Arc Alisitos-Teloloapan charriés vers l'ouest lors de la phase orégonienne (Rangin, 1982 ; Carfantan, 1986) ;
- + de la déformation de la Sierra Madre Orientale et de la Sierra de Juarez avec notamment la mise en place de nappes déversées vers l'est sur les plates-formes d'Aldama et de Coahuila (Tardy, 1980) ;
- + de l'émergence de la Sierra Madre Orientale.

Ainsi, Montagnes Rocheuses et Sierra Madre Orientale, malgré leurs styles tectoniques différents, sont deux édifices structuraux laramiens synchrones et situés à l'avant de fronts nés des mouvements tangentiels jurassiques et crétacés.



Index géographique : 1 - Las Vegas, Nv ; 2 - Socorro, NM ; 3 - El Paso, Tx ;
4 - Corpus Christi, Tx ; 5 - Ciudad Juarez, Chihuahua.

Légende géologique : A - Volcanisme calco-alcalin plio-quaternaire lié à la subduction pacifique de la plaque Cocos ;
B - Volcanisme andésico-ignimbritique éocène supérieur - miocène de la Sierra Madre Occidentale lié à la subduction pacifique de la plaque Farallon ; BBUB - Bassin de Bisbee - U-Bar ; BC - Bassin de Chihuahua ; BS - Bassin de Sabinas ;
LBS - Linéament de Boquillas - Salinas ; OTB - Overthrust Belt ; PA - Plate-forme d'Aldama ; PB - Plate-forme du Burro ; PC - Plate-forme de Coahuila ; PD - Plate-forme du Diablo ; SaMO - Sierra Madre Orientale.

Figure 81 Les structures laramiennes du Canada, du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique.
The Laramide structures throughout Southwestern USA and Northern Mexico.

IV.1.3. Les structures enchâssées entre les linéaments du Texas et Caltam

Aux confins américano-mexicains, le front laramien, décalé entre ces deux accidents, subit une importante virgation selon une direction NW-SE. Dans ce contexte, la tectonique laramienne revêt les aspects d'une chaîne transverse à double déversement contrôlée par les linéaments du Texas, Boquillas-Salinas et Caltam et écrasant les bassins téthysiens de Bisbee - U-Bar, Chihuahua et Sabinas (Fig. 81).

+ *En Arizona*, la phase laramienne est responsable de la réactivation d'anciens accidents de socle de direction N120°E à N140°E ; les structures antérieures issues des phases du Crétacé supérieur sont découpées par des décrochements et des chevauchements à vergence NE et SW (Sossou, 1989).

+ *Dans le SW du Nouveau-Mexique*, elle est soulignée par une chaîne transverse connue sous le nom de New Mexican Cordilleran Foldbelt (Albritton & Smith, 1957) dont la nature et l'interprétation sont sujettes à de nombreuses discussions.

+ *Dans le Nord du Mexique*, Tardy (1980) décrit des plis NNW-SSE subissant des torsions sigmoïdes pour épouser des directions parallèles aux anciens accidents transcontinentaux, des décollements à semelle de gypse jurassique et albo-aptien et des chevauchements à double vergence. C'est par l'intermédiaire de ces accidents que les sédiments mésogènes reposent vers le NE sur les plates-formes du Diablo et du Burro et vers le SW sur celles d'Aldama et de Coahuila.

L'étude structurale de secteurs clés des confins américano-mexicains permet de caractériser la déformation laramienne et de la replacer dans le contexte régional des Cordillères nord américaines et mexicaines.

IV.2. Les effets de la phase laramienne dans le SW des Etats-Unis et le Nord de Chihuahua

Les résultats de cette étude structurale menée dans plusieurs chaînons des confins américano-mexicains sont présentés dans ce chapitre :

- + Little Hatchet, Animas et Florida Mtns, Victorio Hills (SW du Nouveau-Mexique) ;
- + Sierras Boca Grande, de Palomas et China (Nord de Chihuahua) ;
- + Cerro de Cristo Rey aux confins du Nouveau-Mexique, du Texas et de Chihuahua.

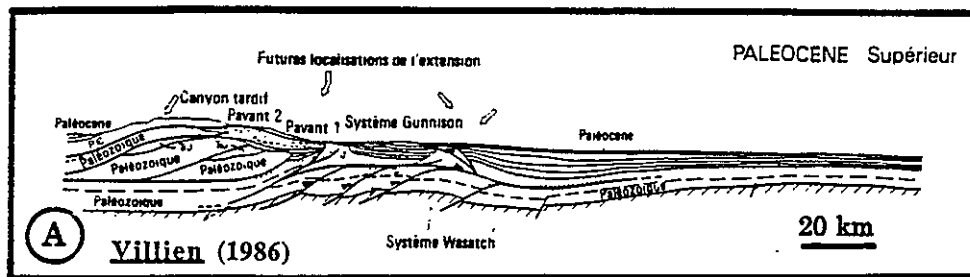
Le lecteur trouvera dans la pochette jointe à cet ouvrage, les cartes et coupes géologiques au 1/24 000 et 1/50 000 de ces chaînons (Planches hors-texte PL 1 à 9).

IV.2.1. Les Little Hatchet Mountains

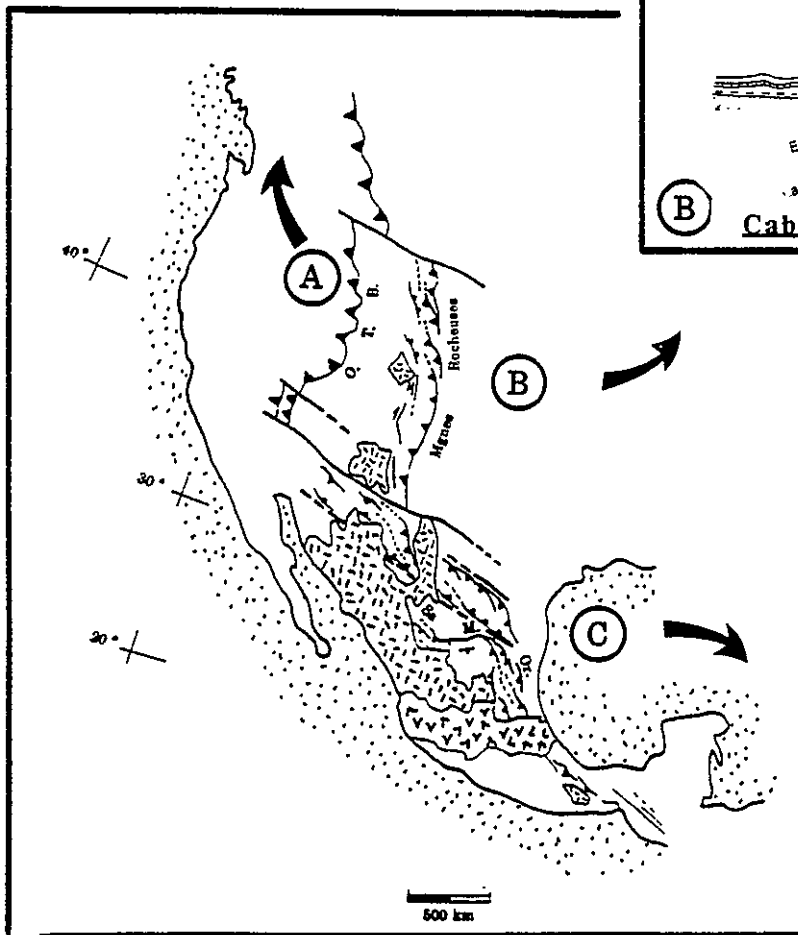
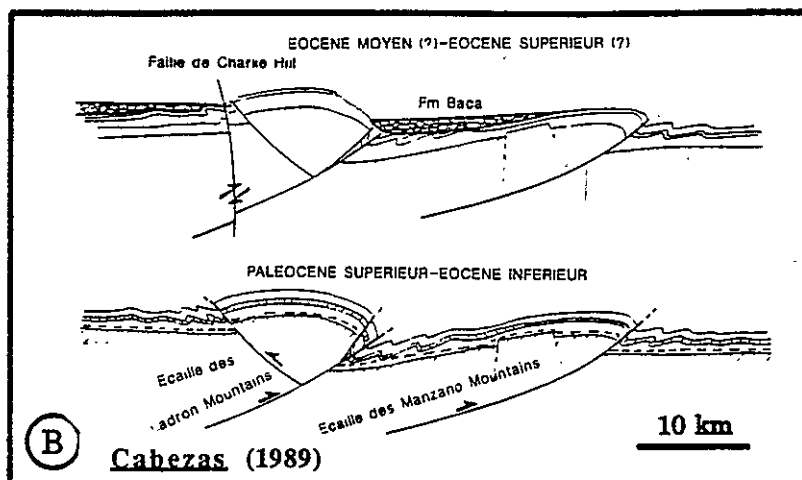
IV.2.1.a. Généralités et travaux antérieurs

Les principaux travaux menés dans les Little Hatchet Mountains sont ceux de :

- + *Lasky* (1938 & 1947) qui indique la présence d'un couloir tectonique souligné, sur sa bordure méridionale, par



OVER THRUST BELT

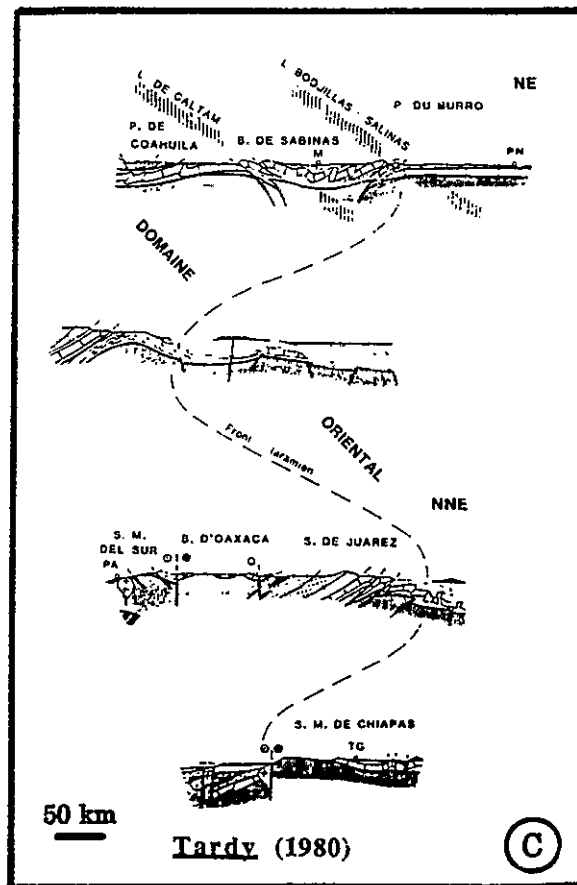


Carte de localisation

Figure 82

Coupes géologiques à travers les fronts laramiens du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique.
Geological cross-sections through the Laramide belts of Southwestern USA and Northern Mexico.

MONTAGNES ROCHEUSES



SIERRA MADRE ORIENTALE

la faille de Copper Dick dont le tracé sinueux suggère un mouvement décrochant. Il décrit d'autres accidents de direction NW-SE à vergence NE qu'il attribue à la phase laramienne ;

+ Zeller (1970) : ce géologue de l'USGS a son nom intimement lié à celui des Little et des Big Hachet Mountains. Pendant près de 15 années, il y vécut en hermite, occupant une bâtisse du village fantôme de Old Hachita sur le versant oriental des Little Hachet Mountains. C'est là qu'il trouva la mort en février 1970. Son oeuvre posthume, recueil de ses minutes et notes de terrain, a recueilli l'assentiment de la plupart des géologues américains ayant travaillé dans le SW du Nouveau-Mexique. Il reconnaît quatre unités chevauchantes à vergence NE, individualisées par des accidents de direction N120°E amenant le Crétacé inférieur marin sur les grès et conglomérats du Sénonien supérieur et les volcanites tertiaires (Fig. 83). Une klippe, limitée au sud par l'accident de Copper Dick et au nord par celui de Howells Ridge, est décrite dans la partie centrale de la chaîne : la klippe de Smith's Ranch - Howells Well. L'interprétation structurale de Zeller diffère de celle de Lasky pour qui la faille de Copper Dick représente un accident décrochant. Les niveaux les plus récents affectés par ces déformations appartiennent aux Formations Ringbone et Hidalgo ; à défaut d'une datation précise de celles-ci, Zeller suggère que ces accidents sont d'âge Paléocène à Eocène et appartiennent à la phase laramienne ;

+ Loring & Loring (1980) obtiennent un âge de 58.2 Ma pour un sill dioritique décrit par Zeller (1970) comme postérieur aux accidents laramiens indiquant une structuration laramienne au Paléocène.

Il ressort de ces travaux que les Little Hachet Mountains sont interprétées comme un lambeau structural d'une chaîne en nappes à vergence NE servant de relais entre l'OTB et la Sierra Madre Orientale mexicaine du SE de l'Arizona aux confins du Texas (Drewes, 1989).

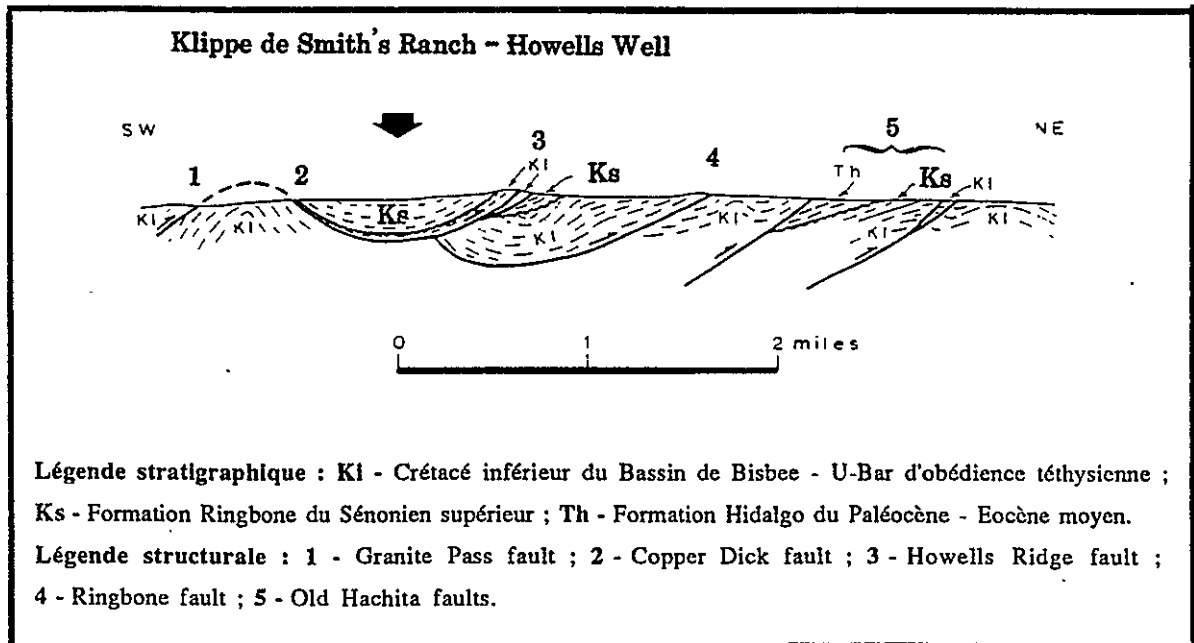


Figure 83 Little Hachet Mountains : coupe schématique (Zeller, 1970).

Little Hachet Mountains : generalized structural cross sections (Zeller, 1970).

IV.2.1.b. La présente étude

Les données acquises au cours du lever de la carte géologique au 1/24 000 (cf. **planches hors-texte PL 1 & PL2**) permettent de caractériser le régime et le style des déformations laramiennes des Little Hatchet Mountains. Il convient d'indiquer que le travail de Zeller a été d'une grande aide. Toutefois, notre interprétation structurale diffère de la sienne :

- + la présence de faunes et de flores d'âge Sénonien supérieur dans la Formation Ringbone et une analyse séquentielle qui amène à différencier les séries détritiques rencontrées permettent de proposer une nouvelle cartographie pour la partie septentrionale des Little Hatchet Mountains ;

- + l'interprétation des éléments structuraux observés, dont certains non décrits par Zeller, est inédite ; elle est présentée comme une déformation décrochante et compressive dans un dispositif structural en transpression le long de décrochements.

. *Cadre géologique*

La structure actuelle des Little Hatchet Mountains est principalement contrôlée par des failles inverses ou chevauchantes et des accidents décrochants qui perturbent un couple de plis déversés vers le NE : anticlinal de Hachita Peak et synclinal de Howells Well. L'accident décrochant de la Southern Fault et la faille inverse de Ringbone individualisent, au centre de la chaîne, une frange en 1/2 fuseau de 0,5 à 2 km de large : le secteur de Smith's Ranch - Howells Well au centre duquel se trouve le synclinal de Howells Well dont les flancs NE et SW sont affectés par les chevauchements et les décrochements de Copper Dick, Southern, Smith's Ranch et Howells Ridge (Fig. 84).

Au Sud, une écaille de socle repose sur le Crétacé sédimentaire et plutonique par l'intermédiaire de la faille inverse majeure de Granite Pass.

Deux directions prédominent aussi bien pour les failles que pour les plis laramiens :

- + N110°E - N120°E soulignée par les accidents de Ringbone, Howells Ridge et Granite Pass ;

- + N90°E - N100°E illustrées par les failles de Smith's Ranch, Copper Dick et Southern.

Il convient de noter que les chevauchements de Ringbone et Howells Ridge ont un tracé concave s'incurvant vers l'est à l'approche des accidents transverses de Smith's Ranch, Southern et Copper Dick. Les relations structurales entre ceux-ci seront discutées ultérieurement.

D'après les orientations des axes de plis, des plans striés et des micro-décrochements conjugués sur les anticlinaux, la direction de serrage est ENE-WSW.

. *Analyse des structures à l'aide de coupes méridiennes*

Deux coupes méridiennes permettent de mieux appréhender la structure des Little Hatchet Mountains qui sont traversées par plusieurs accidents d'orientation N80°E à N160°E délimitant cinq domaines différents.

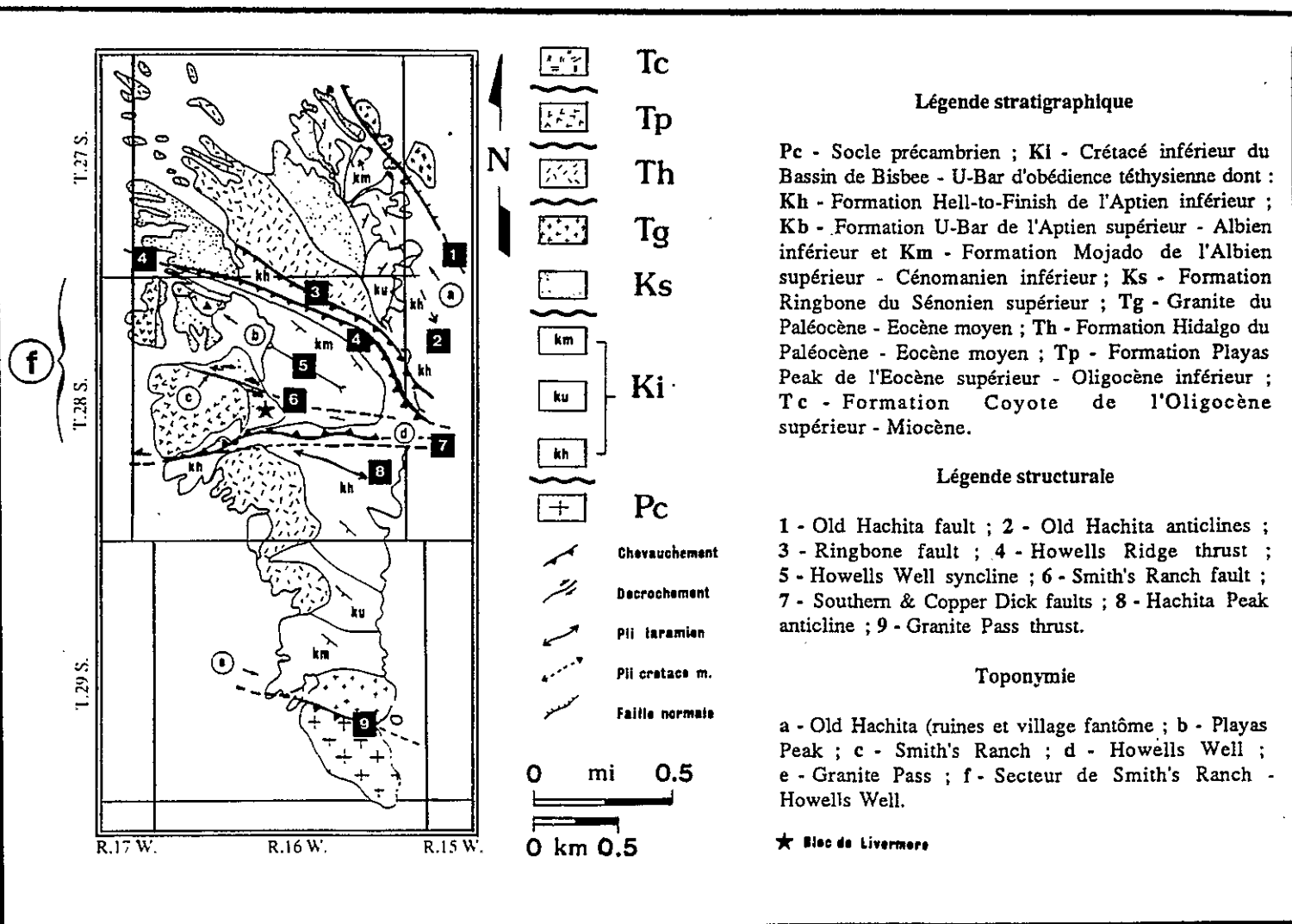


Figure 84 Little Hachet Mountains : carte structurale.
Little Hachet Mountains : structural map.

Aux deux extrémités du chaînon, on observe (Fig. 85) :

+ au sud, un lambeau de socle précambrien individualisé par le chevauchement à vergence NE de Granite Pass et reposant sur le Crétacé inférieur du bassin de Bisbee - U-Bar ; cet accident est décrit par Lasky (1938 & 1947) et par Zeller (1970) comme important. Dans notre interprétation structurale, cette faille inverse revêt un intérêt majeur car elle affecte le socle ;

+ au nord, les volcanites de la Formation Coyote de l'Oligocène supérieur - Miocène jalonnent la faille normale de direction N160°E de Old Hachita.

Entre ces deux compartiments, le Crétacé est affecté par la structuration laramienne dont le style, la nature et l'intensité permettent de distinguer du sud au nord (Fig. 85) :

+ le domaine de **Hachita Peak** entre l'accident de Granite Pass au sud et celui de la Southern Fault au nord ; le Crétacé inférieur téthysien forme un monoclinale orienté N120°E qui constitue le flanc méridional de

l'anticlinal d'Hachita Peak de direction N120°E, déversé vers le NE et traversé par des intrusions syn-laramiennes. Sa retombée septentrionale est affectée par les décrochements de Southern et de Copper Dick ; le plissement est donc antérieur au jeu décrochant de ces deux failles. Vers le sud, le chevauchement de Granite Pass à vergence NE fait reposer le socle sur ce monoclinal ;

+ le domaine de **Smith's Ranch - Howells Well** entre la Southern fault au sud et la faille inverse de Ringbone fault au nord ; en forme de 1/2 fuseau, il est laminé sur sa bordure méridionale par l'accident décro-chevauchant de Copper Dick à vergence SW et, sur sa bordure septentrionale, par celui de Howells Ridge à vergence NE. Le synclinal de Howells Well de direction N120°E en occupe le centre et son coeur, composé de la Formation Ringbone, est affecté par le décrochement de Smith's Ranch ;

+ le domaine de **Old Hachita** au Nord de la faille inverse de Ringbone, où sont décrites des structures subméridiennes attribuées aux phases du Crétacé supérieur (*cf. supra*) ; scellées par les Formations Ringbone et Hidalgo, elles sont déformées par la faille inverse de Ringbone qui fait reposer le Crétacé inférieur sur les volcanites de la Formation Hidalgo.

Les coupes méridiennes laissent pressentir l'existence d'une tectonique à double vergence dans le secteur de Smith's Ranch - Howells Well.

. Etude structurale du secteur de Smith's Ranch - Howells Well

Il enferme le synclinal de Howells Well qui appartient au couple de plis de direction N120°E dont le représentant méridional est l'anticlinal de Hachita Peak. Cette structure forme une étroite gouttière parallèle aux chevauchements à vergences opposées de Copper Dick au sud et de Howells Ridge au nord (Fig. 86). Son axe plonge rapidement vers le NW et se redresse brutalement vers le SE au voisinage des accidents décrochants de Copper Dick et de Southern ; c'est dans le secteur de Smith's Ranch que se situe le point le plus bas du synclinal. Le pli est par ailleurs très dissymétrique ; le flanc NE, souligné par la cuesta des carbonates massifs de la Formation U-Bar, présente des pendages moyens de 30 à 40° vers le SW, tandis que son flanc sud-occidental, laminé le long de décrochements de direction E-W, est plus redressé. Les couches accusent des pendages variant de 60 à 90° vers le SW et on observe la lenticulation et la disparition locale vers l'ouest de la barre calcaire de la Formation U-Bar qui peuvent être en relation avec des mouvements transcurrents le long de ces accidents. Le synclinal est par ailleurs affecté en son centre par l'accident décrochant tardif de Smith's Ranch.

Le synclinal de Howells Well apparaît compliqué de décrochements transverses orientés N90°E à N100°E affectant son flanc méridional et son centre. Cette complication confère à cette structure et à l'anticlinal de Hachita Peak, dont elle constitue le prolongement nord, une géométrie déversée vers le NE.

Les accidents qui bordent le synclinal de Howells Well et délimitent le secteur de Smith's Ranch - Howells Well sont de deux types : chevauchants et décrochants. leur étude micro-tectonique permet d'en préciser le jeu et conduit à un modèle de déformation ; l'essentiel des informations structurales a été recueillie dans 5 stations micro-tectoniques dont le lecteur trouvera les emplacements sur la **Figure 87**.

+ les accidents chevauchants

Le chevauchement de Howells Ridge à vergence NE affecte le Crétacé inférieur ; il s'agit d'un décollement à vergence NW de la Formation U-Bar qui repose sur le Sénonien supérieur. Celui de Ringbone à vergence NE met en contact le Crétacé inférieur sur les volcanites de la Formation Hidalgo. Celui de Copper Dick est à vergence

SW ; il met en contact les termes les plus anciens du Crétacé inférieur avec les plus élevés. Les deux premiers accidents ont un tracé courbe.

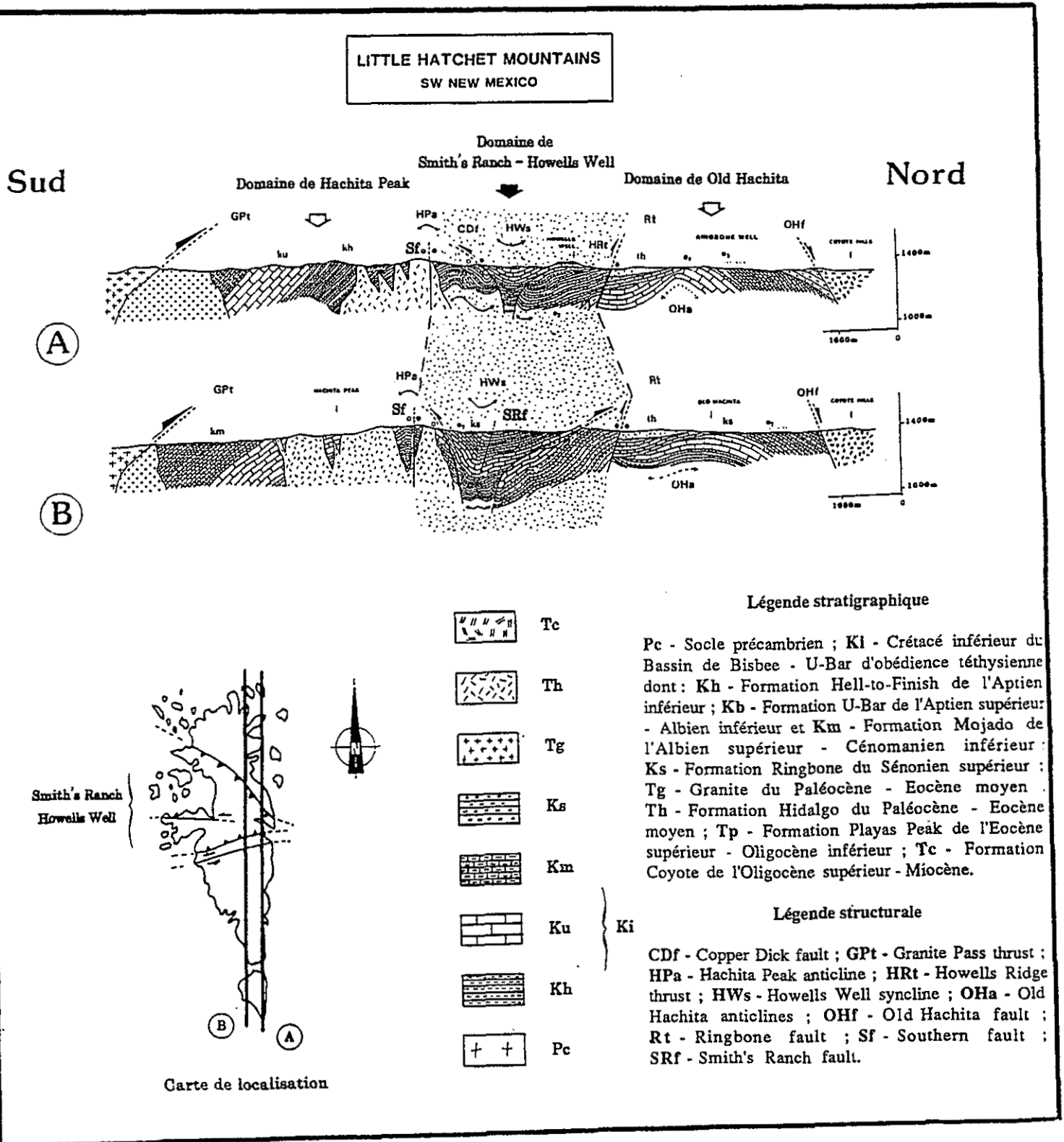
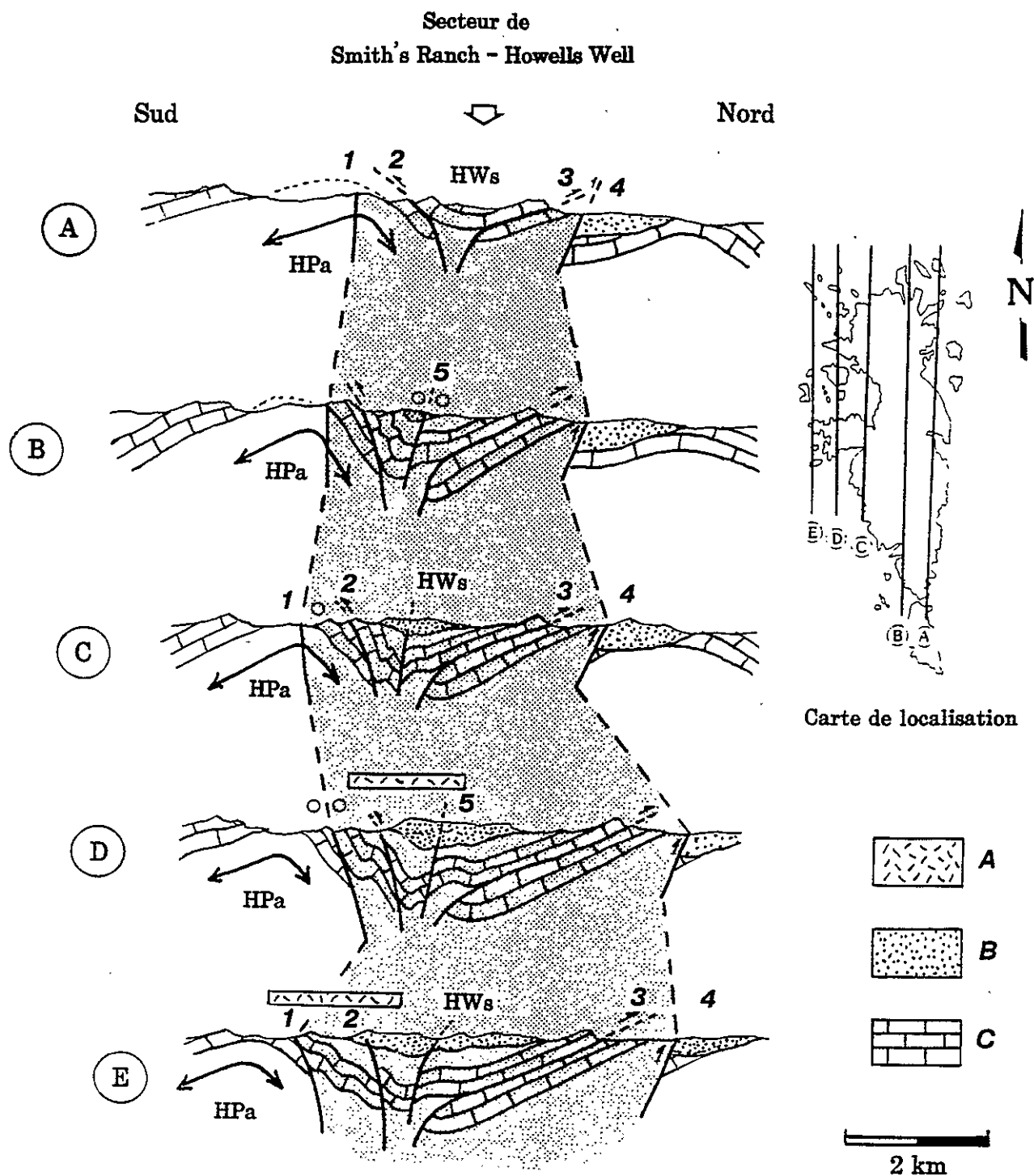


Figure 85 Little Hatchet Mountains : coupes structurales sub-méridiennes.

Little Hatchet Mountains : structural sub-meridian cross-sections.



Légende stratigraphique : A - Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur scellant les structures laramiennes ; B - Formations Ringbone du Sénonien supérieur et Hidalgo du Paléocène - Eocène moyen (indifférenciées) ; C - Formation U-Bar de l'Aptien supérieur - Albien inférieur.

Légende structurale : 1 - Southern fault ; 2 - Copper Dick fault ; 3 - Howells Ridge thrust ; 4 - Ringbone fault ; 5 - Smith's Ranch fault ; HPa - Hachita Peak anticline ; HWs - Howells Well syncline.

Figure 86 Secteur de Smith's Ranch - Howells Well (Little Hatchet Mtns) : coupes structurales.

Smith's Ranch - Howells Well. area (Little Hatchet Mtns) : schematic structural cross-sections.

L'orientation des axes des plis, des micro-décrochements conjugués et des structures micro-tectoniques observées (Stations # A, C & E ; Fig. 88) témoigne d'une direction de serrage $N65E-N75E$. Il convient de noter que vers le secteur de Howells Well, là où les chevauchements de Howells Ridge et de Ringbone présentent une virgation, la direction de serrage est proche de $N90E$ (Station # C ; Fig. 88) ; on peut donc attendre une légère composante décrochante le long de ces failles inverses qui prennent à cet endroit une direction E-W parallèle aux accidents de Copper Dick et de Southern.

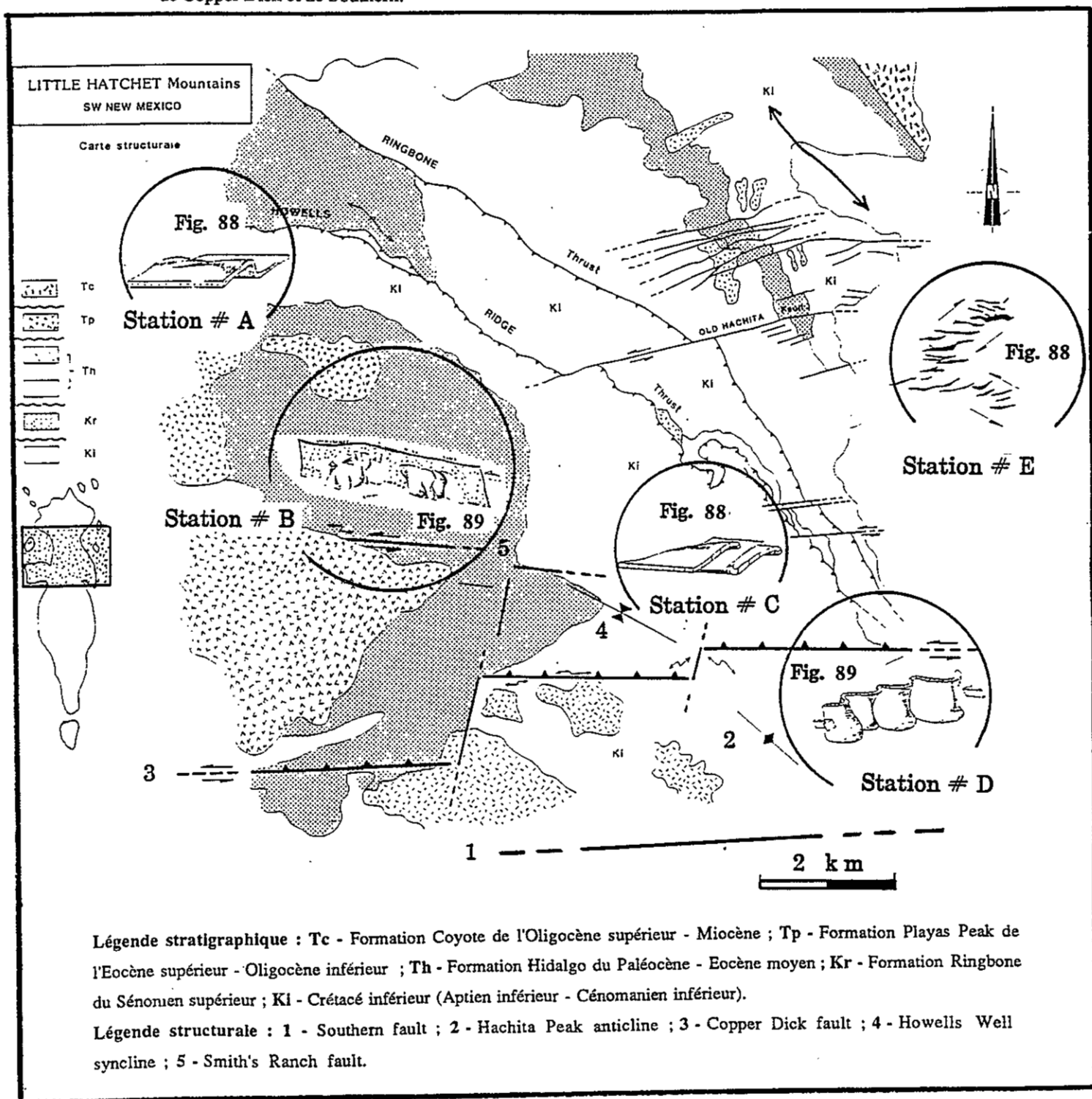


Figure 87 Partie centrale des Little Hatchet Mountains : carte structurale et stations de mesures tectoniques.

Central part of the Little Hatchet Mtns : structural map and structural survey stations.

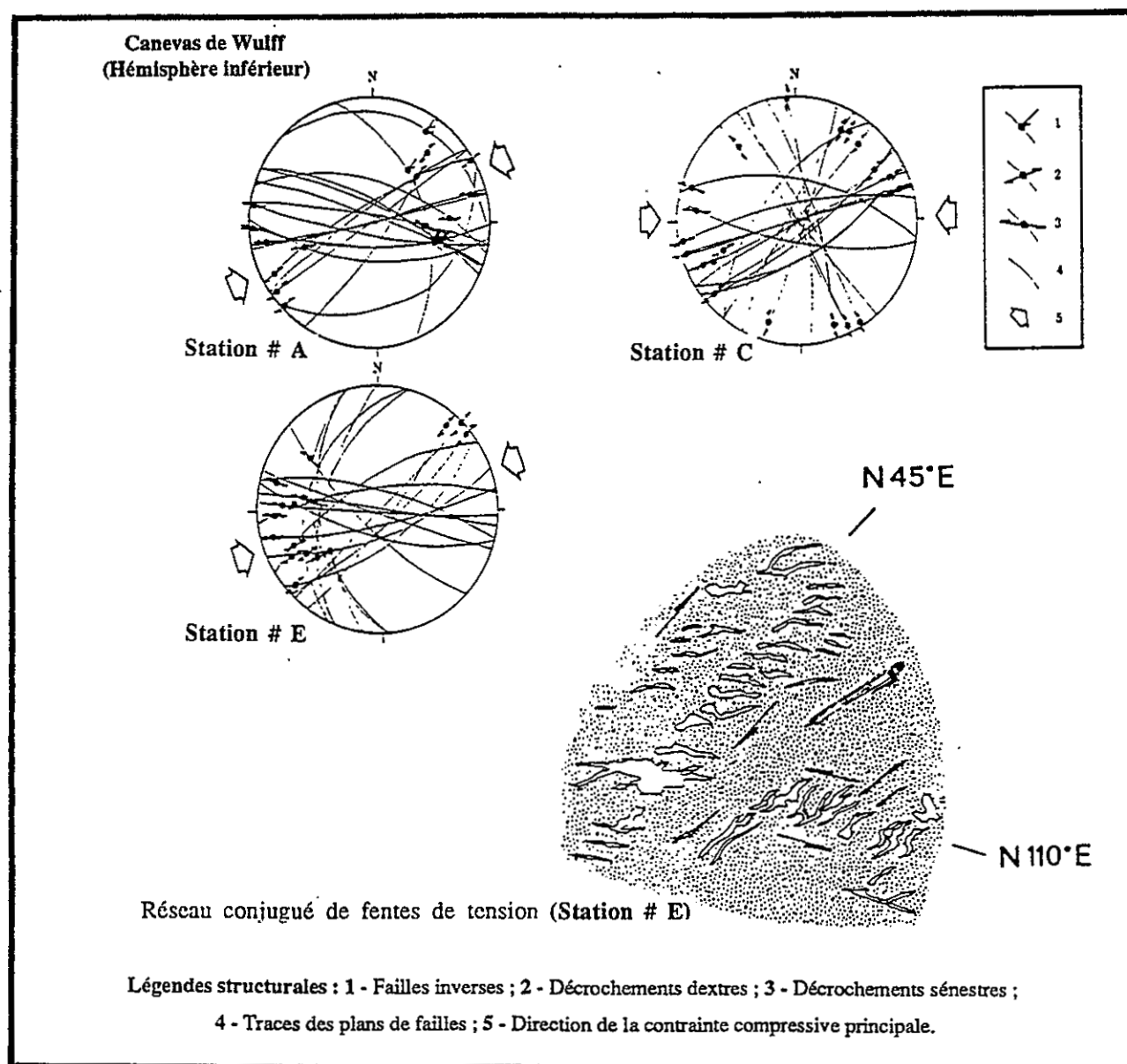


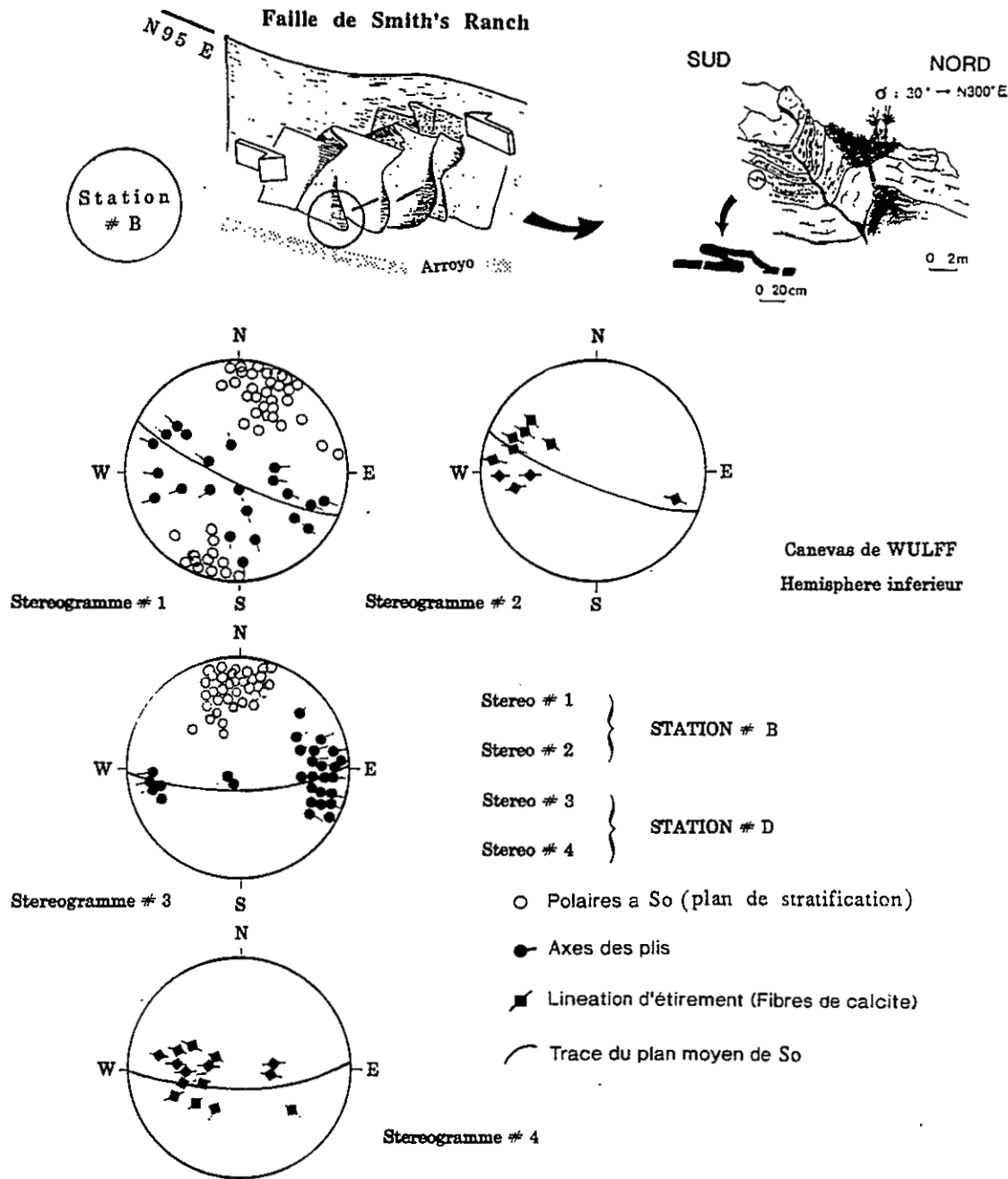
Figure 88 Partie centrale des Little Hatchet Mountains : géométrie des plis et structures microtectoniques observés dans les Formations U-Bar (Crétacé inférieur) et Ringbone (Crétacé supérieur) au niveau des station # A - C - E (Localisation Fig. 87).

Central part of the Little Hatchet Mtns : geometrical analysis of the folded and strike-slip structures within the Lower Cretaceous U-Bar Fm and Upper Cretaceous Ringbone Fm (Location Fig. 87).

+ les accidents décrochants

Représentés par les failles de Smith's Ranch, Copper Dick et Southern, ils sont limités à la partie SW du domaine. Des plis métriques à décamétriques sont associés à ces accidents de direction N90°E-N100°E (Stations # B & D ; Fig. 89).

Les plis étudiés affectent la Formation Ringbone (Station # B) et la Formation U-Bar (Station # D). Dans les deux sites, la stratification, bien réglée, est orientée vers N110°E - N120°E. Les polaires à la stratification s'alignent sur de grands cercles dont les pôles représentant les directions axiales des plissements ont une direction moyenne N115°E - N120°E.



Station # B (Faille de Smith's Ranch) - **Stereogramme # 1** : Notez la large dispersion des axes de plis (22 mesures) dans le plan de stratification So orienté N110°E (45 mesures) ; **Stereogramme # 2** : La lineation d'allongement matérialisée par la direction de croissance des fibres de calcite tend à se regrouper vers un maximum penté vers l'ouest.

Station # D (Faille de Copper Dick) - **Stereogramme # 3** : Les axes de plis (29 mesures), relativement dispersés dans le plan So (35 mesures), présentent de faibles plongement ; **Stereogramme # 4** : La stratification orientée N120°E porte des lineations d'étirement tendant à se regrouper vers un maximum penté vers l'ouest ; par ailleurs, elles donnent une direction de contrainte compressive à N110°E - N120°E.

Figure 89 Partie centrale des Little Hatchet Mountains : géométrie des plis et structures microtectoniques observés dans les Formations U-Bar et Ringbone le long des décrochements de Smith's Ranch et de Copper Dick (Localisation Fig. 87).

Central part of the Little Hatchet Mtns : drag folds within the U-Bar and Ringbone Formations along the Smith's Ranch and Copper Dick strike-slip faults (Location Fig. 87).

A la station # B, les plis sont dissymétriques à tendance isoclinal et leurs axes, localement courbes, présentent des plongement très dispersés dans le plan de stratification avec un maximum de fréquence dans une position redressée (Stéréogramme # 1). On peut opposer à la dispersion des axes de plis, l'attitude plus constante de la linéation d'allongement matérialisée par les fibres de calcite remplissant des fentes de tension ; ces fibres tendent à se regrouper vers un maximum moyennement penté vers l'ouest (Stéréogramme # 2).

A la station # D, les plis se dessinant dans le Crétacé inférieur aux abords immédiats de la Copper Dick fault sont des plis droits (ou légèrement déversés vers l'est ou l'ouest) et en échelons. Les linéations d'allongement pentées vers l'ouest sont compatibles avec une contrainte σ_1 orientée à N110°E - N120°E (Stéréogramme # 4).

Ces structures peuvent être le résultat d'une transpression dans un plan subvertical dont la direction locale est à N100°E pour la station # B (Smith's Ranch fault) et à N90°E pour la station # D (Copper Dick fault). La linéation d'allongement à faible pendage vers l'ouest, les indices de déplacement transcurrents relevés dans les bancs gréseux, la dissymétrie présentée par les plis analysés sur le terrain et leur obliquité par rapport aux accidents sont caractéristiques d'un mouvement décrochant sénestre le long de ces accidents auxquels on attribue les perturbations tectoniques observées sur le flanc SW du synclinal de Smith's Ranch-Howells Well : pendages sub-verticaux et disparition de la barre calcaire vers l'ouest.

. Les différentes interprétations structurales du secteur de Smith's Ranch - Howells Well

Partant de ces données structurales, nous pouvons discuter des différentes hypothèses avancées pour la structuration du secteur central des Little Hatchet Mountains (Fig. 90).

+ Hypothèse # 1 : Chevauchement et rétrochevauchement

Dans ce cas, l'accident de Copper Dick n'est qu'un rétrochevauchement associé au chevauchement de Howells Ridge (Drewes, 1989). Toutefois, le tracé rectiligne de la faille de Copper Dick et son jeu décrochant paraissent peu compatibles avec un tel modèle. Par ailleurs, la mobilisation du socle laramienne observée dans les Little Hatchet Mountains est contraire à une telle tectonique en nappes.

+ Hypothèse # 2 : Modèle de la klippe

Dans celui-ci, défendu par Zeller (1970), les accidents de Copper Dick et de Howells Ridge constituent un même chevauchement et le domaine de Smith's Ranch-Howells Well est une klippe. Quatre observations sont en partie contradictoires avec cette hypothèse structurale :

- la faille de Copper Dick est très redressée et enregistre des mouvements décro-chevauchants à vergence SW incompatibles avec cette hypothèse où l'accident devrait présenter une vergence NE semblable à celle de l'accident de Howells Ridge ;
- la structure centrale des Little Hatchet n'apparaît jamais comme un lambeau isolé «flottant» sur un autre domaine ; une certaine continuité stratigraphique, certes perturbée par des accidents transcurrents, est démontrée entre l'anticlinal de Hachita Peak et le synclinal de Howells Well ;
- pour ce modèle en nappes, le niveau de décollement est à rechercher dans le Paléozoïque (Corbitt & Woodward, 1973) et il est exclu que le socle soit affecté ; cela est peu compatible avec la mobilisation du socle précambrien constatée à Granite Pass ;

- on ne sait pas où enraciner cette structure chevauchante et le Crétacé qu'elle enserme ; la faille de Granite Pass située au sud et mobilisant le socle ne présente pas un caractère d'allochtonie suffisant pour remplir ce rôle. On doit imaginer alors une flèche considérable et aller rechercher un enracinement dans les autres chaînons vers le SW ; or nous avons vu que les bassins de Bisbee - U-Bar et de Ringbone sont limités dans l'espace par des linéaments de direction N120°E allant à l'encontre d'un enracinement au SW.

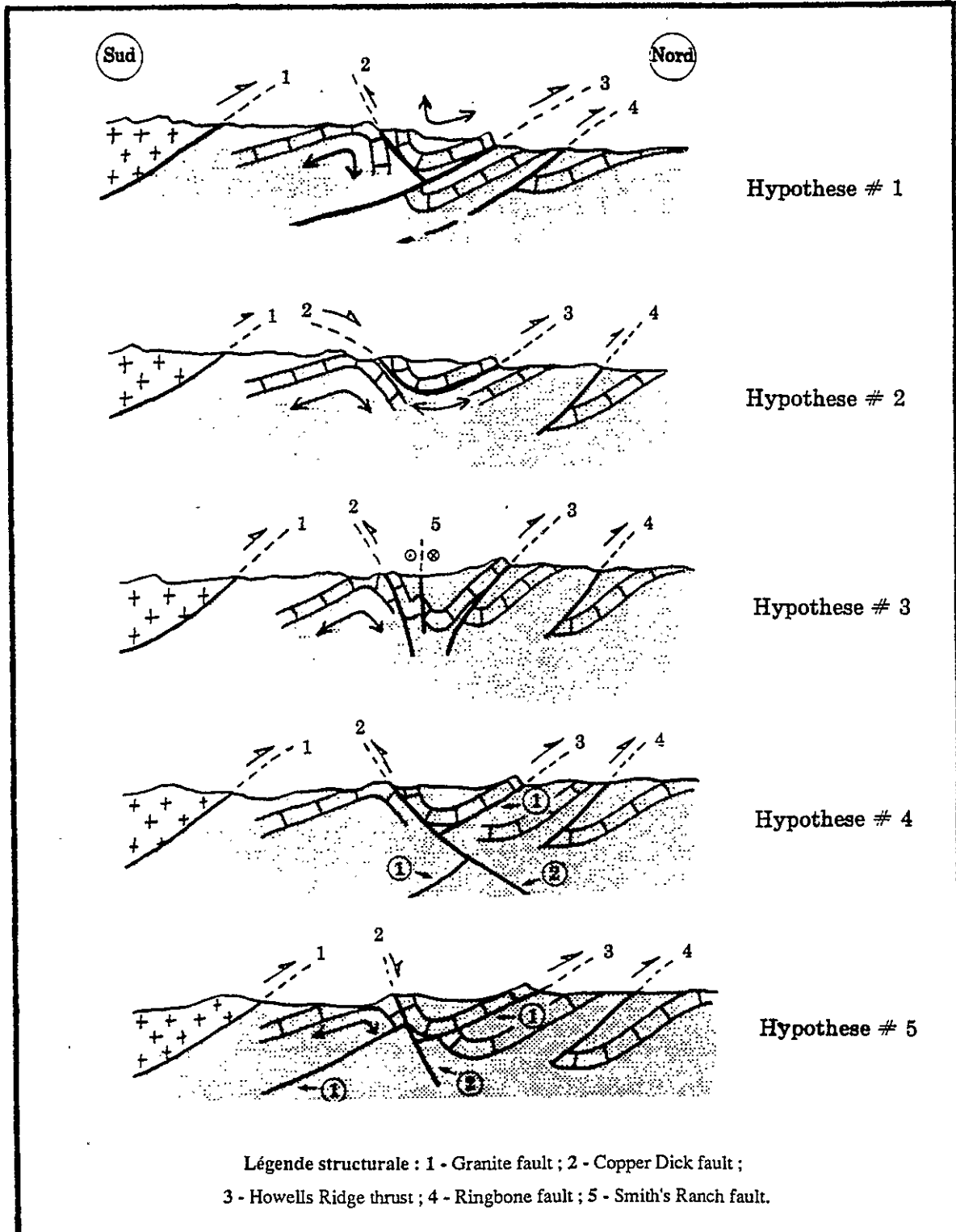


Figure 90 Secteur de Smith's Ranch - Howells Well (Little Hatchet Mtns) : les interprétations structurales.
Smith's Ranch - Howells Well. area (Little Hatchet Mtns) : the different structural interpretations.

+ Hypothèse # 3 : Modèle de la flower structure

Les failles ont une composante décrochante importante et font partie d'une structure en fleur. Leur inclinaison, faible en surface, s'accroît en profondeur au voisinage d'accidents transcurrents. Cette hypothèse est confortée par deux observations :

- la plupart des plans de failles et des accidents observés dans les Little Hatchet Mountains ont une composante décrochante (Howells Ridge thrust, Ringbone fault & Copper Dick fault) ou sont des décrochements «sensu stricto» (Smith's Ranch fault & Southern fault) ;
- les relations tectoniques entre le doublet de plis de Hachita Peak et de Howells Well de direction transverse par rapport aux failles de Copper Dick et de Southern fault sont compatibles avec des mouvements décrochevauchants le long de ces accidents.

+ Hypothèse # 4 : Superposition tectonique, cas N°1

Les failles de Copper Dick et de Howells Ridge ne sont pas contemporaines et résultent de deux épisodes de fracturation. Dans un premier temps, la faille de Howells Ridge transporte l'écaille de Smith's Ranch - Howells Well vers le NE. Ensuite la faille de Copper Dick la recoupe et la décale en déplaçant l'unité vers le SW. Cette hypothèse privilégiant une vergence tardive des accidents vers le sud n'est pas supportée par nos observations de terrain qui témoignent d'un mouvement tardif plutôt décrochant.

+ Hypothèse # 5 : Superposition tectonique, cas N°2

Comme dans l'hypothèse précédente, les failles de Copper Dick et de Howells Ridge ne sont pas contemporaines et résultent de deux épisodes de fracturation ; vergence des accidents vers le NE, puis distension. Or aucune donnée structurale de terrain ne vient confirmer ce dernier modèle qui suppose l'existence d'une phase distensive N120°E.

En résumé, l'hypothèse de la flower structure avec une déformation progressive s'achevant par une phase décrochante à N110°E-N120°E est l'hypothèse qui rend le mieux compte de nos observations (Fig. 91). La morphologie des Little Hatchet Mountains est contrôlée par des failles transcurrentes de direction N80°E-N98°E qui limitent, au niveau des accidents de Copper Dick et de Southern fault, un couloir où se concentre l'essentiel de la déformation. Ainsi, le doublet de plis représenté par l'anticlinal de Hachita Peak et le synclinal de Howells Well subit, à leur voisinage, des perturbations liées à un mouvement transcurrent sénestre ; l'axe de ces plis est transverse par rapport à la direction des accidents qui laminent la flexure anticlinale de liaison le long de laquelle on observe la disparition de la barre de calcaire formant l'armature de ces plis. Par ailleurs, les accidents chevauchants de Howells Ridge et de Ringbone sont courbes ; ils subissent vers l'est une inflexion et présentent un jeu décrochevauchant au débouché du couloir. Ces observations invitent à intégrer ces accidents dans un dispositif structural de type flower structure ou strike-slip duplex (Woodcock & Fischer, 1986) où le socle est impliqué.

. Age des structures

On observe une discordance angulaire entre les volcanites de la Formation Playas Peak datée de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur et les conglomérats de la Formation Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien. Elle est particulièrement visible à l'Ouest du domaine de Smith's Ranch - Howells Well ; les

volcanites y scellent des structures plicatives affectant la Formation Ringbone le long du décrochement de Smith's Ranch. Ces observations autorisent à dater la déformation laramienne dans les Little Hatchet du Paléocène inférieur-Eocène inférieur, âge en accord avec celui proposé par Loring & Loring (1980).

Par ailleurs, nous n'avons pas observé, pour les déformations laramiennes, de critères de superposition de phases fiables. Toutefois, on remarque que de nombreux décrochements sont postérieurs au plissement de la Formation Ringbone ; reprenant les structures tangentiels, le jeu transcurrent est donc tardif.

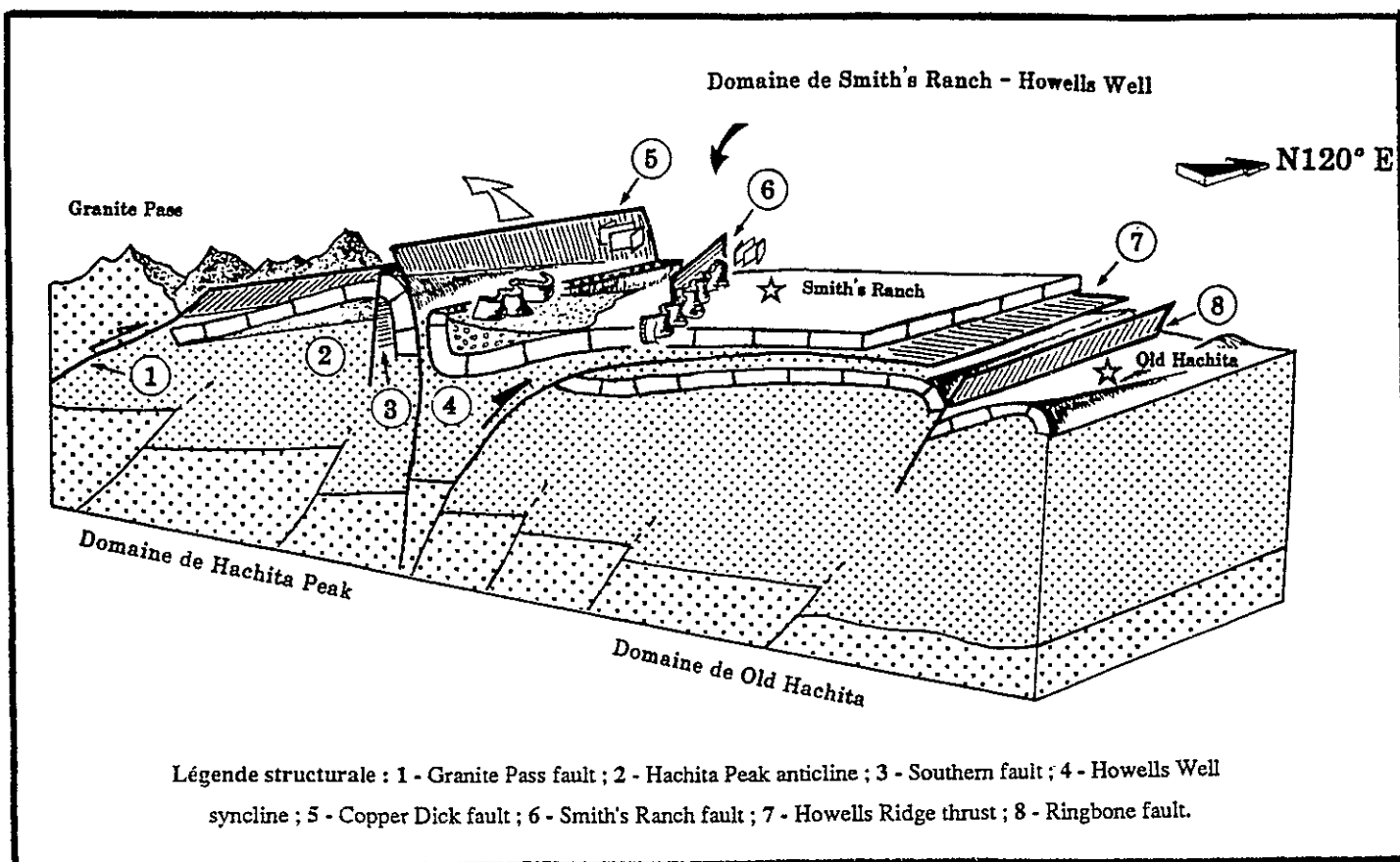


Figure 91 Little Hatchet Mountains : bloc diagramme structural.

Little Hatchet Mountains : structural bloc-diagram.

IV.2.1.c. Synthèse structurale : apport des données tectoniques des Big Hatchet Mountains

Les Big Hatchet Mountains situées dans le prolongement méridional des Little Hatchet Mountains ont été étudiées par Zeller (1965). Nous y avons effectué plusieurs coupes et avons observé, au Sud de la chaîne dans U-Bar Ridge, une discordance angulaire entre la Formation Ringbone et le Crétacé inférieur qui témoigne d'une structuration sub-méridienne datée du Crétacé supérieur. Comme Zeller l'avait décrit, ce chaînon, dont la partie centrale est armée par une puissante série paléozoïque, montre des structures laramiennes à vergence SW qui amènent le Paléozoïque sur

le Crétacé. Par ailleurs, au Granite Pass entre les deux chaînons, des failles à vergence opposées délimitent un panneau de socle qui repose sur le Crétacé au nord et sur le Paléozoïque au sud. Une structure en éventail ou «en fleur» est ainsi acquise ; cette double vergence se retrouve dans l'ensemble des Little et des Big Hatchet Mountains (Fig. 92) avec :

- des accidents à vergence NE dans la partie nord (Little Hatchet Mountains),
- des accidents à vergence SW dans la partie sud (Big Hatchet Mountains).

Les différents accidents observés seraient liés à des failles de socle individualisant des zones de faiblesse crustale avec un jeu transcurrent ; de véritables couloirs tectoniques où est concentré le maximum de la déformation laramienne sont créés alors dans un système transpressif.

Les données des Big Hatchet Mountains, ajoutées à nos observations de terrain recueillies dans les Little Hatchet Mountains, permettent de proposer un modèle tectonique régional dont l'idée maîtresse est l'influence de la structuration du socle sur le dispositif laramien qui acquiert une structure «en fleur» à double vergence. Cette hypothèse est notamment dictée par la présence d'un panneau de socle entre les deux chaînons.

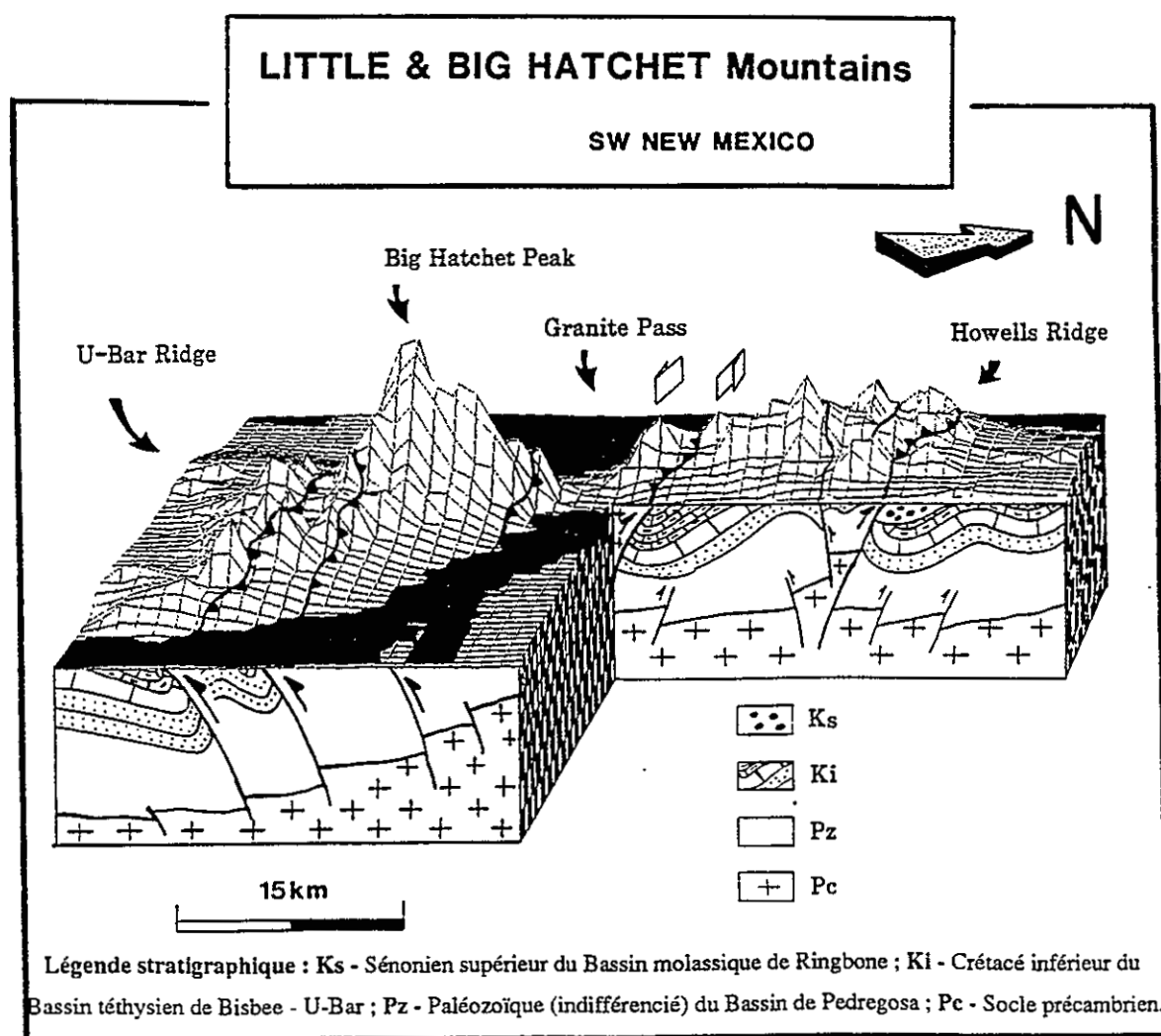


Figure 92 Région des Little & Big Hatchet Mountains : bloc diagramme structural.

Big & Little Hatchet Mountains : structural bloc-diagram.

IV.2.2. Le Nord des Animas Mountains

Les Animas Mountains, chaînon montagneux de direction sub-méridienne, sont situées dans l'extrême SW du Nouveau-Mexique au NW des Little Hatched Mountains. Le trait morphologique majeur de la partie septentrionale de l'édifice est une succession de pics et de falaises culminant à 2500 mètres d'altitude et formant un relief arqué de direction N90°E à N140°E. Plusieurs canyons et gorges encaissées l'incisent : défilé de Ringbone Pass de direction NS au nord et couloirs de direction EW de Johnson Canyon, Curry Pass et Zeller Pass au centre.

IV.2.2.a. Généralités et travaux antérieurs

L'armature géologique du Nord des Animas Mountains est constituée par du Précambrien recouvert par le Paléozoïque et le Mésozoïque intensément plissés par la tectonique laramienne. Le front de déformation est un accident chevauchant à vergence NE : le Ringbone thrust. Vers le sud, on observe une zone intensément déformée, appelée dans cette étude **Couloir Déformé de Zeller Pass (CDZP)** ; défini par les Curry, Zeller et Wilson faults de direction ENE-WSW à EW, il est occupé par une intrusion de monzonite tertiaire. Par ailleurs, ses relations avec le chevauchement de Ringbone sont complexes.

Différents auteurs ont étudié la région :

+ Darton (1922) reconnaît la présence de roches sédimentaires et plutoniques affectées par des accidents dont la nature n'est pas précisée ;

+ Zeller (1958) décrit pour la première fois des chevauchements à vergence NE dont le Ringbone thrust qui amène le Paléozoïque sur le Crétacé inférieur. On lui doit la première carte au 1/24 000 des Animas Mtns ;

+ Soule (1972) reprend le travail de Zeller et aboutit aux mêmes conclusions : les structures observées témoignent d'une tectonique en nappes avec un niveau de décollement à la base du Cambrien ;

+ Drewes (1986) publie une nouvelle carte au 1/24 000 dans laquelle il corrèle le Crétacé inférieur avec celui du bassin de Bisbee en Arizona. Il insiste sur la complexité structurale de la partie septentrionale qu'il attribue à une tectonique en nappes imbriquées. Trois unités intensément déformées sont décrites (Fig. 93-A) : la première, soulignée par le Ringbone thrust et composée de lambeaux de socle et de Paléozoïque, repose sur le Crétacé inférieur ; la seconde, définie par le chevauchement de Johnson, amène l'Ordovicien et le Cambrien sur l'unité précédente ; enfin l'unité supérieure est constituée de Crétacé inférieur. Drewes mentionne la présence de couloirs tectoniques de direction EW jalonnés d'intrusions de granit et de monzonite ; il en explique l'origine par une réactivation post-laramienne d'anciens accidents crustaux.

+ Wilson (1986) & Donnan (1987) ont repris l'étude géologique des Animas Mountains en s'intéressant respectivement au nord et au sud qu'ils ont cartées au 1/6 000. Il en ressort que la tectonique laramienne y est grandement influencée par des accidents de socle situés dans la partie méridionale. Ils individualisent deux domaines distincts ; un domaine sud (Southern domain) peu affecté par les déformations laramiennes et un domaine nord (Northern domain) où se concentre la majorité des accidents, dont les chevauchements à vergence NE de Ringbone et de Johnson thrusts qu'ils considèrent de type wrench faulting (Fig. 93-B). En proposant ce modèle en transpression combinant la surrection de panneaux de socle et le décrochement, ils infirment les hypothèses allochtonistes de Soule et Drewes.

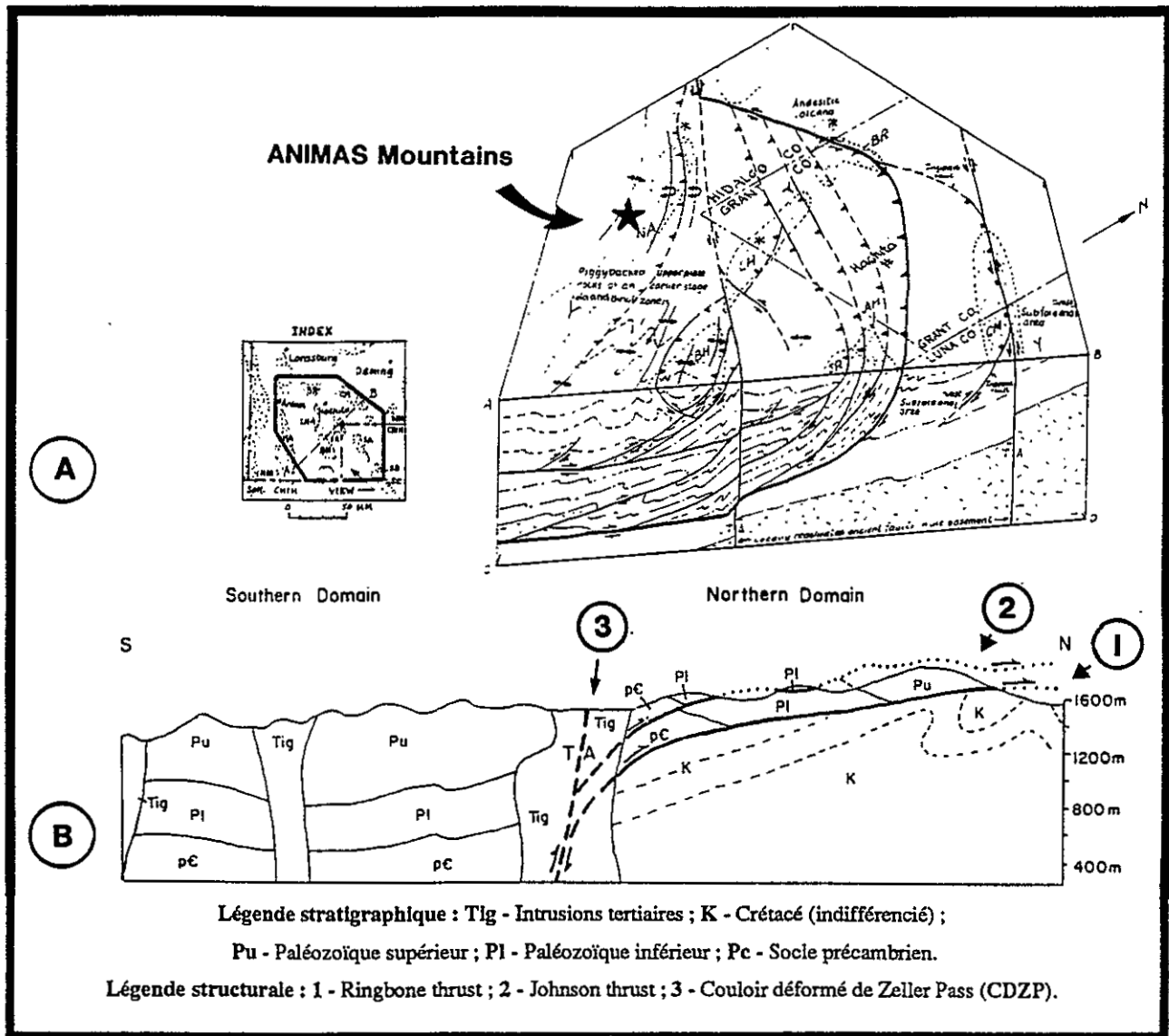


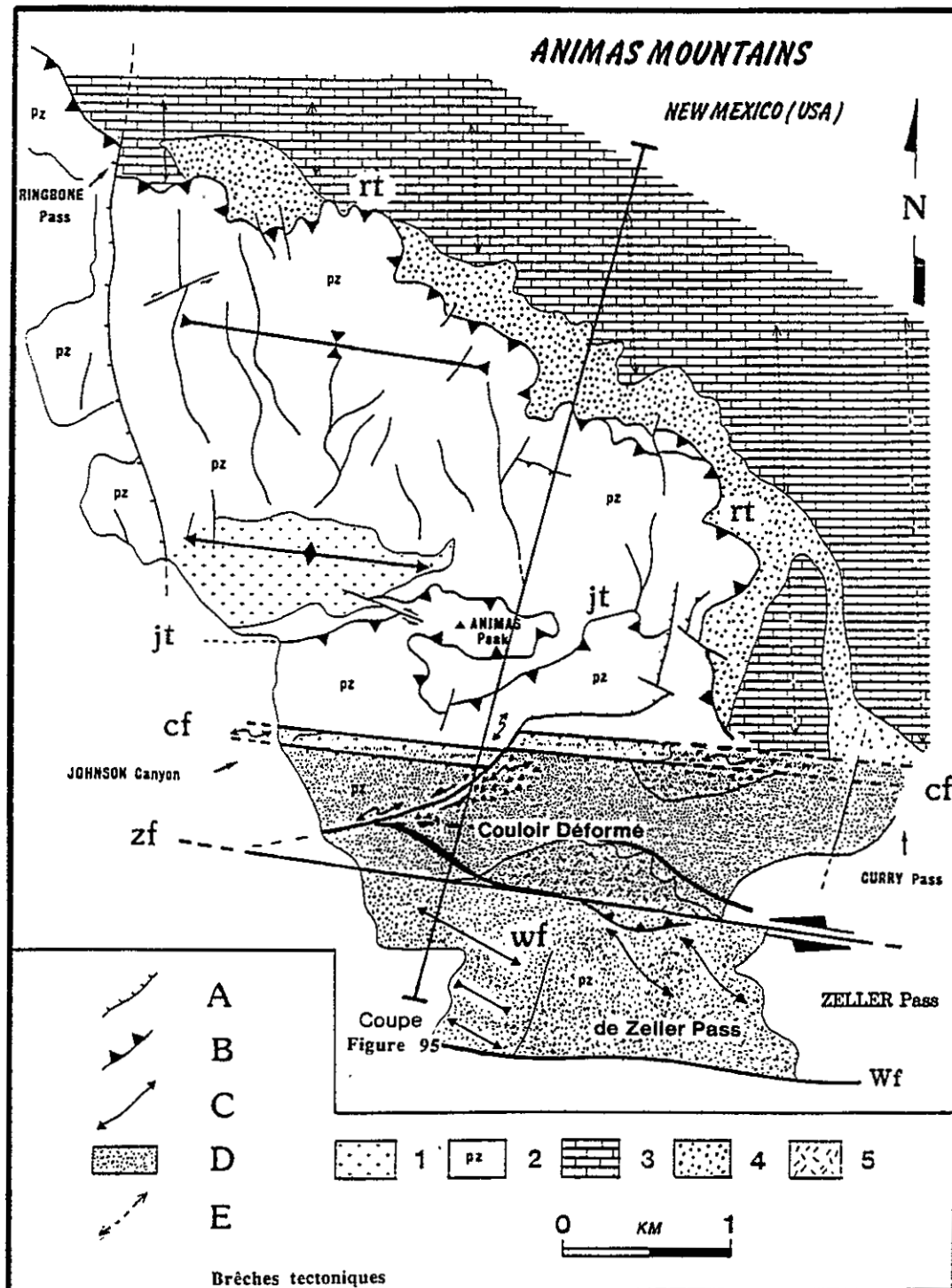
Figure 93 Animas Mountains : coupes structurales d'après A - Drewes (1986) & B - Donnan (1987).

Animas Mountains : geological cross sections from A - Drewes (1986) & B - Donnan (1987).

IV.2.2.b. La présente étude

En nous appuyant sur les travaux antérieurs, nous avons étudié le Nord des Animas Mountains et plus particulièrement le Couloir Déformé de Zeller Pass (CDZP). Notre étude est basée sur :

- + un lever de carte et de coupes au 1/24 000 en annexe (cf. PL 3 & PL 4) ;
- + des analyses microtectoniques.



Légende stratigraphique : 1 - Socle précambrien ; 2 - Paléozoïque (indifférencié) ; 3 - Crétacé inférieur ; 4 - Formation Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien ; 5 - Monzonite tertiaire.

Légende structurale : A - Failles normales du Basin and Range ; B - Chevauchements laramiens dont : rt - Ringbone thrust et jt - Johnson thrust ; C - Plis d'entraînement laramiens dont wf - Wilson folds ; D - Faisceau structural de CDZP (couloir déformé de Zeller Pass) avec : cf - Curry fault ; zf - Zeller fault et Wf - Wilson fault ; E - Plis du Crétacé supérieur.

Noter la discordance angulaire (D3) entre la Formation Ringbone du Sénonien supérieur et le Crétacé inférieur ; cette discordance scelle les plis sub-méridiens de la phase orégonienne du Crétacé supérieur.

Figure 94 Animas Mountains : carte géologique.

Animas Mountains : geological map.

. Cadre géologique

La carte géologique du Nord des Animas Mountains témoigne d'une grande complexité structurale ; le front de déformation principal est le Ringbone thrust dont le tracé sinueux se perd vers le SE dans le CDZP. Son étude détaillée amène à distinguer plusieurs unités de style tectonique différent (Fig. 94) :

+ L'autochtone

Dans le 1/4 NE, affleure le Crétacé inférieur dont les termes sont affectés par les déformations du Crétacé supérieur (*cf. supra*). Les plis sub-méridiens engendrés par cette phase compressive anté-laramienne sont scellés par la Formation Ringbone. Cette première unité géologique faiblement déformée est limitée au SW par le Ringbone thrust à vergence NE qui amène le Paléozoïque sur le Crétacé ; une gouttière synclinale, dont le coeur est occupé par la Formation Ringbone, est observée à l'avant du front de chevauchement (Fig. 95). Cette structure se suit du NW vers le SE où son flanc sud est localement renversé.

+ L'allochtone

Au centre de la chaîne, le Ringbone thrust, à vergence NE sur sa plus grande longueur, porte un ensemble d'unités qualifiées d'allochtone par Donnan (1987). De direction générale N120°E, sa trace s'incurve dans la partie orientale où elle présente une direction proche de N160°E imprimant à l'accident un tracé convexe vers le NE. Deux unités sont définies : d'une part celle de Ringbone thrust, constituée de Précambrien et de Paléozoïque et d'autre part celle de Johnson thrust composée de Précambrien, de Cambrien et d'Ordovicien.

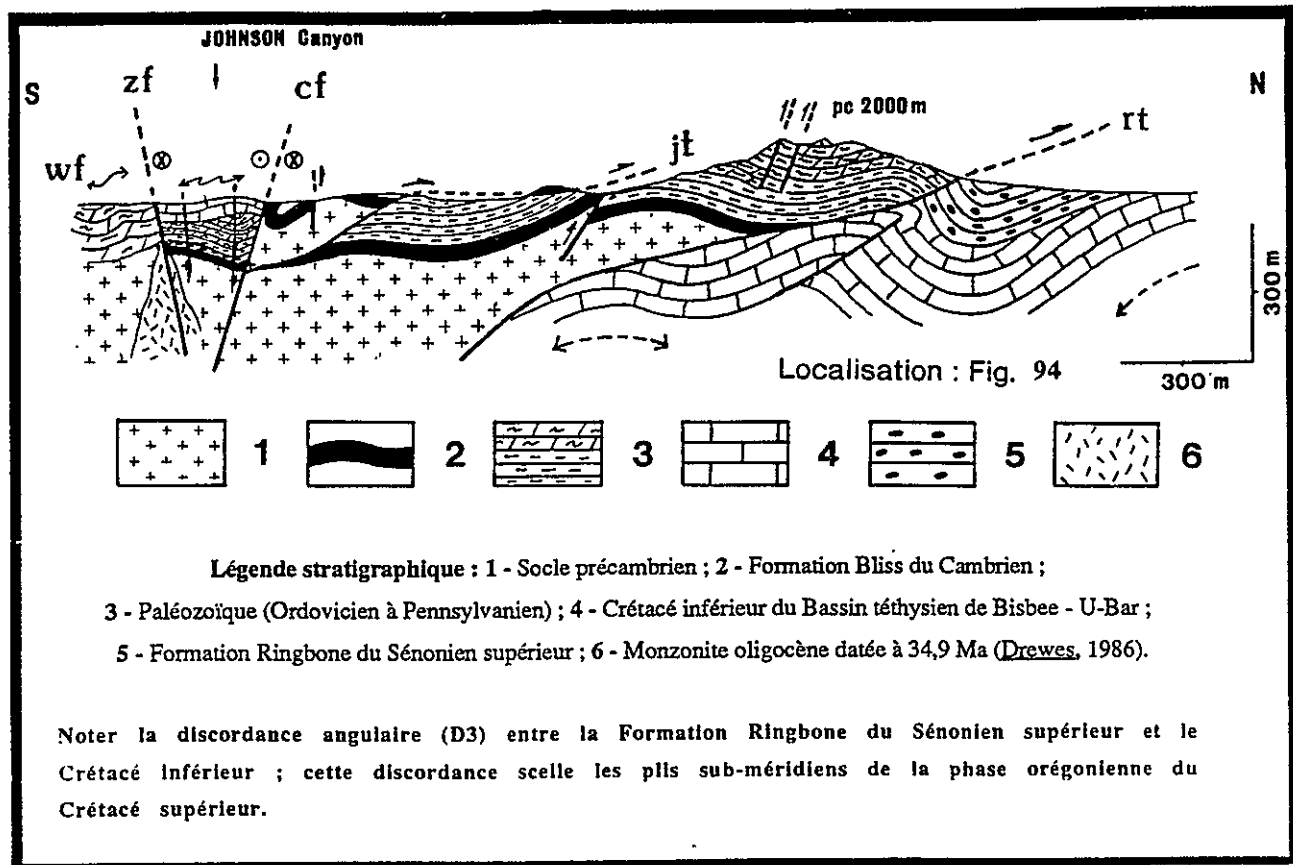


Figure 95 Animas Mountains : coupes géologique.

Animas Mountains : geological cross sections.

Le socle précambrien est plissé et le Paléozoïque déplacé tangentielllement avec des plis, des décrochements, des chevauchements et des failles inverses à vergence NE. La direction principale des plis et des chevauchements est ENE-WSW, celle des décrochements sénestres SW-NE et celle des décrochements dextres NNE-SSW. Des biseaux tectoniques et des décollements sont visibles dans les pélites incompetentes de la Formation Percha. Au nord, le régime tectonique général est compressif et de direction $N65^{\circ}E-N75^{\circ}E$ comme en témoignent les études microtectoniques dans l'unité de Ringbone thrust (Fig. 96). Il convient de noter que ce domaine central est frangé sur son flanc ouest par une faille normale liée au Basin and Range ; son tracé est emprunté actuellement par le défilé de Ringbone Pass. Par ailleurs les trois unités précédentes sont limitées, au sud, par le CDZP.

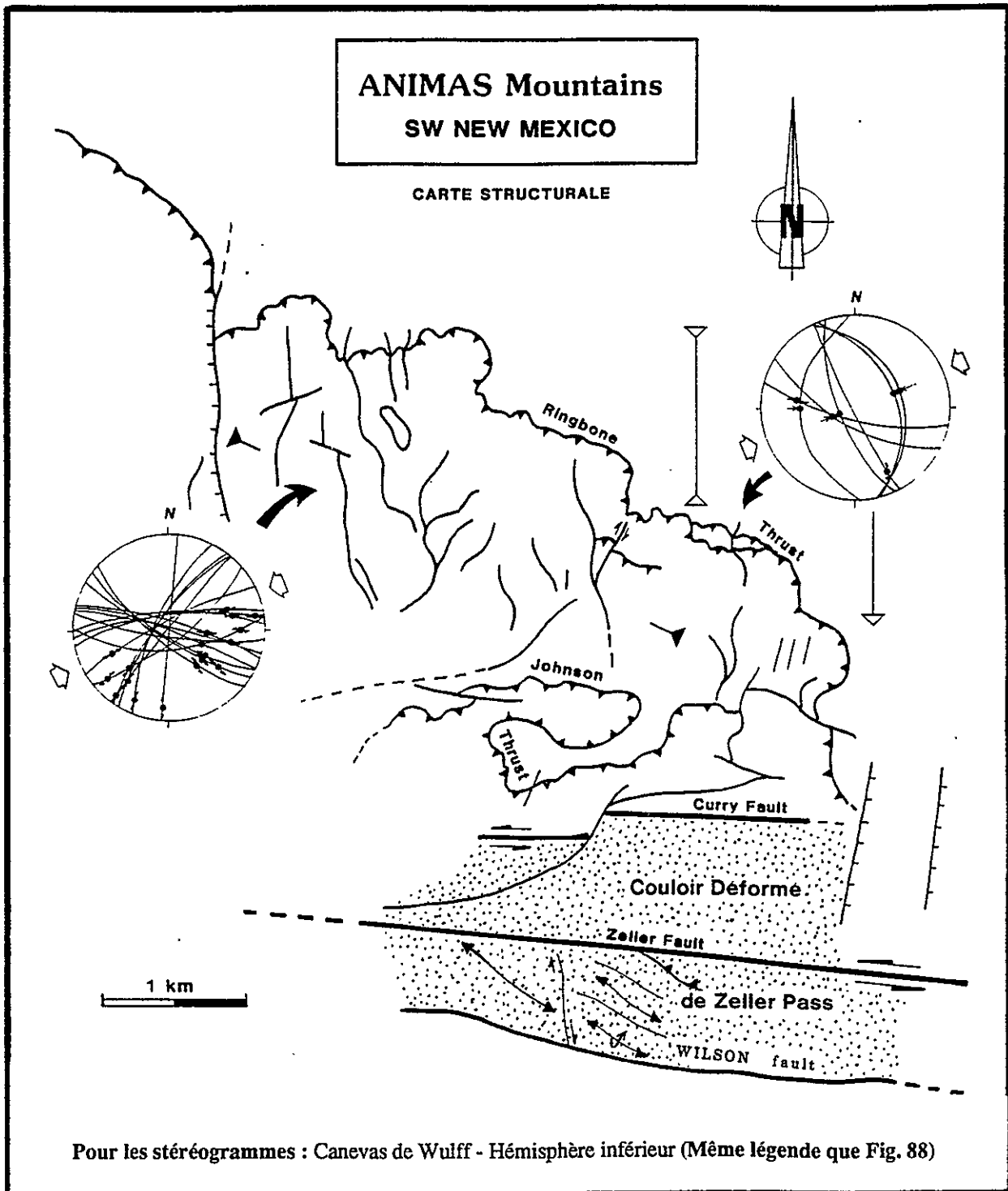


Figure 96 Animas Mountains : carte structurale et stations de mesures microtectoniques.

Animas Mountains : structural map and structural survey stations.

+ Le couloir décrochant tardif

Le CDZP est traversé par les gorges de Johnson Canyon, de Zeller Pass et de Curry Pass dont les contreforts sont armés par des granites précambriens et par des roches sédimentaires mylonitisées et bréchifiées. Une intrusion de monzonite en forme de fuseau jalonne une des nombreuses failles de direction ENE-SSW à EW de ce couloir et, au sud, dans le canyon de Zeller Pass, des structures sigmoïdes sont enserrées entre les Zeller fault et Wilson fault.

+ Le monoclinal méridional

Le Sud des Animas Mountains (Southern domain) est constitué de Paléozoïque en position monoclinale ; caractérisé par l'absence de déformation compressive (Wilson, 1986), il contraste fortement avec les autres domaines.

Ainsi, le Nord des Animas Mountains se présente comme un édifice structural caractérisé par la présence de deux zones aux styles tectoniques différents, séparées par une zone intensément déformée (Fig. 97). Le monoclinal sud s'oppose aux deux unités septentrionales qui affectent le socle et dont les chevauchements présentent un tracé convexe vers le NE s'effaçant aux abords immédiats du CDZP. Son étude détaillée permet une meilleure compréhension des relations structurales entre ces différentes zones.

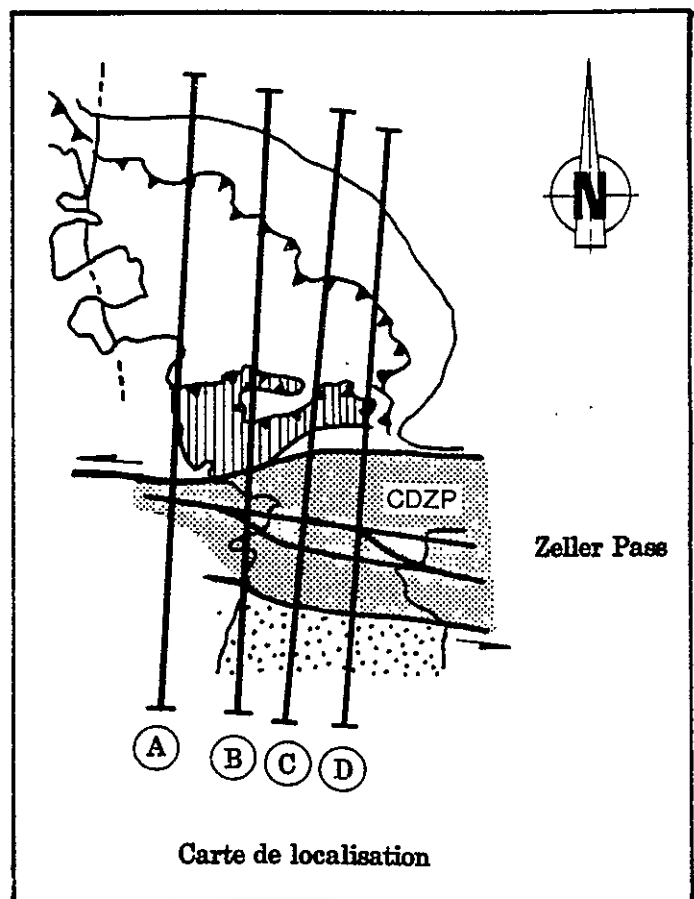
Légende structurale : Wf - Wilson fault ; Zf - Zeller fault ; Cf - Curry fault ; Jt - Johnson thrust ; Rt - Ringbone thrust.

Domaines structuraux : 1 - Southern Domain (Wilson, 1986) ; 2 à 5 - Northern Domain (Donnan, 1987) dont : 2 - CDZP (Couloir déformé de Zeller Pass) ; 3 - Unité tectonique de Johnson thrust ; 4 - Unité tectonique de Ringbone thrust ; 5 - Autochtone.

Figure 97

Animas Mountains : coupes géologiques sériees et les différents domaines structuraux.

Animas Mountains : geological cross sections and the different structural domains.

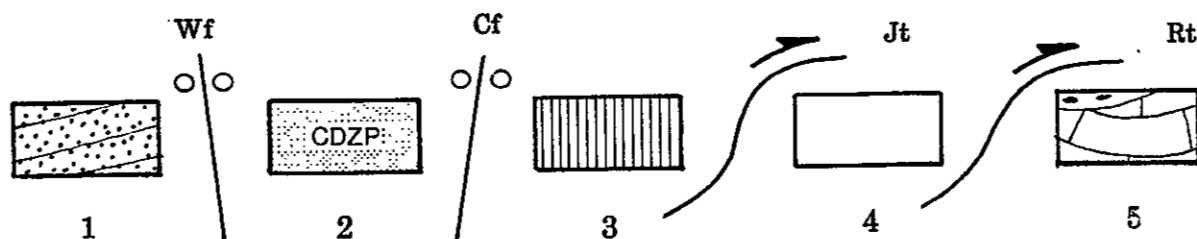
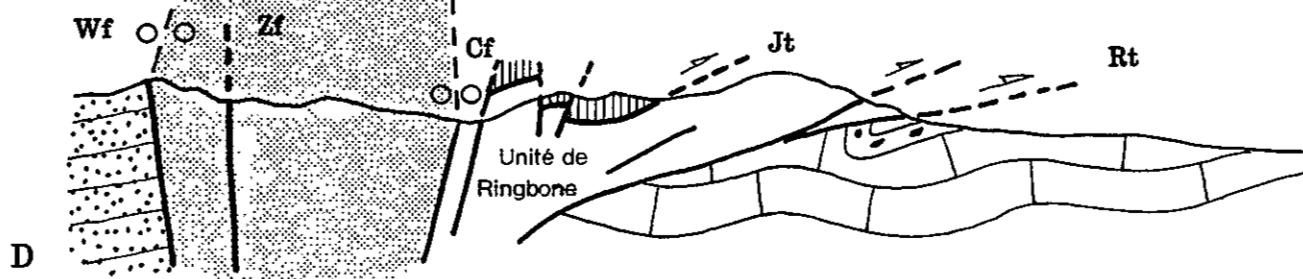
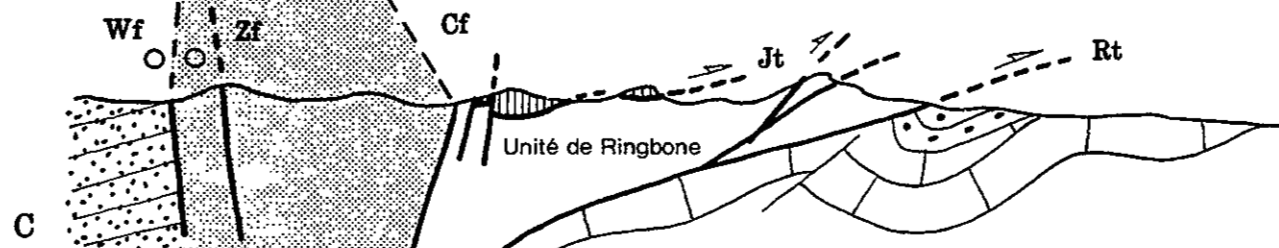
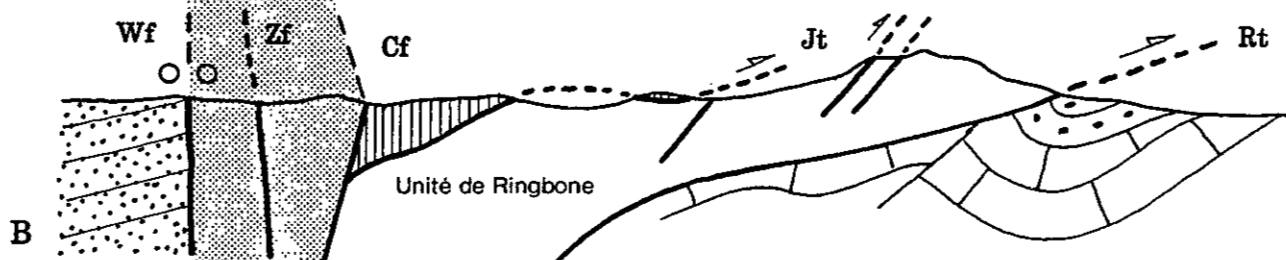
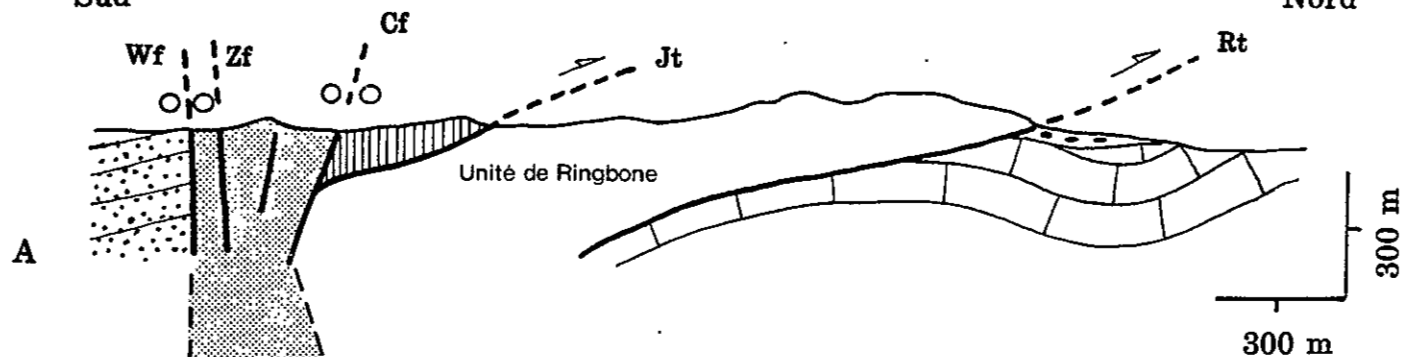


ZELLER Pass



Sud

Nord



. Le Couloir Déformé de Zeller Pass (CDZP)

Les failles qui le limitent présentent des tracés rectilignes témoignant de leur fort pendage ; toutefois, il convient de signaler que leur localisation exacte n'a été rendue possible qu'à l'aide de photos aériennes sur lesquelles les failles sont soulignées par des escarpements et des alignements morphologiques. Sur le terrain, une étude détaillée de la zone enserrée entre les accidents de Zeller fault et de Wilson fault permet de préciser le régime de contrainte et le style tectonique caractéristique de ce couloir (Fig. 98).

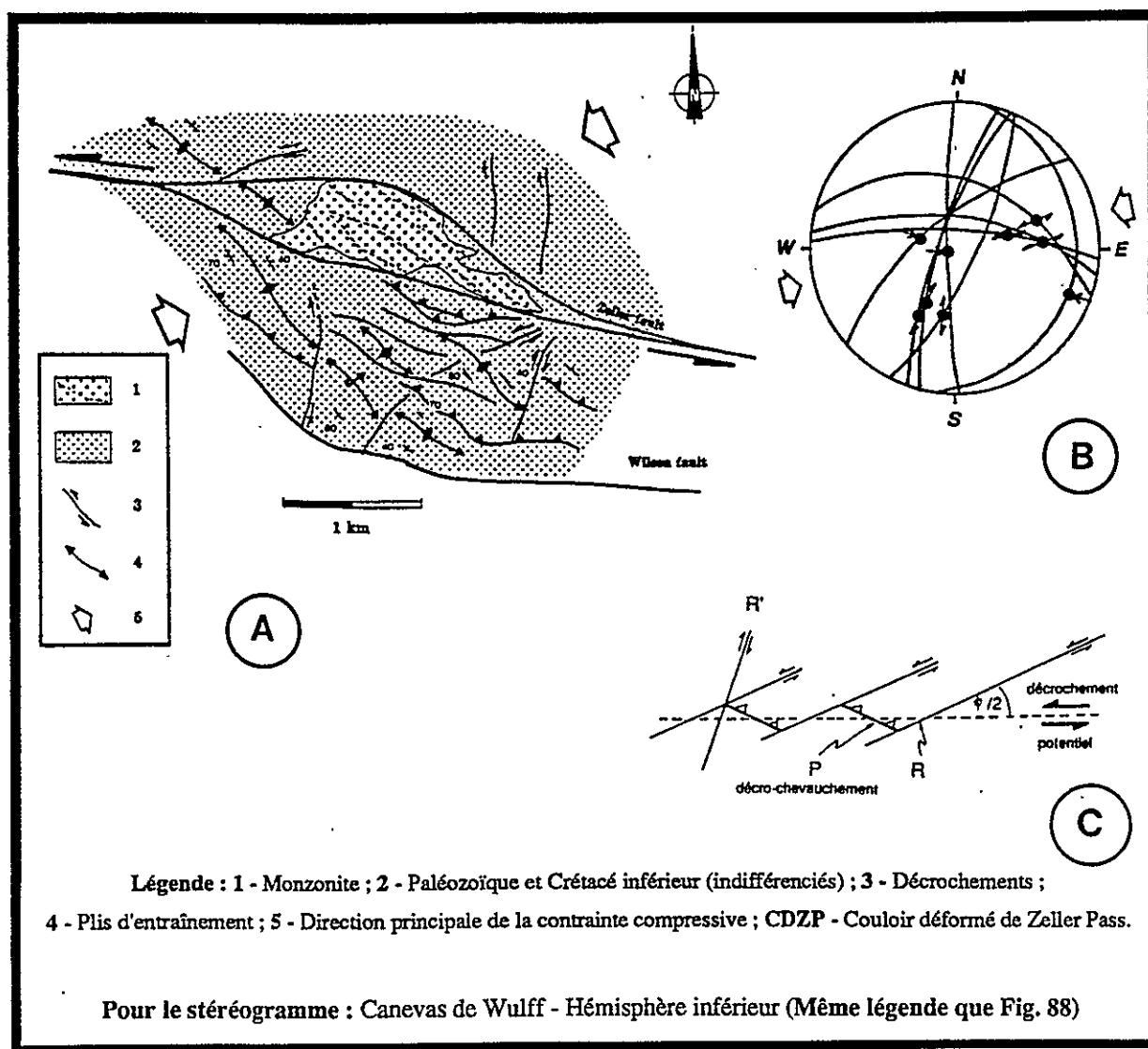


Figure 98 Couloir Déformé de Zeller Pass : A - Carte structurale ; B - Stéréogramme et C - Structures associées aux décrochements de type simple shear (Modèle de Ramsay, 1980) avec les failles P décrochevauchantes relayant les failles de Riedel R et R'.

The Zeller Pass area : structural map and stereograms.

+ les structures

Les données recueillies témoignent d'une intense déformation compressive se marquant par des plis, des failles inverses et des décrochements (Fig. 98) :

- les plis de direction générale N145°E sont le plus souvent déjetés vers le SW ; armés par les carbonates de la Formation Horquilla, ils présentent des axes courbes leur donnant une forme sigmoïde. En outre, ces plis se relaient et sont disposés dans un système en échelon ;
- les failles inverses sont à vergence SW à SSW ; elles amènent la Formation Escabrosa sur la Formation Horquilla. Tout comme les plis, leurs directions structurales montrent une nette virgation ; orientées N140°E elles passent à N90°E, imprimant aux structures chevauchantes une forme en lobe dont la convexité est tournée vers le SW. De plus, on peut noter que plis et chevauchements ont des directions sensiblement différentes ; la direction générale des plis est N145°E et celle des failles inverses N110°E-N120°E ; les premiers sont donc plus obliques par rapport aux décrochements que les seconds ;
- les décrochements dextres de direction NS à N20°E et sénestres de direction N45°E à N55°E recoupent les structures précédentes.

Enfin, il convient de signaler que l'intrusion monzonitique tertiaire (Drewes, 1986) en forme de fuseau renferme des linéations minérales sigmoïdes ; elles témoignent de mouvements relatifs décrochants qui se manifestent par la présence d'enduits de quartz à fibres subhorizontales. La lenticulation de cette intrusion peut être mise en relation avec de tels mouvements transcurrents caractérisés par un champ de contraintes dont σ_1 (contrainte compressive) est orientée N80°E à N90°E, c'est-à-dire légèrement oblique par rapport à la direction des accidents individualisant le CDZP.

Ainsi le Couloir Décrochant de Zeller Pass montre des structures compressives dont l'orientation et la forme sigmoïde sont compatibles avec un mécanisme de transpression le long d'accidents coulissants de direction N90°E à N100°E.

+ Discussion et interprétation

Le CDZP renferme trois types de structures dont l'existence et la disposition caractérisent, d'après Christie-Blick & Biddle (1985), les zones en transpression (Fig. 98-C) :

- des plis en échelon déjetés vers le SSW ;
- des failles inverses, également en échelon, avec des fronts de déformation en lobes ;
- des failles décrochantes synthétiques et antithétiques des décrochements majeurs.

Par leurs relations géométriques, ces structures peuvent être rapprochées de celles tirées du modèle de type cisaillement simple (simple shear) de Ramsay (1980) qui prévoit l'association de plis, de failles et de décrochements syn- et antithétiques répartis en trois familles : R, R' et P (Fig. 98-B).

Les plis naissent avec une direction axiale orientée à environ 45° par rapport au décrochement majeur. Le coulissage se poursuivant, leurs axes subissent une rotation imprimant aux plis une forme sigmoïde (Lowell,

1972). Notons que les anticlinaux et les linéations minérales observées dans l'intrusion monzonitique de la partie nord du CDZP présentent une telle forme compatible ici avec un jeu sénestre de la zone de coulissage.

Les failles R et R' sont respectivement synthétiques et antithétiques du décrochement majeur ; elles forment avec ce dernier un angle de $\phi/2$ et de $90 - \phi/2$, ϕ étant l'angle de friction interne des roches affectées par le cisaillement (la valeur de ϕ est considérée comme voisine de 30° pour des sédiments détritiques). Les décrochements dextres de direction NS à N20°E du CDZP peuvent être considérés comme des failles R' du modèle de simple shear. Par contre les décrochements sénestres orientés N45°E - N55°E ne présentent pas les relations géométriques de ce modèle. Toutefois, Naylor et al. (1986) montrent que l'angle par rapport au décrochement principal des failles synthétiques R augmente si s'ajoute à la composante décrochante une composante compressive. Ainsi, les accidents de direction N45°E à N55°E restent interprétables dans un système en transpression selon Riedel.

La troisième famille d'accidents, **les failles P**, montre une composante décrochante et un jeu inverse : ce sont les thrust-shear ou décro-chevauchements de Skempton (1966). Leur direction fait un angle de $\phi/2$ avec le décrochement principal ce qui, dans le cas du CDZP, leur donnerait une direction N105°E, orientation voisine de celle des chevauchements observés dans le Sud du couloir (N110°E à N120°E). De plus, on a constaté (*cf. supra*) que ces derniers sont obliques par rapport aux plis qui leur sont associés. Si l'on interprète ces chevauchements comme des failles P, le modèle de cisaillement simple additionné d'une composante compressive non négligeable, permet de rendre compte de cette observation.

D'un point de vue qualitatif, la structure du Couloir Déformé de Zeller Pass est conforme au modèle de simple shear pour lequel décrochement et compression sont synchrones. On y reconnaît les structures caractéristiques des zones en transpression : (1) des décrochements majeurs, sub-parallèles au CDZP ; (2) des plis en échelon ; (3) des chevauchements en échelon (failles P) ; (4) des décrochements (failles R & R') respectivement synthétiques et antithétiques du décrochement majeur.

. Synthèse structurale et chronologie de la déformation

L'édifice structural des Animas Mountains est limité au nord par un front chevauchant lobé portant les deux unités de Ringbone et Johnson thrusts (Fig. 99). Sa limite méridionale est constituée par le Couloir Déformé de Zeller Pass dans lequel on a pu montrer que les structures témoignent d'un régime en transpression le long d'un coulissage sénestre. Ce régime transpressif est caractérisé par un champ de contrainte dont σ_1 est orienté **N70°E à N80°E**. La présence des fronts chevauchants de Ringbone et de Johnson au Nord du CDZP pose le problème des relations structurales entre ces deux éléments structuraux ; les structures des unités tectoniques de Ringbone et de Johnson témoignent d'une déformation selon une direction compressive **N65°E-N75°E**. Par ailleurs, ces chevauchements suivent au Nord des Animas Mountains des tracés montrant des virgations dont la convexité est tournée vers le NE ; du fait de ces virgations, ils s'effacent progressivement à l'approche du Couloir Déformé de Zeller Pass et sont repris en décrochement par les structures transpressives du CDZP qui leur sont donc postérieures.

Les études micro-tectoniques montrent que le champ de contraintes du Nord des Animas Mountains est de deux types :

- + **le régime général est compressif et de direction N65°E-N75°E ;**
- + **le régime transpressif du CDZP est caractérisé par un champ de contrainte compressive N80°E-**

N90°E, c'est-à-dire légèrement oblique par rapport à la direction de la zone décrochante.

L'épisode tardif de transpression est vraisemblablement à rapporter à une réorientation des contraintes liées à leur adaptation au CDZP. Son empreinte structurale sur l'édifice laramien des Animas Mountains est importante puisque le CDZP est un des traits morphologiques saillants de la chaîne.

Un autre modèle structural est proposé pour expliquer l'agencement tectonique du Nord des Animas Mountains ; Zeller (1958), Soule (1972) et Drewes (1989) envisagent une déformation de type thin skinned avec des nappes et un niveau de décollement majeur situé dans le Cambrien. Les unités chevauchantes de Ringbone et de Johnson sont alors considérées comme appartenant à un duplex développé au dessus d'un décollement s'enracinant quelques dizaines de kilomètres au Sud du CDZP. Trois observations sont partiellement contradictoires dans cette hypothèse :

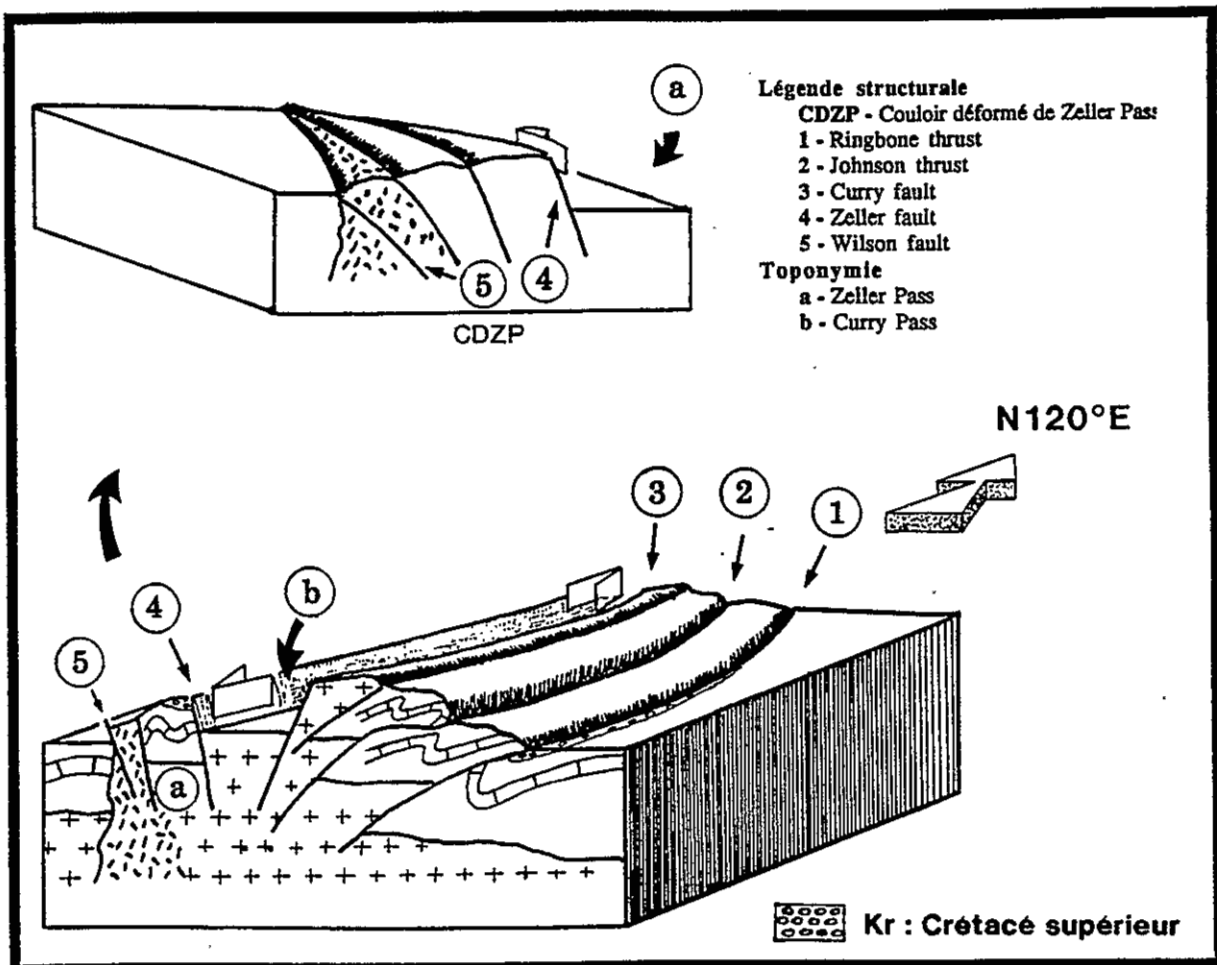


Figure 99 Animas Mountains : bloc diagramme structural.
 Animas Mountains : structural bloc diagram.

+ le socle est impliqué dans la structuration laramienne notamment dans le chevauchement de Johnson et dans le CDZP ; ceci va à l'encontre d'un modèle avec un niveau de décollement cambrien ;

+ le caractère allochtone des unités de Ringbone et de Johnson n'apparaît pas clairement ; au contraire une

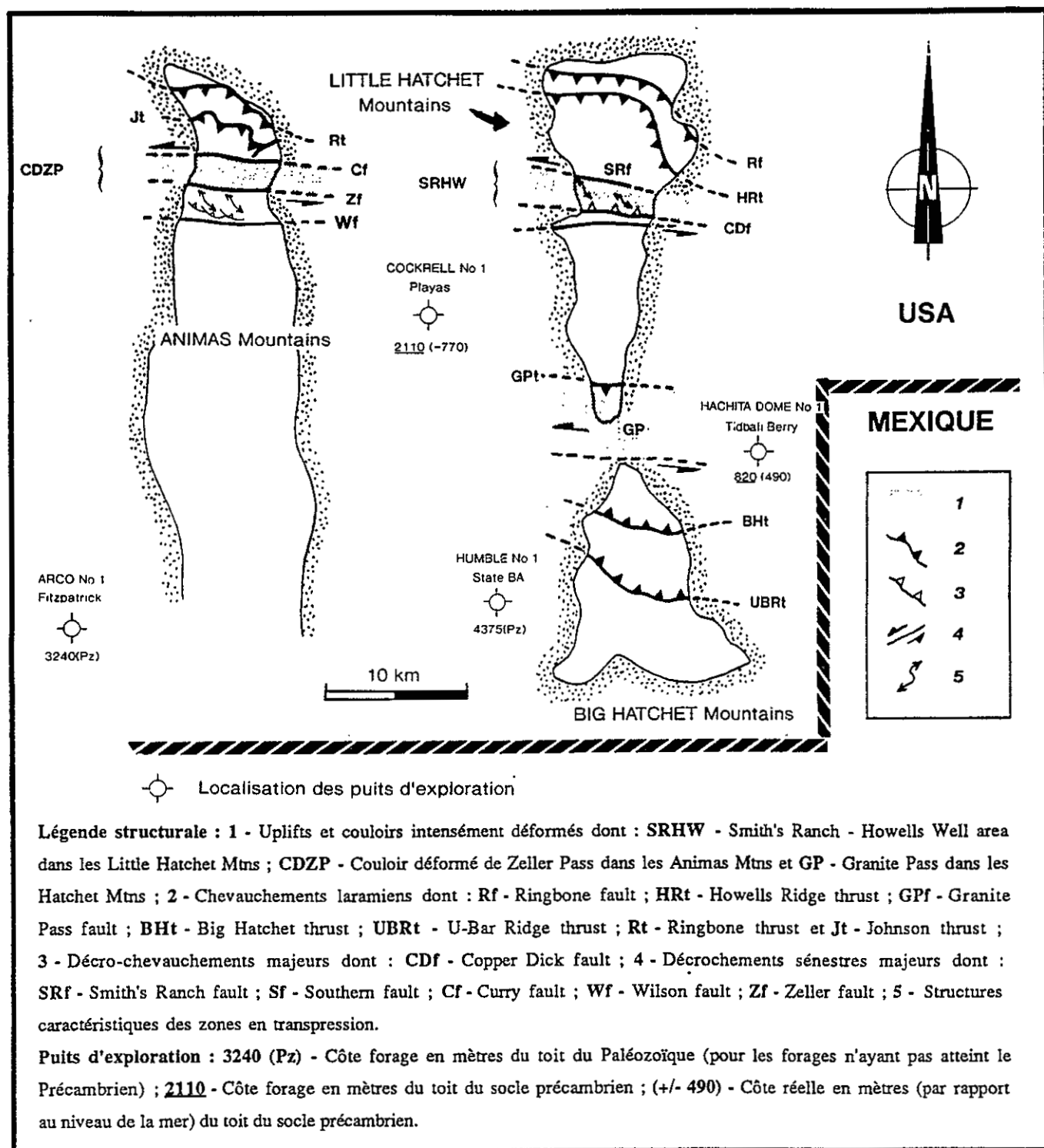


Figure 100 Animas Mtns et Little & Big Hatchet Mtns : carte structurale et géométrie des structures laramiennes.
Animas Mountains and Little & Big Hatchet Mountains : structural map.

certaine continuité stratigraphique peut être retrouvée sans avoir à déplier les structures sur plusieurs dizaines de kilomètres. Le bassin molassique de Ringbone est impliqué dans la structuration laramienne ; on en retrouve des témoins dans le CDZP et sous le front chevauchant de Ringbone. Or ce bassin, présentant des caractéristiques de dépôts proximaux, est limité par des rides morphologiques armées par du Précambrien dont on retrouve des lambeaux dans le CDZP. Le Sénonien supérieur trouve son origine à proximité du CDZP et il n'est pas nécessaire d'aller le chercher loin au sud comme l'impose le modèle *thin skinned* ;

+ aucun redoublement de série n'a été observée dans les puits d'exploration pétrolière forés dans le SW du Nouveau-Mexique (Fig. 100) ; seule est signalée, dans le puits Humble No. 1 - State BA, une faille inverse intra-permienne de rejet inférieur à 300 m (Brennan & Sam Thompson III, 1989). Par ailleurs, les carottages effectués attestent d'une disposition en « touches de piano » du toit du socle allant à l'encontre d'une tectonique de décollement. Par contre, cet agencement s'accommode d'une tectonique décro-chevauchante se développant dans les zones limitées par des accidents de socle.

Dans notre hypothèse, le Nord des Animas Mountains doit sa mise en place et sa structuration à un régime tectonique d'abord compressif avec des chevauchements se raccordant à des failles de socle, ensuite transpressif avec des structures transpressives se développant le long d'accidents cisailants.

IV.2.2.c. Comparaison avec les Little Hatchet Mountains

Les données recueillies dans les Little Hatchet Mountains et le Nord des Animas Mountains permettent de relever plusieurs analogies frappantes entre ces deux édifices laramiens (Fig. 100).

Leurs dimensions (longueur et largeur) sont semblables. Dans les deux chaînons, le front principal de déformation compressive, marqué par un chevauchement de direction WNW-ESE à NNW-SSE et à vergence NE à ENE, est en forme de 1/2 fuseau ; dans les Little Hatchet Mountains, il s'agit des Ringbone fault et Howells Ridge thrust le long desquels le flanc septentrional d'un synclinal à coeur de Crétacé supérieur chevauche le Crétacé inférieur ; dans la partie nord des Animas Mountains, ce sont les Ringbone et Johnson thrusts qui délimitent des unités tectoniques de Précambrien et de Paléozoïque reposant sur le Crétacé. C'est au prix de ces virgations que les chevauchements se greffent à des accidents décrochant en relais définissant des couloirs tectoniques intensément déformés : CDZP dans les Animas Mountains, secteur de Smith's Ranch et de Howells Well dans le Nord des Little Hatchet Mountains et secteur de Granite Pass entre les Little Hatchet et les Big Hatchet Mountains. Ces zones étroites de direction N90°E à N110°E enserrent des structures transpressives jalonnant des décrochements sénestres : Smith's Ranch, Copper Dick et Granite Pass faults pour les Little Hatchet Mountains, et Zeller, Curry et Wilson faults pour les Animas Mountains. En association avec ces accidents cisailants, on reconnaît des plis en échelon, des plis à axes verticaux, des failles inverses également en échelon et des fractures décrochantes conjuguées interprétées en terme de Riedel. La géométrie et la direction de ces structures sont compatibles avec un régime décrochant sénestre.

Transversalement, les deux chaînes sont dissymétriques ; les chevauchements s'effacent aux abords des décrochements limitant des couloirs tectoniques de direction EW. L'apparence d'une 1/2 structure en fleur positive est ainsi acquise. Par ailleurs, il convient de noter qu'une coupe longitudinale des Little Hatchet et Big Hatchet Mountains montre, de part et d'autre du secteur de Granite Pass, le développement d'une structure à double déversement. Dans les deux édifices, un régime en compression orienté NE-SW puis un cofonctionnement décrochement-compression avec une contrainte compressive orientée ENE-WSW à WNW-ESE sont mis en évidence par les mesures micro-tectoniques. Les structures se forment alors dans ce régime de contraintes marqué, vers la fin de la structuration laramienne, par une prédominance des zones de coulissage sénestre siège de déformation transpressive.

Régionalement, il apparaît que le CDZP du Nord des Animas Mountains est situé dans le prolongement du couloir de Smith's Ranch - Howells Well des Little Hatchet Mountains. Dans le CDZP tout comme dans le couloir de Granite Pass situé au coeur de la chaîne des Hatchet Mountains à double vergence, le socle est porté à l'affleurement. Cet alignement de structures entre les deux édifices distant d'une trentaine de kilomètres, est interprété comme représentant une zone haute de direction N90°E-N100°E individualisée au Crétacé supérieur ; appelée dans cette étude Animas-Hatchet Uplift (Fig. 80), il s'agit d'une zone dispensatrice de matériel terrigène pour la Formation Ringbone qui présente des épaisseurs importantes et des faciès de dépôts proximaux au Nord de la ride (*cf. supra*) alors que seuls quelques dizaines de mètres de molasses sont observés dans la partie sud des Animas Mountains. Par ailleurs, ce modèle d'uplift distributeur de matériel détritique est conforté par les résultats des puits d'exploration qui montrent le toit du socle à des profondeurs variant de manière importante (Fig. 100) ; cette géométrie en « touches de piano » est compatible avec la présence de la zone haute du Animas-Hachita Uplift où se concentrent les structures transpressives liées au rejeu décrochant des accidents limitant cet uplift. Il convient de signaler que les structures observées au Nord des Little Hatchet Mountains sont acquises de la même manière le long d'accidents de même direction mais situés plus au nord. Ils sont interprétés comme représentant des satellites structuraux appartenant à un faisceau de failles sub-parallèles au Animas-Hachita Uplift.

L'organisation structurale laramienne des Hatchet et Animas Mountains, est interprétée comme une tectonique décro-chevauchante combinant un régime d'abord compressif NE-SW puis purement transpressif ENE-WSW le long de zones de fractures appartenant à l'écheveau structural du Texas Lineament. On observe des zones de relais compressifs en fuseau portant des structures transpressives. La transpression tardive observée peut être liée à une adaptation du champ de contrainte à ces discontinuité structurales en faisceau.

IV.2.3. Les Victorio Hills

Situées à 45 km au NW des Florida Mountains, elles constituent un ensemble de collines agencées en rides morphologiques d'une altitude moyenne de 1600 mètres et de direction EW. Elles comprennent :

- au nord, le Victorio Ridge, succession de pics volcaniques dacitiques tertiaires ;
- au centre, les Canyon, Three Central, East et Quarry Hills armées de Paléozoïque et de Crétacé ; elles forment l'ossature principale du chaînon ;
- au sud, les Central, Two Little et Mine Hills dont l'Ordovicien et le Silurien sont intensément minéralisés.

Les structures observées affectent notamment le Crétacé inférieur ; scellées par des volcanites de l'Eocène supérieur - Oligocène, elles sont attribuées à la phase laramienne et constituent le jalon le plus septentrional de la New Mexican Cordilleran Foldbelt (King, 1969 ; Corbitt & Woodward, 1973) ; les Victorio Hills sont donc un relais tectonique important.

IV.2.3.a. Travaux antérieurs

Depuis le début du siècle, les Victorio Hills ont fait l'objet de nombreuses concessions minières aujourd'hui abandonnées. De nombreux travaux géologiques et minéralogiques sont disponibles ; les grandes lignes de la tectonique ont été précisées par Kottlowski (1960), Corbitt & Woodward (1970 & 1973) et Thorman & Drewes (1976) qui décrivent des failles à forts pendages (Fig. 101) dont les Victorio Mountains et Mines Windmill faults, accidents principaux de direction N90°E-N95°E, qui sont interprétées comme des décro-chevauchements à rejet inverse et à vergence respectivement nord et sud.

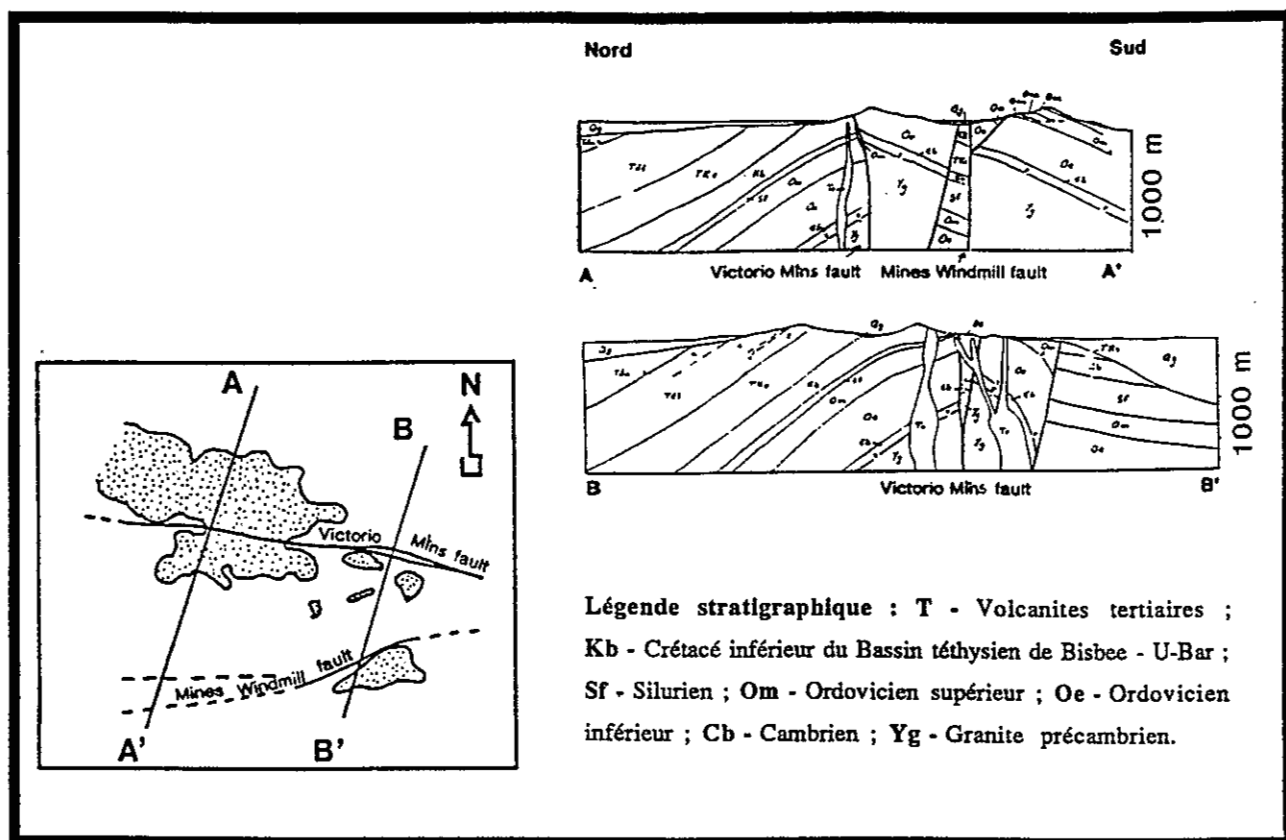


Figure 101 Victorio Hills : coupes structurales d'après Thorman & Drewes (1976).

Victorio Hills : geological cross sections from Thorman & Drewes (1976).

IV.2.3.b. La présente étude

D'ouest en est, la structuration évolue graduellement ; on passe d'un monoclinial à un chevauchement. A l'ouest, le monoclinial de Canyon Hill (cf. Fig. 102 et coupe EF, Fig. 103) est formé des dolomies sableuses de la Formation Fusselman recouvertes en discordance par le Crétacé inférieur que coiffent les volcanites de la Formation Playas Peak. En allant vers l'est, des plis apparaissent (cf. coupe CD, Fig. 103) :

- + au nord, le synclinal de Three Central Hills dont le coeur est crétacé inférieur ;
- + au centre, l'anticlinal de Quarry Hill dont le coeur est érodé jusqu'à la Formation El Paso ;
- + au sud, le synclinal de Mine Hill dont le flanc septentrional est intensément minéralisé.

Ces plis sont compliqués par des décrochements sénestres. Vers l'est, à Mine Hill, l'anticlinal est faillé et se prolonge latéralement par un chevauchement à vergence nord : la Victorio Mountains fault amenant l'Ordovicien inférieur sur le Crétacé inférieur (cf. coupes AB, A'B' & A''B'', Fig. 103). Sa surface est relativement plate comme l'atteste ses contours. Par ailleurs, le flanc méridional du synclinal de Three Central Hills est renversé sous ce chevauchement indiscutable.

Le Sud des Victorio Hills est perturbé par l'accident de Mines Windmill fault de direction $N45^{\circ}E - N50^{\circ}E$ qui met en contact le Crétacé inférieur du flanc méridional de l'anticlinal de Quarry Hill avec l'Ordovicien et le Silurien du flanc septentrional du synclinal de Mine Hill (cf. coupe CD, Fig. 103) ; cette faille verticale est jalonnée de nombreux filons minéralisés dont la géométrie témoigne d'un mouvement sénestre et d'une composante normale.

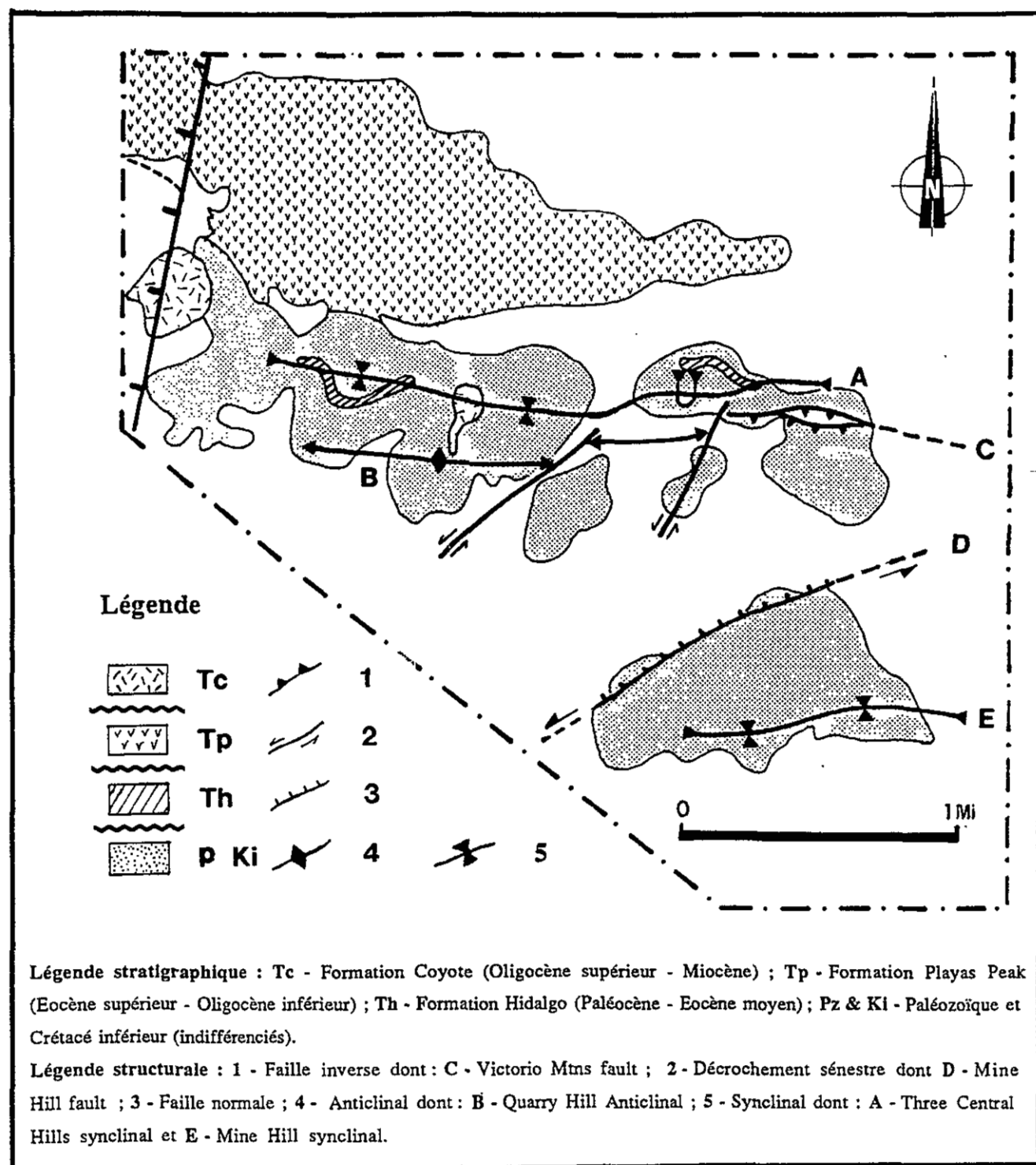


Figure 102 Victorio Hills : carte structurale.
Victorio Hills : structural map.

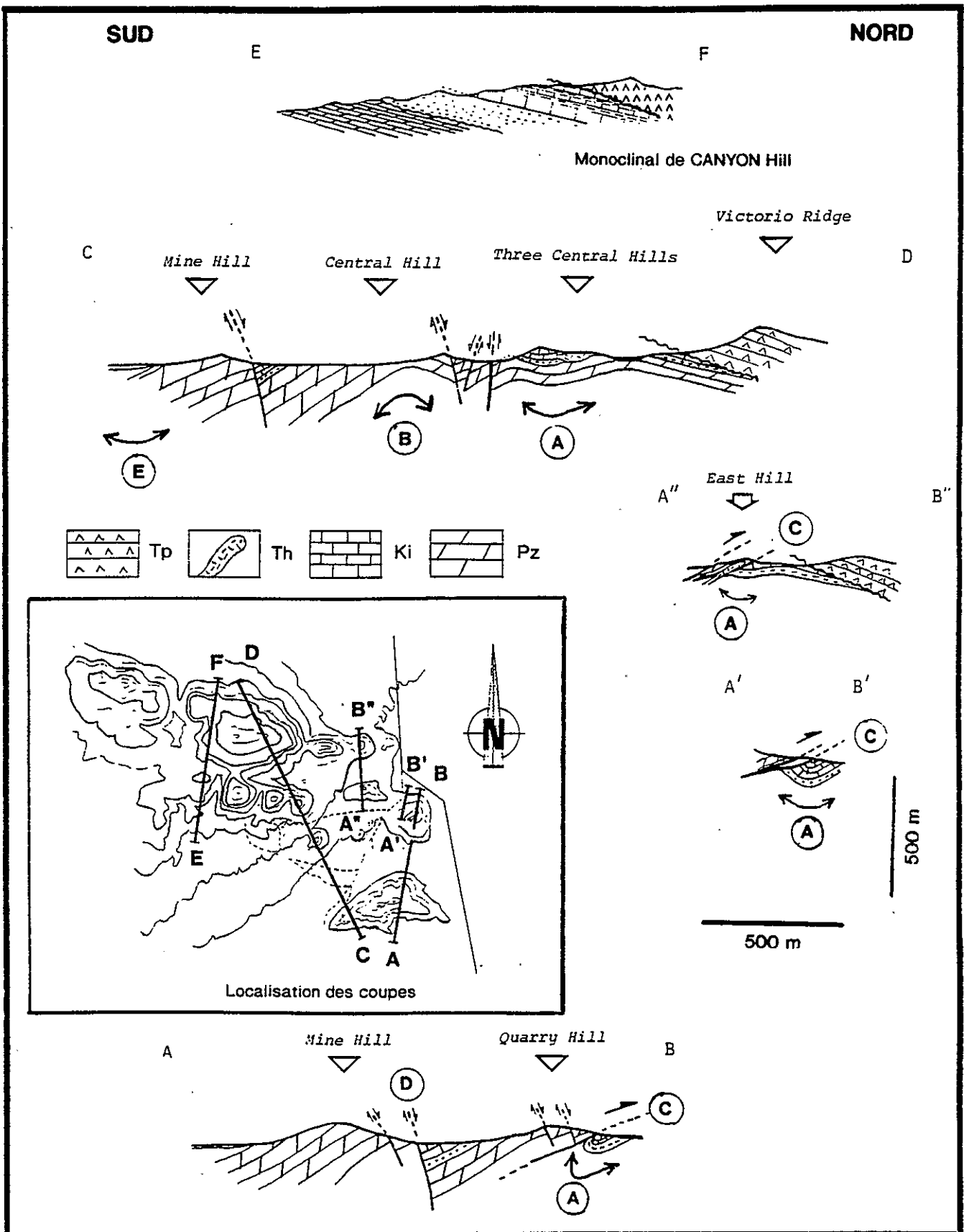


Figure 103 Victorio Hills : coupes géologiques (Même légende que Fig. 102).

Victorio Hills : geological cross sections (See legend Fig. 102).

IV.2.3.c. Synthèse structurale

La structuration laramienne des Victorio Hills se traduit par des failles et des plis. Deux directions structurales prédominent :

- + N90°E-N95°E, direction particulièrement bien visible dans les plis du centre du massif ;
- + N45°E-N50°E moins développée et se présentant surtout dans les décrochements sénestres.

Les plis centraux des Three Central et Quarry Hills se suivent dans les autres collines ; on peut les qualifier de premier ordre. Ils sont recoupés et décalés par des failles décrochantes sénestres qui n'ont généralement qu'une extension réduite avec de faibles rejets ; elles peuvent être considérées comme des structures de second ordre. La Victorio Mountains fault est interprétée comme l'évolution latérale en faille inverse à vergence nord d'un anticlinal laramien. Ces structures s'accommodent de contraintes de serrage NS.

Ainsi, la structuration laramienne des Victorio Hills se traduit par des plis localement faillés, s'amortissant rapidement dans une série monoclinale.

IV.2.4. Les Florida Mountains

Allongées selon une direction NS et limitées par des failles normales du Basin & Range, elles sont un des jalons structuraux les plus importants de la partie septentrionale de la New Mexican Cordilleran Foldbelt. Situées à 45 km au SE des Victorio Hills, leur soubassement est composé de Précambrien surmonté par du Paléozoïque et du Crétacé supérieur intensément déformés au cours de la structuration laramienne. L'essentiel de la déformation est concentrée dans un couloir tectonique appelé ici **Couloir des South Florida Mountains (CSFM)** ; orienté N90°E à N140°E, il est emprunté par le Canyon de Silver Cave Mine à l'est et débouche sur le Mahoney Park Amphitheater à l'ouest. Il est par ailleurs limité au sud par la faille des **South Florida Mountains (SFMf)** de direction N130°E-N140°E. Des volcanites tertiaires représentent les termes les plus récents des Florida Mountains ; elles arment les reliefs les plus élevés du Nord du chaînon dont le Capitol Dome culminant à 1965 m (Fig. 70).

IV.2.4.a. Généralités et travaux antérieurs

La géologie des Florida Mountains est bien connue. On y observe un Paléozoïque dont la stratigraphie sert de référence au SW du Nouveau-Mexique (Kottowski, 1963). Par ailleurs, il s'agit d'un ancien district minier (argent, fluorite, baryte, galène, zinc et manganèse) dont les exploitations, jalonnant les accidents laramiens et les zones mylonitisées, ont fait l'objet de nombreux travaux géologiques :

- + Darton (1917) interprète la SFMf comme un chevauchement à vergence nord présentant de forts pendages vers le sud et amenant le Précambrien à reposer sur le Paléozoïque ;
- + Corbitt (1971 & 1974) signale, dans le Mahoney Park Amphitheater (flanc ouest), des écaillés chevauchantes à vergence nord venant se greffer sur l'accident vertical majeur de la SFMf ;
- + Brown (1982) ; Clemons & Brown (1983) & Clemons (1984 ; 1985 & 1989), dans leurs études concertées, attribuent à la SFMf un rôle essentiel dans la structuration laramienne des Florida Mountains (Fig. 104) ; il s'agit d'un accident

vertical présentant un jeu décrochant dextre. En outre, de nombreuses structures imbriquées à vergence nord et affectant le Précambrien, le Paléozoïque et le Crétacé supérieur sont décrites : écaillés de Mahoney Park à l'ouest et chevauchements de Victorio, Mahoney et Gym Peak thrusts dans la partie centrale. Ils sont interprétés comme liés à la SFMf à laquelle ils viennent se greffer en profondeur. Toutefois, Drewes (1989) rattache ces failles à un front allochtone de type thin skinned tectonic perturbé par les effets tectoniques d'un événement post-laramien dont la SFMf est un représentant structural.

IV.2.4.b. La présente étude

Des levés au 1/24 000 et une photo-interprétation des accidents du socle, permettent de préciser les relations structurales existant dans le faisceau d'accidents en relais définissant le CSFM (cf. Planches hors-texte PL 5 & PL 6) ; la SFMf désigne dans cette thèse, à la différence de Clemons (1989), un des accidents du CSFM situé dans le Mahoney Park Amphitheater, et non plus un seul accident se suivant de part et d'autre du chaînon. Par ailleurs, l'autochtone des Florida Mountains affleure au Nord du CSFM, notamment dans le Victorio Canyon et le Baldy Peak (Fig. 105).

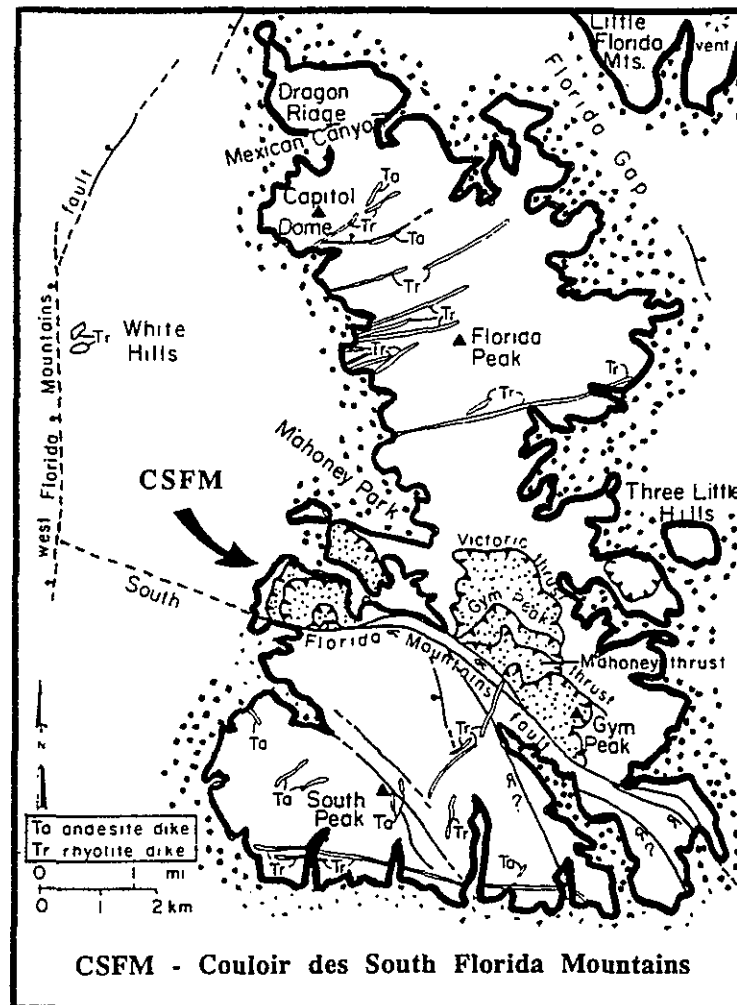


Figure 104 Florida Mountains : carte structurale d'après Clemons (1985).

Florida Mountains : generalized map showing major structural features after Clemons (1985).

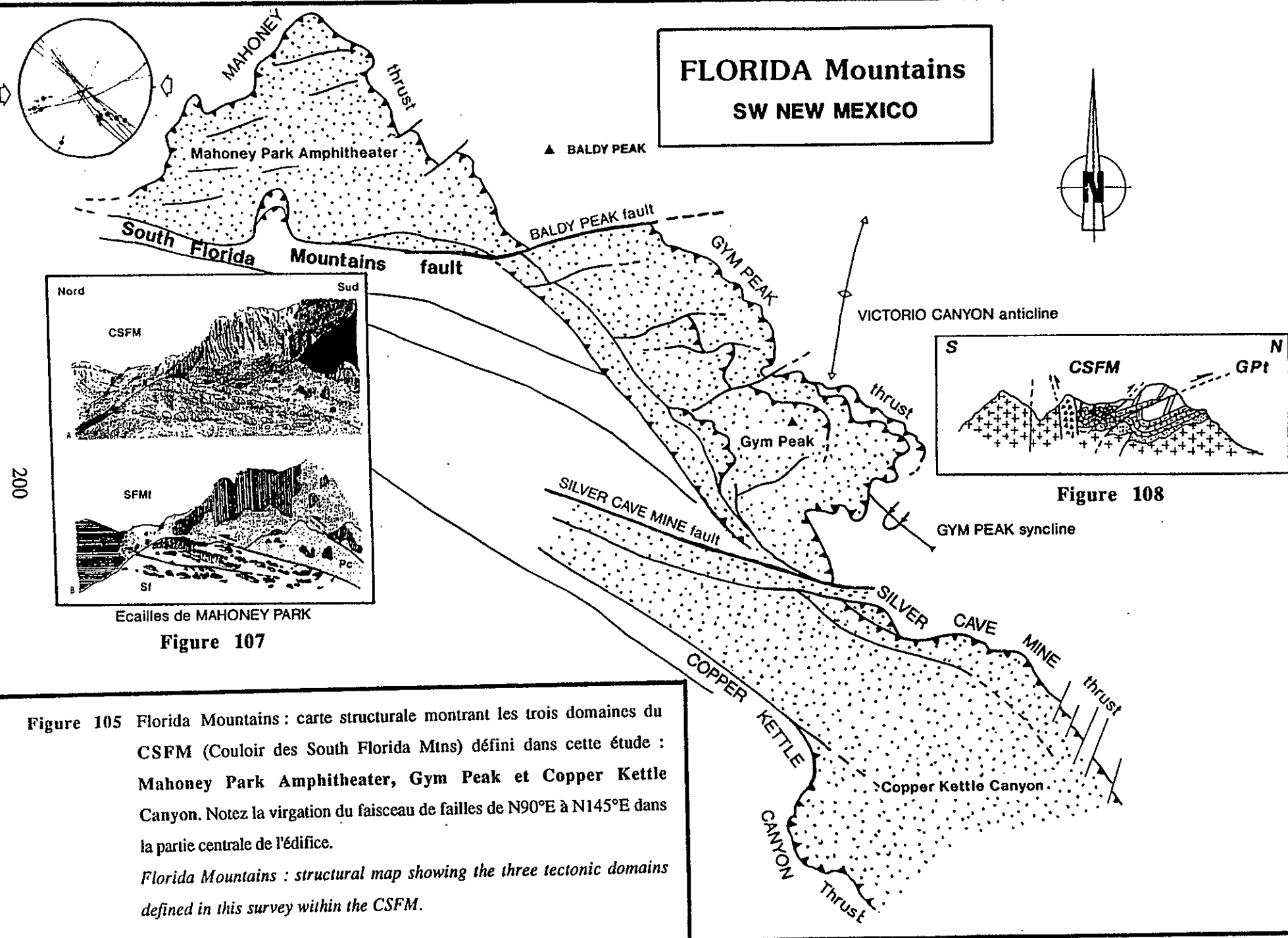


Figure 105 Florida Mountains : carte structurale montrant les trois domaines du CSFM (Couloir des South Florida Mtns) défini dans cette étude : Mahoney Park Amphitheater, Gym Peak et Copper Kettle Canyon. Notez la virgation du faisceau de failles de N90°E à N145°E dans la partie centrale de l'édifice.

Florida Mountains : structural map showing the three tectonic domains defined in this survey within the CSFM.

Au Sud de l'autochtone des Florida Mountains, les accidents du CSFM permettent de distinguer trois secteurs géologiques présentant une structuration laramienne caractéristique : Mahoney Park Amphitheater à l'ouest, Gym Peak au centre et Copper Kettle Canyon au débouché oriental du CSFM (Fig. 105).

. L'autochtone des Florida Mountains

Il est représenté par le Paléozoïque reposant sur le socle ; occupant le flanc oriental de l'anticlinal orégonien de Gym Peak, il présente un azimuth général à N0°E - N20°E. Vers le sud, à l'approche du CSFM, il est impliqué dans le synclinal déversé laramien de direction N90°E à N100°E de Gym Peak. Le Paléozoïque est pris en écharpe par la Formation Ringbone discordante qui affleure essentiellement au Nord du CSFM (Fig. 59). L'analyse séquentielle de cette molasse a permis de mettre en évidence une variation lithologique transversalement au CSFM témoignant de l'existence d'une zone d'apport terrigène provenant de ce couloir limité vers le sud par le Florida-Burro Uplift (Fig. 80). La Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur repose en discordance angulaire sur le Paléozoïque et le Crétacé supérieur déformés ; elle scelle ainsi les structures laramiennes.

. La déformation laramienne dans le Mahoney Park Amphitheater :

Les relations structurales entre le socle et le Paléozoïque y sont complexes (Fig. 106) ; la limite méridionale du

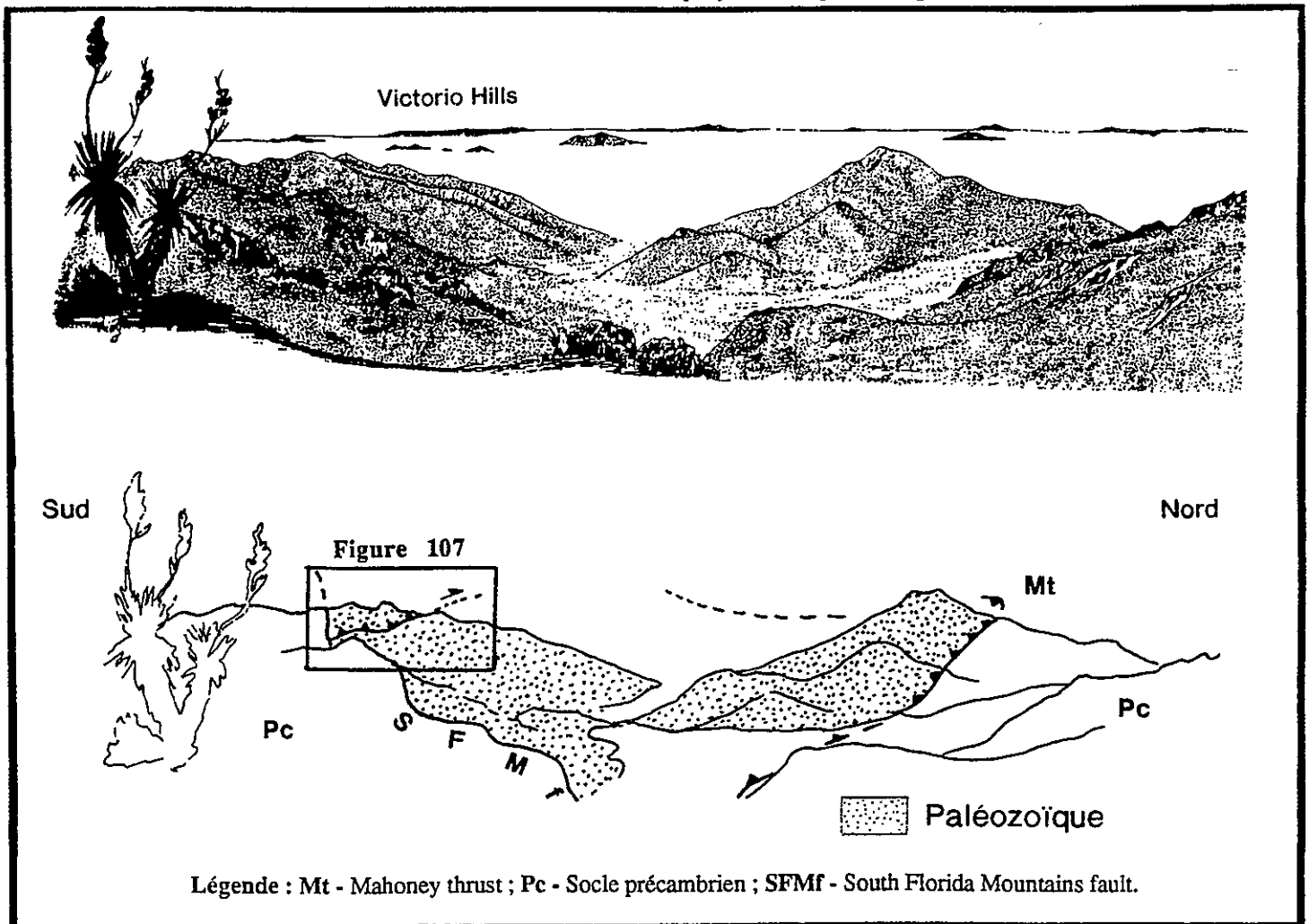


Figure 106 Mahoney Park Amphitheater : panorama et habillage structural.

Mahoney Park Amphitheater : panorama and structural interpretation.

domaine est soulignée par la SFMf relayée vers l'est par la Baldy Peak fault. Leurs surfaces sont à fort pendage comme en témoigne le tracé rectiligne. Dans un des reliefs, des écaillles de socle à vergence nord reposent sur la Formation Fusselman. Les plans de chevauchement montrent des variations de pendage caractéristiques ; d'abord horizontaux, ils se redressent progressivement pour converger en profondeur sur l'accident subvertical de la SFMf (Fig. 107).

Des stries relevées sur des plans de failles orientés à $N90^{\circ}E$ - $N100^{\circ}E$ et affectant le socle en bordure du CSFM, témoignent de mouvements transcurrents le long de la SFMf ; le régime de contrainte admet une direction compressive $O1$ à $N90^{\circ}E$ (cf. stéréogramme de la Fig. 105).

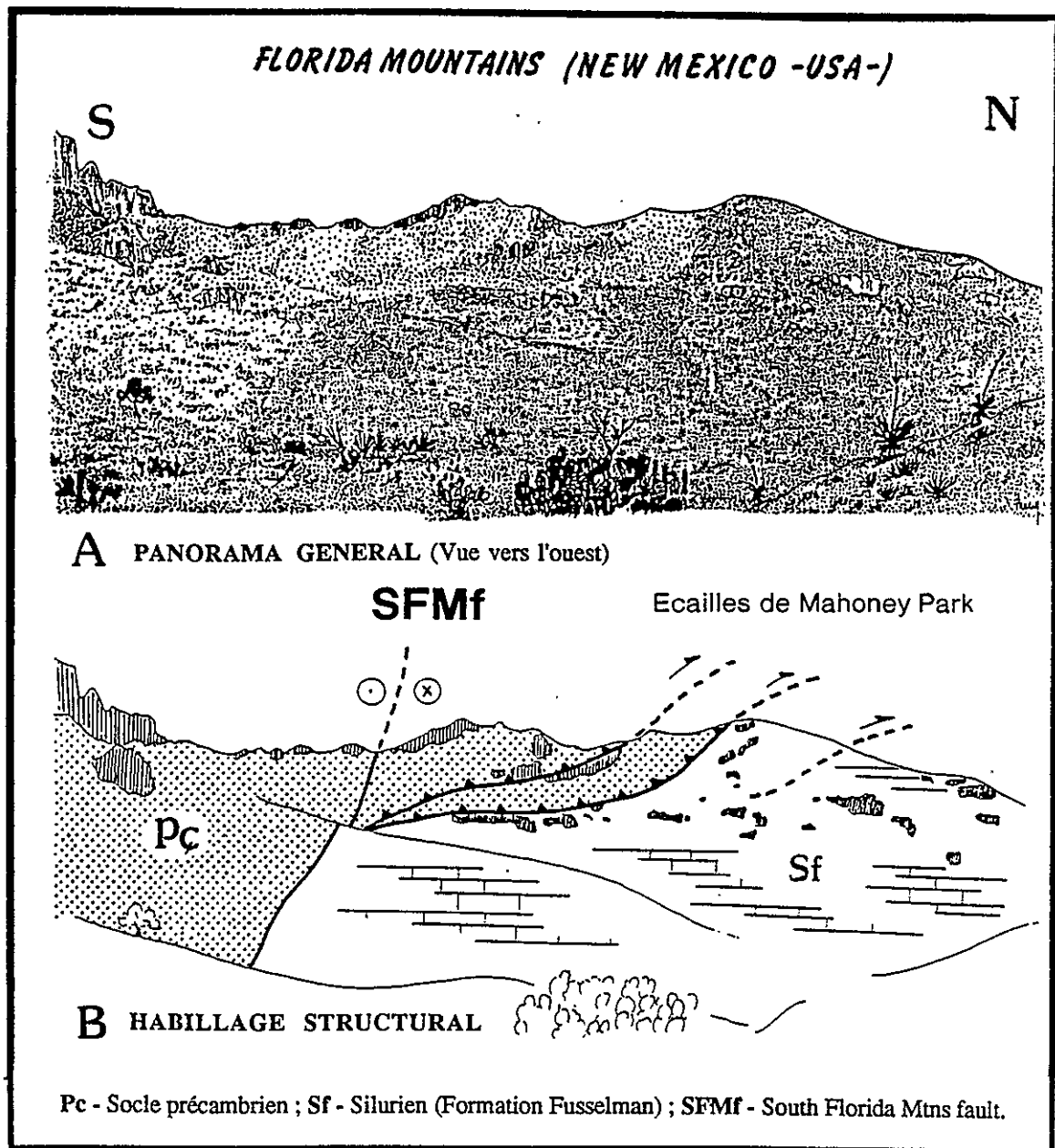


Figure 107 Mahoney Park Amphitheater.: les écaillles chevauchantes de Mahoney Park.
 Mahoney Park Amphitheater : the Mahoney Park tectonic slices.

La limite septentrionale du secteur est marquée par l'accident de Mahoney thrust qui amène le Paléozoïque sur des syénites précambriennes. Il est intensément minéralisé et jalonné de nombreuses mines ; des plans de failles striés et des indices de mouvements transcurrents sont signalés (Clemens, 1985). Le Mahoney thrust est interprété comme un ancien accident de socle en transtension réactivé au cours de la phase laramienne et repris en inversion tectonique dans un régime en transpression. Cette hypothèse est appuyée par les variations d'épaisseur relevées dans le Paléozoïque du SW du Nouveau-Mexique et liées à un régime en transtension avec des haut-fonds limités par des failles distensives (*cf. supra*).

. La déformation laramienne dans le secteur de Gym Peak

Ce secteur central est limité (Fig. 108) :

- + au nord, par le décrochement sénestre EW de Baldy Peak qui prolonge vers l'est le SFMf ;
- + au sud, par la Silver Cave Mine fault qui s'achève vers l'ouest sur le CSFM intensément bréchifié ;
- + à l'est, par le chevauchement à vergence nord à nord-est de Gym Peak ;
- + à l'ouest, par le CSFM bordé par une faille inverse NW-SE à vergence SW et fortement redressée.

Le chevauchement de Gym Peak affecte le Paléozoïque ; décalé par des décrochements transverses sénestres orientés N70°E - N80°E, il amène la Formation Fusselman sur le Paléozoïque déformé en un synclinal laramien de direction N110°E - N120°E dont le coeur est occupé par du Silurien : le synclinal de Gym Peak renversé vers le N-NE. Vers le NW, du fait de l'enneigement vers le sud de l'anticlinal crétacé supérieur de Victorio Canyon érodé jusqu'au socle, le chevauchement met en contact le Silurien avec des roches plus anciennes. Ces relations structurales ne peuvent s'expliquer que par la superposition de la phase compressive orégonienne à l'origine de plis subméridiens et de la phase laramienne responsable des chevauchements à vergence N-NE ; le motif cartographique du Paléozoïque sur le versant septentrional de Gym Peak témoigne de ces interférences tectoniques (Ramsay, 1967).

Le synclinal renversé de Gym Peak est bien visible sous le sommet du même nom. Son flanc inverse ployant les carbonates massifs de la Formation Fusselman est fortement laminé sous le Gym Peak thrust interprété comme une faille inverse de type pli-faille. En prenant comme référence les couches du Silurien, on estime sa flèche à 300 mètres.

La limite SW du secteur de Gym Peak est un couloir intensément déformé et mylonitisé avec des brèches à éléments de socle et de Paléozoïque. De profondes gorges entaillent ce couloir, rendant son accès périlleux ; aussi son tracé a-t-il été obtenu par photo-interprétation. Nous l'interprétons comme une faille inverse de socle fortement pentée vers le NE comme en témoigne son tracé rectiligne présentant des indentations vers le NE très ouvertes au passage des vallées.

La déformation dans le secteur de Gym Peak est caractérisée par des pli-failles à vergence N-NE s'enracinant le long d'un faisceau d'accidents sub-verticaux N130°E-N140°E à composante essentiellement compressive. Avec les accidents subverticaux occidentaux à vergence SW, une double vergence est acquise dans ce secteur. Les directions de l'axe du synclinal de Gym Peak, des accidents décrochants et du pli-faille de Gym Peak sont compatibles avec un régime de contraintes compressive Q1 orientée à N70°E. Ces structures sont enserrées entre les accidents décrochants N80°E-N100°E de Baldy Peak au nord et de SFMf au sud ; ils sont donc postérieurs aux structures compressives de Gym peak qu'elles recoupent.

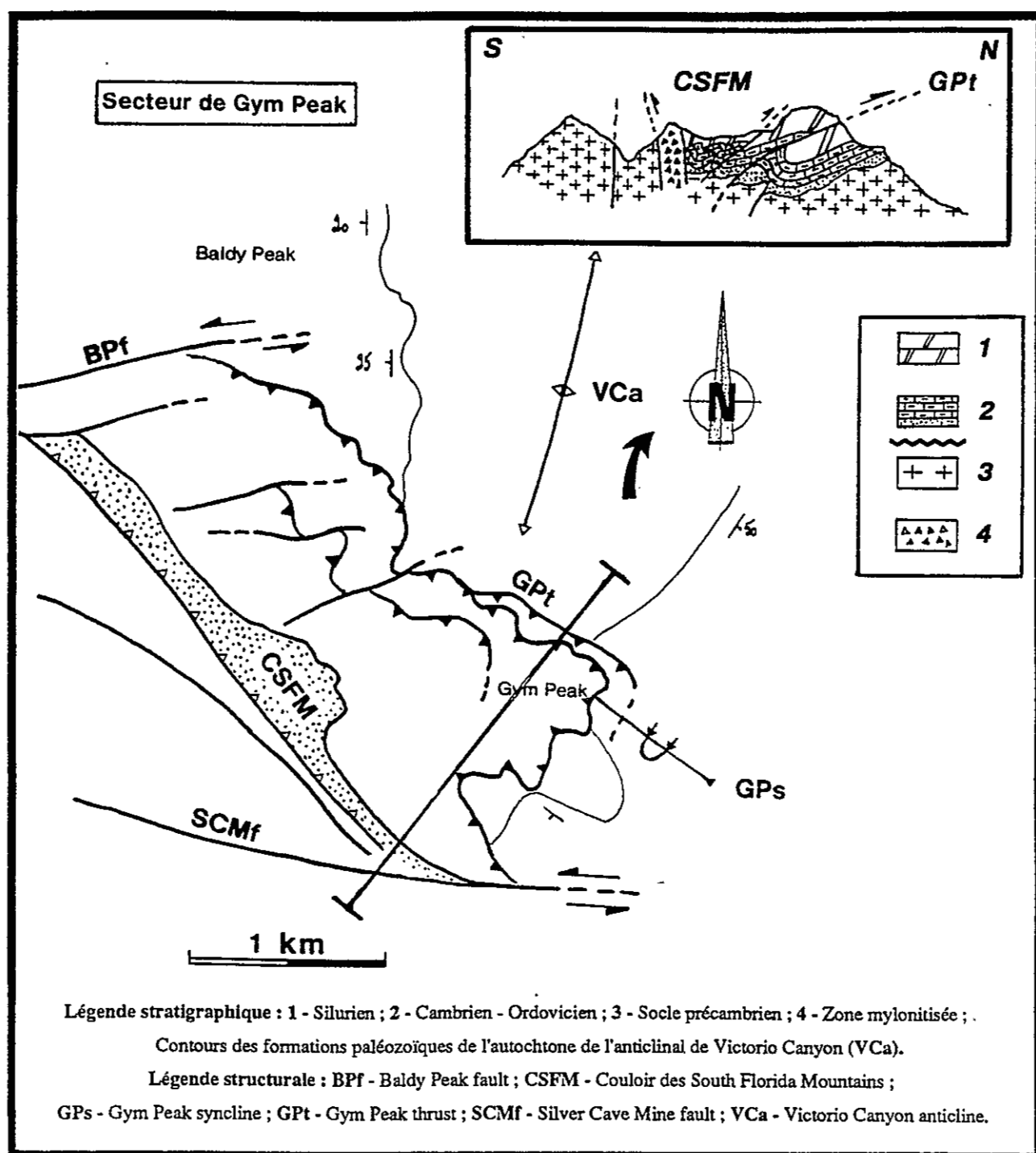


Figure 108 Gym Peak : carte structurale et coupe géologique.
Gym Peak : structural map and geological cross section.

. La déformation laramienne dans le secteur de Copper Kettle Canyon

Situé à l'extrémité orientale du Couloir des South Florida Mountains, ce secteur est caractérisé par le double déversement des structures laramiennes réalisé par le Silver Cave Mine thrust (SCMt) au nord et le Copper Kettle Canyon thrust (CKCt) au sud (Fig. 109).

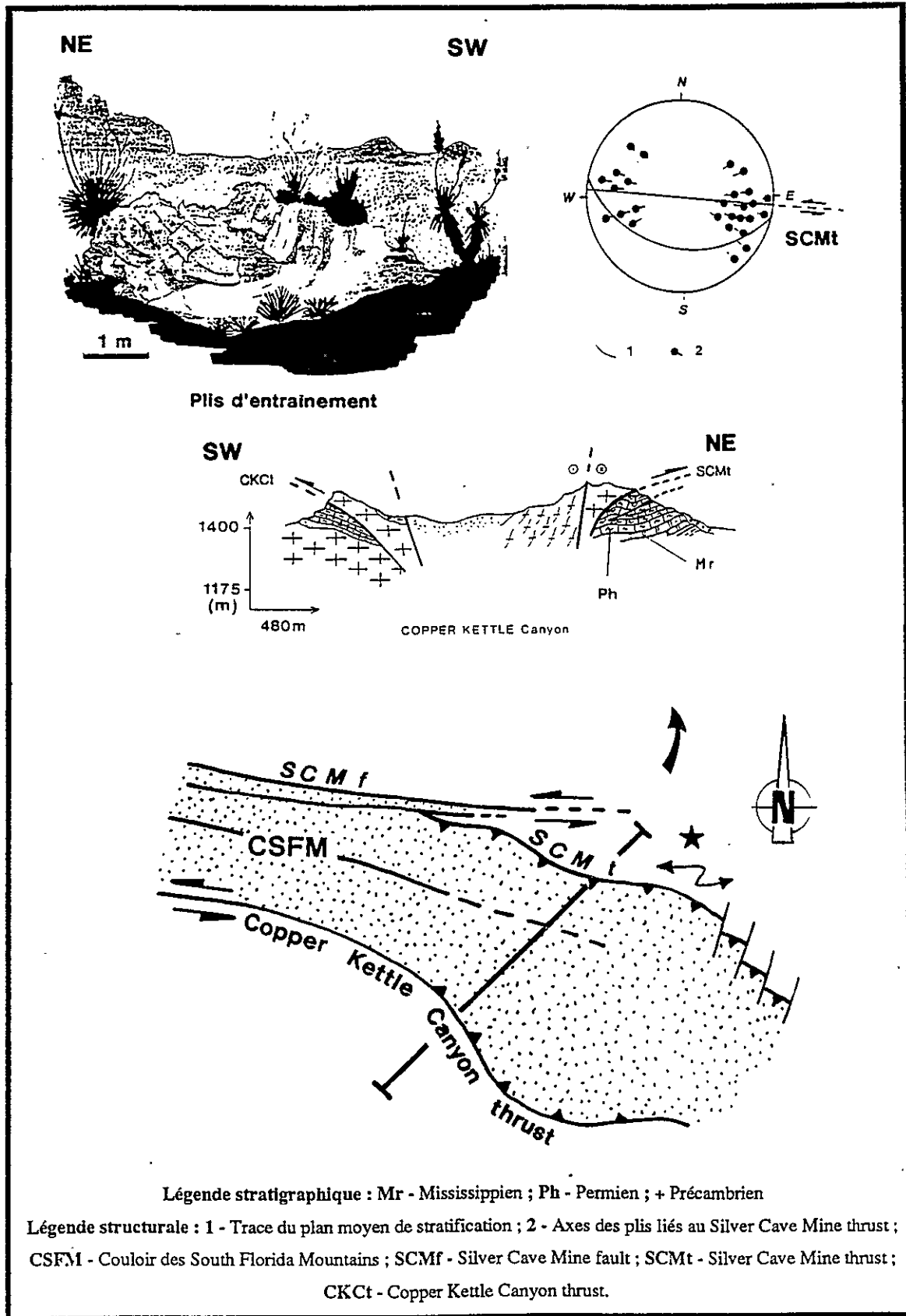


Figure 109 Copper Kettle Canyon : carte structurale, coupe géologique et plis à axes redressés.
Copper Kettle Canyon : structural map, geological cross section and drag folds.

Le SCMt est à vergence NNE et se suit aisément dans le secteur ; toutefois, vers l'est, il est perturbé par des failles sub-méridiennes du Basin & Range. Ce chevauchement amène le socle à reposer sur le Paléozoïque et le Crétacé supérieur affectés, le long de l'accident, de plis dissymétriques à tendance isoclinale. Leurs axes sont localement courbes et présentent de faibles plongements fortement dispersés dans le plan de stratification moyen de la Formation Hueco permienne ; leur direction est N105°E, c'est-à-dire oblique par rapport à la direction du SCMt (cf. stéréogramme de la Fig. 109). La géométrie des plis est compatible avec un mouvement transcurrent sénestre le long de l'accident de Silver Cave Mine qui admet ainsi une composante décro-chevauchante avec un Ó1 à N90°E-N100°E.

Le CKCt à vergence SW amène le socle précambrien sur le Cambrien et l'Ordovicien. Il est bien visible dans une colline isolée mais se perd sous les alluvions quaternaires occupant le fond du canyon.

Vers l'ouest, ces deux chevauchements laramiens sont coalescents avec des accidents de socle sub-verticaux de direction N90°E à N100°E et interprétés comme appartenant à une lanière structurale à composante décrochante sénestre.

Ainsi des structures transcurrentes cohabitent dans le secteur de Copper Kettle Canyon : plis d'entraînement à axes sub-verticaux et décro-chevauchements. Elles sont interprétées comme le résultat d'une structuration attribuée à la transpression le long de failles en coulissage de direction N90°E à N100°E.

IV.2.4.c. Synthèse structurale

Les Florida Mountains révèlent un édifice laramien dont les structures sont concentrées dans un couloir tectonique défini et parcouru par un faisceau de failles subverticales de direction N90°E - N140°E. Elles présentent une nette virgation dans la partie centrale du chaînon et convergent en profondeur vers des failles de socle. Par ailleurs, les accidents EW recoupent les autres. Sur des coupes transversales sérieuses, on observe sur une même faille (Fig. 110) :

- + des variations de pendage ;
- + des variations de géométrie ;
- + des variations des rejets verticaux en sens et en amplitude.

Trois secteurs structuraux caractérisés par une double vergence et affectant le socle, le Paléozoïque et le Crétacé supérieur sont distingués (Fig. 110) :

- + le secteur central de Gym Peak montrant des structures strictement compressives dont le pli-faille de Gym Peak à vergence NE qui complique le synclinal renversé de Gym Peak. Ces structures sont compatibles avec un Ó1 à N70°E ;
- + les secteurs de Mahoney Park Amphitheater et de Copper Kettle Canyon, situés aux extrémités occidentale et orientale de cette zone, montrent une structuration tardive attribuée à un mécanisme de transpression le long de décrochements sénestres EW reprenant les structures du secteur précédent.

Cette organisation structurale présentant une zone d'inflexion contraignante encadrée par deux domaines en transpression s'explique par la superposition dans le temps et l'espace d'un régime de contrainte d'abord purement compressif engendrant des structures tangentielles s'enracinant rapidement dans le socle, puis transpressif caractérisé par des structures décro-

chevauchantes. La transpression observée peut être liée à une obliquité tardive du mouvement relatif des deux compartiments de part et d'autre de la zone décrochante dont la SFMf est un représentant. Ce phénomène est illustré dans les Florida Mountains par une virgation du faisceau de failles qui engendre le secteur central de Gym Peak.

Il ressort de cette étude que la structuration laramienne des Florida Mountains est acquise, tout comme dans les Animas et Hatcher Mountains, dans un régime tectonique d'abord compressif puis transpressif le long d'un couloir tectonique décrochant sénestre de direction N90°E à N140°E. La contrainte compressive σ_1 subit une rotation dans le sens horaire et passe de N70°E à N90°E-N100°E.

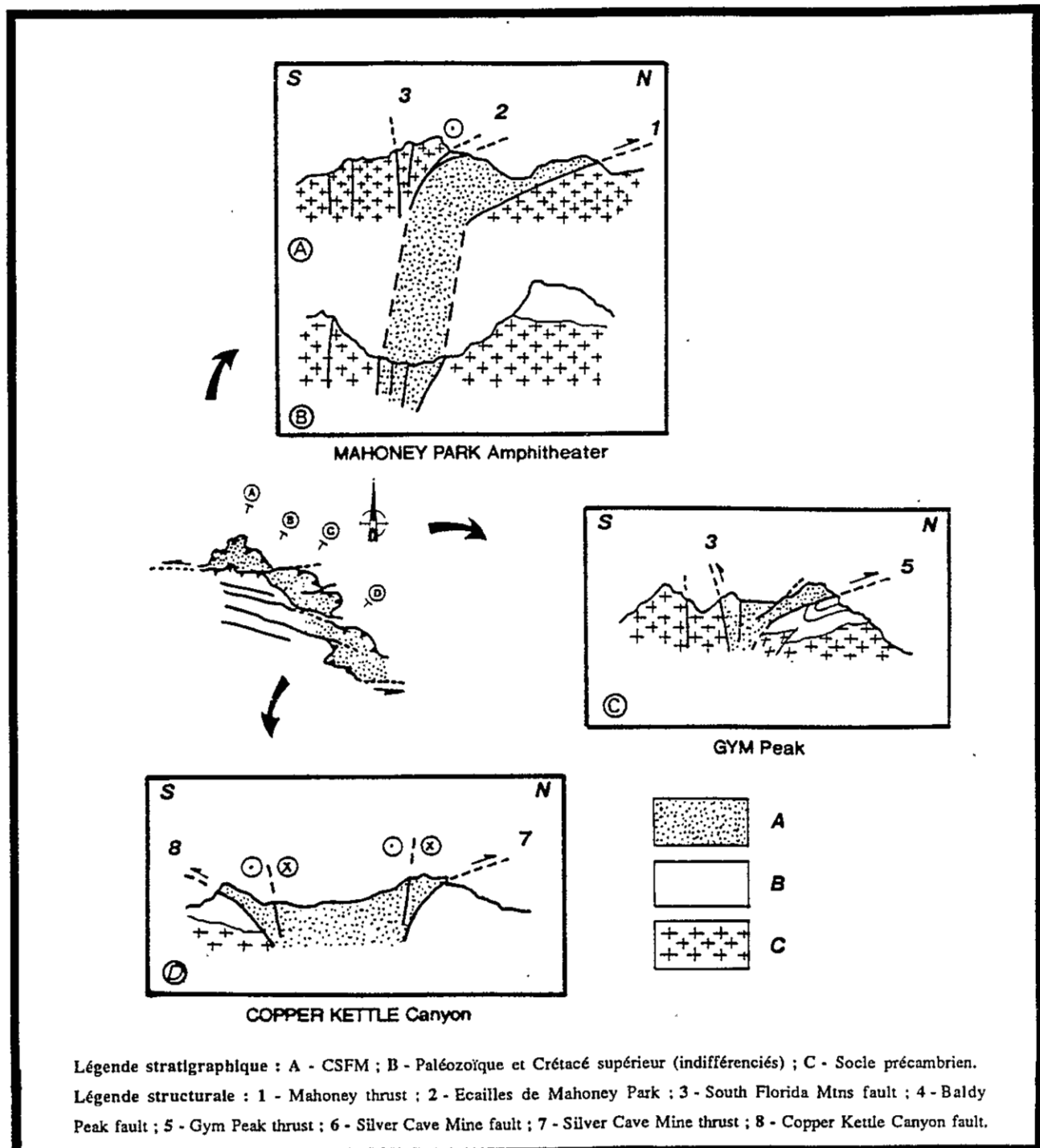


Figure 110 Florida Mountains : interprétation structurale du Couloir des South Florida Mtns (CSFM).

- Florida Mountains : structural interpretation of the "Couloir des South Florida Mountains".

IV.2.5. La Sierra Boca Grande

Située à 60 km au SE des Little Hatched Mountains, elle constitue la terminaison NW d'un édifice montagneux de 85 km de long (le Boca Grande trend), de direction NW-SE (Zeller, 1965) et composé du Cerro la Cueva et des sierras de Los Chinos, de Enmedio, Santa Rita et el Cartucho (cf. carte en encart de la Figure 111).

IV.2.5.a. Généralités et travaux antérieurs

Les travaux géologiques sont peu nombreux. Citons les rapports de PEMEX (Petroleos Mexicanos) et les études de l'UTEP (University of Texas at El Paso) supervisées par le Professeur R.Dyer (Brown, 1985 ; Brown & Dyer, 1985 & 1986 ; Guthrie, 1987).

La structure laramienne du Boca Grande trend est interprétée comme une déformation compressive selon une direction de raccourcissement $N60^{\circ}E-N70^{\circ}E$ se traduisant par des plis et des chevauchements de faible amplitude à vergence SW. Il ressort de ces travaux que la structure majeure est l'Anticlinal Grande de direction $N115^{\circ}E$ armé par le Permien (Fig. 111). Localement déversé vers le SW, il se suit sur plus de 40 km et est compliqué de failles inverses à vergence SW.

Par ailleurs, ses flancs sud et nord sont affectés par des failles normales du Basin and Range de direction $N115^{\circ}E$. Elles amènent le Permien sur le Crétacé inférieur qui occupe le coeur de deux synclinaux laramiens : au NW, le Sinclinal Enmedio et au SE, le Sinclinal el Cartucho déjeté vers le SW.

IV.2.5.b. La présente étude

Un levé de carte au 1/50 000 de la Sierra Boca Grande et du Cerro la Cueva permet de suivre l'évolution vers le NW des structures laramiennes décrites au sud (cf. Planches hors-texte PL8 & PL9).

. Age des structures observées

Des plis, des chevauchements, des failles inverses et des accidents transverses décrochants attribués à la phase laramienne affectent le Crétacé inférieur et le Crétacé supérieur (Fig. 112).

. Les plis

Ils sont fréquents dans la sierra et peuvent être regroupés en deux familles :

- + des plis de direction générale $N150^{\circ}E$, structures majeures qualifiées de 1^{er} ordre ;
- + des plis à $N30-40^{\circ}E$ de taille plus réduite à axes redressés, accidents de 2^{ème} ordre.

Les plis de 1^{er} ordre sont armés par les carbonates de la Formation U-Bar qui dessinent des charnières de 10 à 40 mètres de fermeture. Le report des pôles des plans de stratification dans des diagrammes stéréographiques témoignent de pendages faibles vers le NE et le SW ; les mesures sont concentrées vers le centre des cadrans et réparties sur de grands cercles orientés NE-SW dont les pôles indiquent que l'axe moyen des plis plonge de 15° au $N150^{\circ}E$ (cf. stéréogrammes de la Figure 112). Ce résultat est confirmé par les mesures directes effectuées

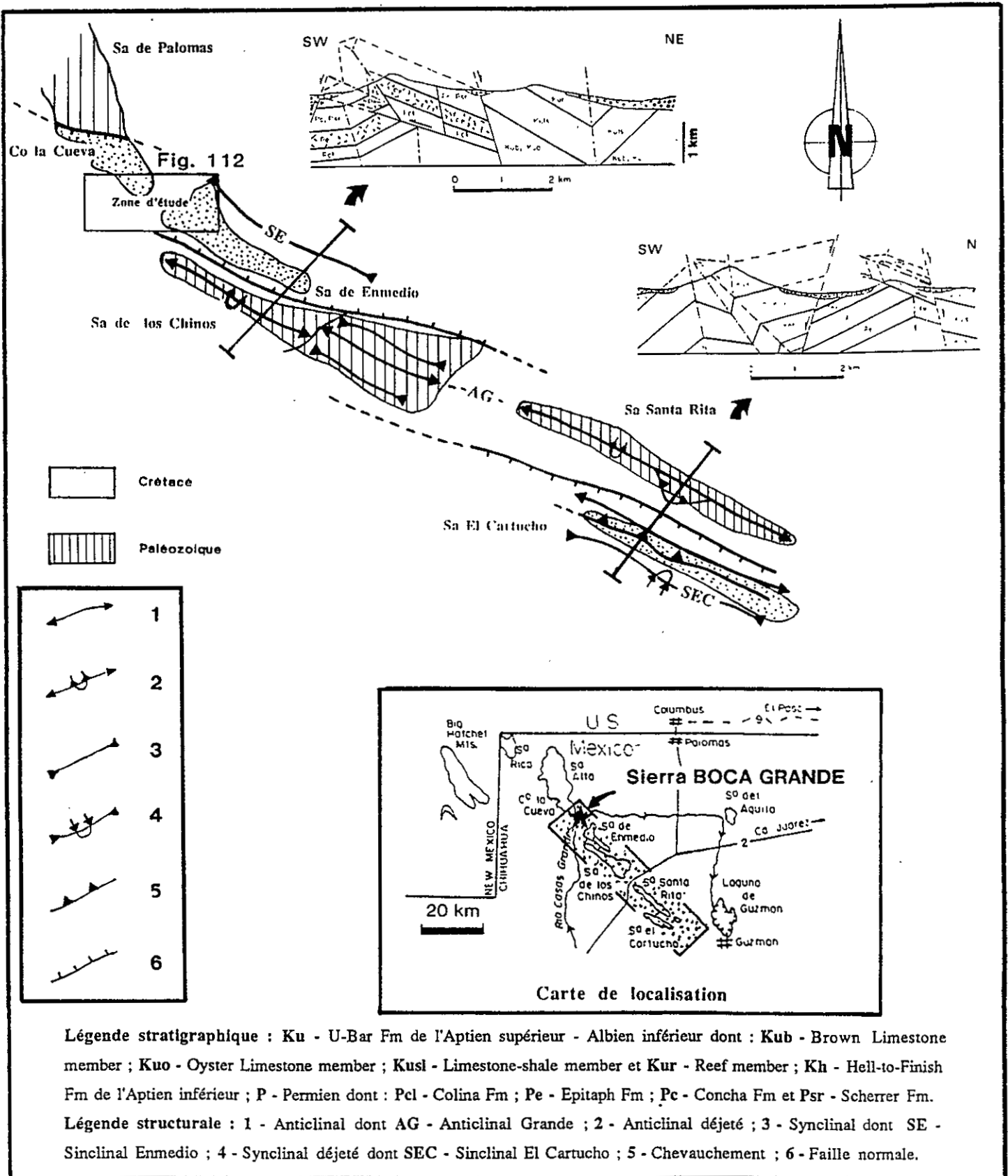


Figure 111 Le Boca Grande trend : carte structurale et coupes (modifiée d'après Brown & Dyer, 1987).

The Boca Grande trend : structural map (modified from Brown & Dyer, 1987).

sur les charnières (Fig. 113). Par ailleurs, ces plis SE-NW présentent une géométrie dissymétrique :

- + dans le SW de la sierra, les flancs occidentaux des anticlinaux étant plus redressés que les flancs orientaux, les plis sont déjetés vers le SW (cf. coupes B & C ; PL9) ;
- + dans le NE, les flancs orientaux étant les plus redressés, le déversement des plis est vers le NE.

Ces structures présentent une double vergence et sont compliquées de failles chevauchantes et de décrochements tardifs. Il convient de noter que certains de ces plis à N150°E sont d'échelle métrique et disposés en échelon le long de la faille subverticale de Boca Grande orientée N125°E ; leur obliquité témoigne d'un jeu décrochant sénestre.

Les plis de 2ème ordre sont représentés par des structures affectant le Crétacé en bordure d'accidents subverticaux de direction N60°E. Les plis étudiés près du Rancho Boca Grande affectent les conglomérats de la Formation Ringbone ; leurs pôles de stratification sont regroupés dans le cadran NE des diagrammes strééographiques selon une ellipse s'alignant sur un grand cercle de direction NW-SE (Fig. 114) ; cette répartition montre que la stratification locale est orientée à N30°E-N40°E et que les pendages sont généralement vers le NW. Par ailleurs, le pôle des grands cercles indique une direction axiale des plis plongeant de 15° à 50° vers le SSW (N210°E). Ils sont généralement dissymétriques et parfois renversés vers le SE ; leur forme en «Z» est compatible avec un mouvement décrochant dextre le long des accidents à N60°E.

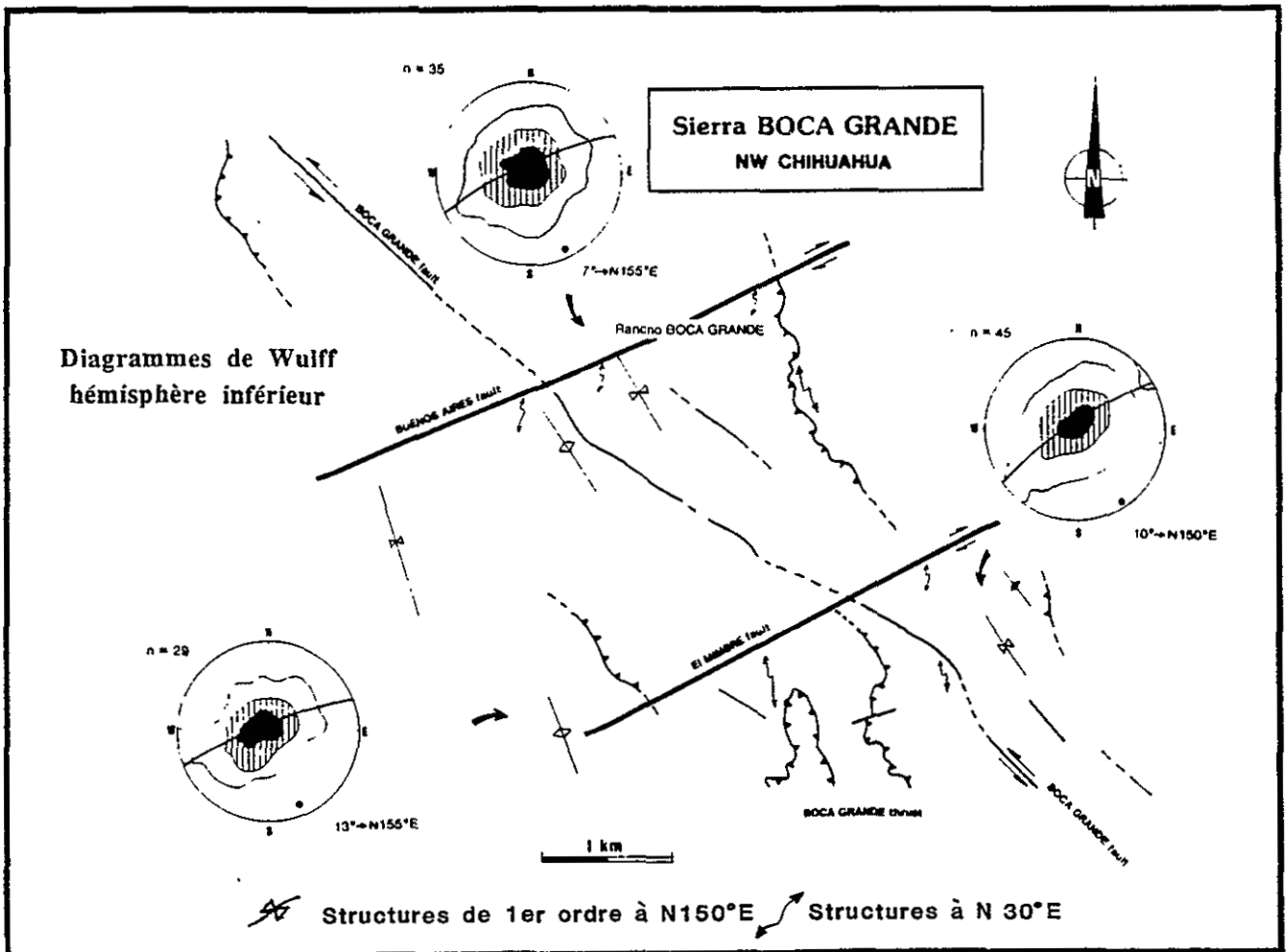


Figure 112 Sierra Boca Grande : carte structurale et diagrammes de densité des plans de stratification du Crétacé.

Sierra Boca Grande : structural map and contoured density plot of Cretaceous strata.

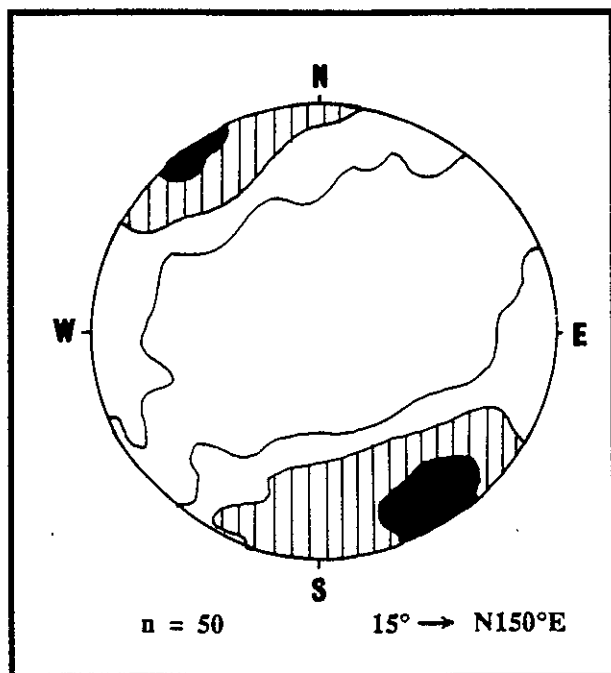


Figure 113

Sierra Boca Grande : diagramme de densité des axes de plis du 1^{er} ordre mesurés sur les charnières donnant un plongement moyen de l'axe de 15° vers le SE.

Sierra Boca Grande : contoured density plot of 1st order folds axes showing that the average fold plunges 15° to the Southeast.

. Les failles inverses et les chevauchements

Ces structures se traduisant par des redoublements de série sont observées dans les bancs carbonatés compétents du Crétacé inférieur. Leur contrôle cartographique est bon, surtout dans la partie SE de la sierra où le Boca Grande thrust à vergence SW et de direction N160°E se suit à la base de la barre sommitale des calcaires récifaux de la Formation U-Bar (Fig. 112). La flèche de ce chevauchement est estimée au moins à 2 km comme le suggère la présence d'une klippe (cf. Coupe D ; PL 9). Les variations significatives et progressives du pendage du plan de faille témoignent d'un enracinement en profondeur du Boca Grande thrust. Vers le nord, son tracé devient parallèle à la Boca Grande fault de direction N125°E. Les virgations dessinées par les structures tangentielles aux abords de l'accident décrochant et les troncatures observées indiquent que les décrochements sont tardifs.

Au Nord de la sierra, seuls affleurent quelques chicots montagneux ; il devient alors difficile d'apprécier la continuité des chevauchements (Fig. 112). Toutefois, au NE de la combe du Rancho Boca Grande, un accident à vergence NE affecte les Formations Ringbone et U-Bar ; il s'amortit rapidement vers le SE dans un anticlinal (cf. coupes B & C ; PL9). Des chevauchements à vergence SW sont par ailleurs présents près de l'Arroyo el Mimbres et dans le Cerro la Cueva ; ils affectent les flancs de plis déjetés vers le SW et sont interprétés comme des failles inverses de faible recouvrement.

Ainsi, la double vergence des structures observées dans les plis se retrouve dans les chevauchements.

. Les accidents décrochants

Ils sont représentés par la Boca Grande fault de direction N125°E et par les El Mimbres fault et Buenos Aires fault de direction N60°E (Fig. 112).

Les plis d'axes N150°E en échelons le long de la faille de Boca Grande indiquent, pour celle-ci, un décrochement séneestre N125°E.

Par contre, un jeu décrochant dextre est indiqué par les stries à faible pitch observées sur les plans de failles jalonnant les accidents à N60°E. Il est confirmé par la présence de plis à N30°E.

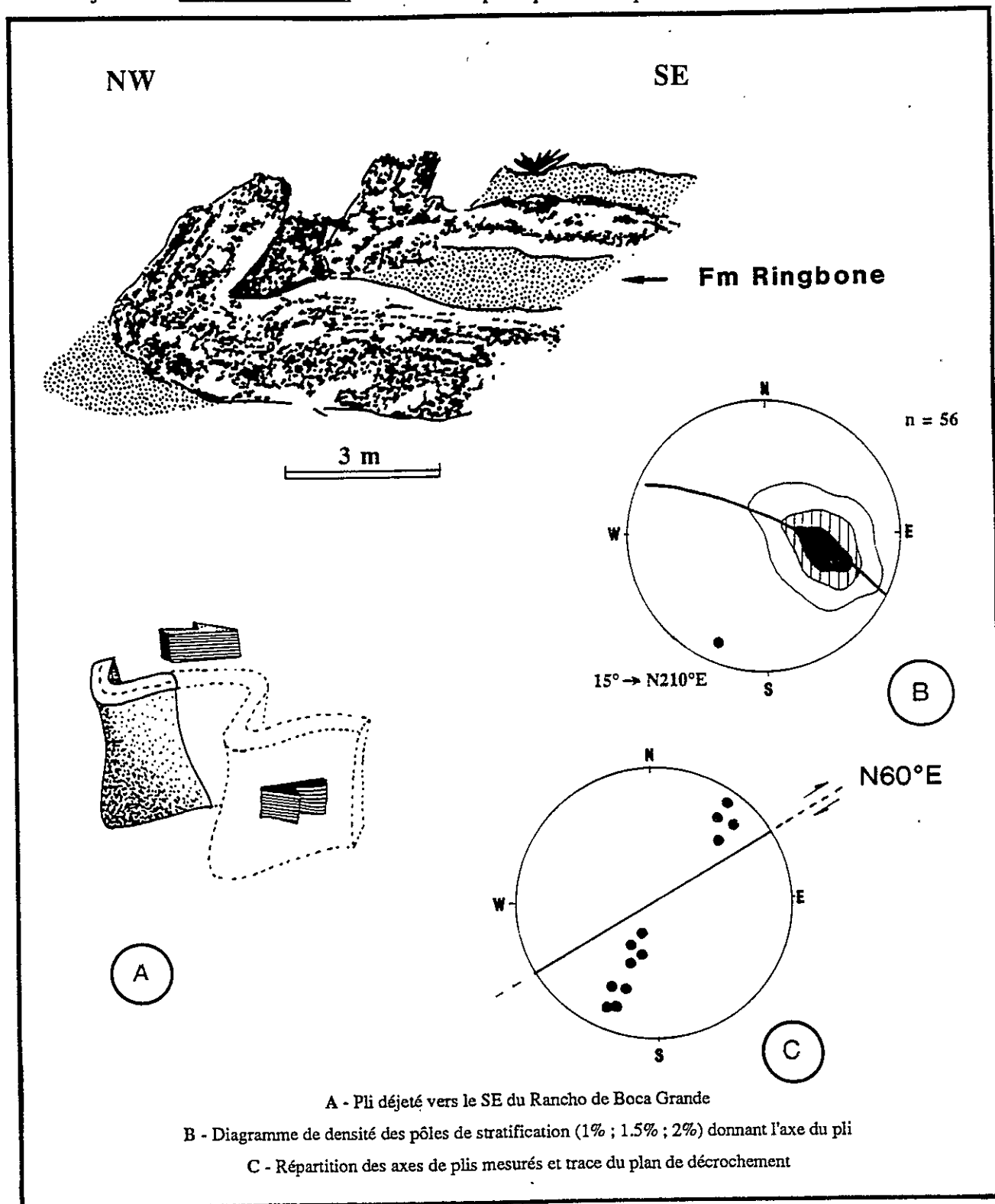


Figure 114 Sierra Boca Grande : plis d'entraînement le long de décrochements.

Sierra Boca Grande : drag folds along strike-slip faults.

Ces décrochements conjugués sont compatibles avec des contraintes en transpression avec un Ó1 à N90°E-N100°E.

IV.2.5.c. Synthèse structurale

L'intégration de ces résultats dans le schéma structural du Boca Grande trend proposé par Brown & Dyer (1987) entraîne plusieurs commentaires (Fig. 115) :

+ les plis de 1er ordre à N150°E observés dans la Sierra Boca Grande se raccordent au train de plis N115°E décrit dans l'ensemble du Boca Grande trend (Brown & Dyer, 1987) ; une virgation des structures chevauchantes à l'approche du décrochement sénestre de Boca Grande apparaît ainsi dans l'édifice montagneux ; elles lui sont donc antérieures ;

+ les failles orientées N115°E-N120°E découpant le Boca Grande trend en lanières structurales parallèles sont sujettes à caution ; leur présence et leur tracé ne sont appuyés que sur des dépressions morphologiques de direction N120°E de part et d'autre desquelles le Crétacé et le Paléozoïque sont mis en regard. Au cours de la phase distensive du Basin and Range, ces accidents, dont le rejet est estimé à 1800 mètres, ont eu un jeu normal (Brown & Dyer, 1987). Au cours d'une mission de reconnaissance dans le SE de la Sierra de Enmedio, nous avons observé, dans le Crétacé inférieur jalonnant la Boca Grande fault, plusieurs plans de faille pentés de 75° à 85° vers le SW et orientés N110°E à N120°E. Ils portent deux générations de stries (cf. stéréogramme situé en encart de la Figure 115) :

- des stries à faible pitch indiquant un décrochement sénestre. Ces stries subhorizontales semblent se superposer à certaines stries présentant des pitchs plus forts ;
- des stries à pitch très fort indiquant à la fois un jeu en faille normale et un jeu en faille inverse. Pour celles-ci, aucun critère de superposition n'est visible ; toutefois, d'après la géologie régionale, il est logique d'attribuer les failles normales à la phase distensive tertiaire du Basin and Range.

Par ailleurs, en plus des stries, les décrochements sénestres sont confirmés par la présence, au voisinage immédiat, de plis métriques dont les axes sont très redressés.

Ces observations effectuées aux abords des failles NW-SE justifient l'existence, dans le Boca Grande trend, de deux événements compressifs laramiens suivis d'une distension au Néogène :

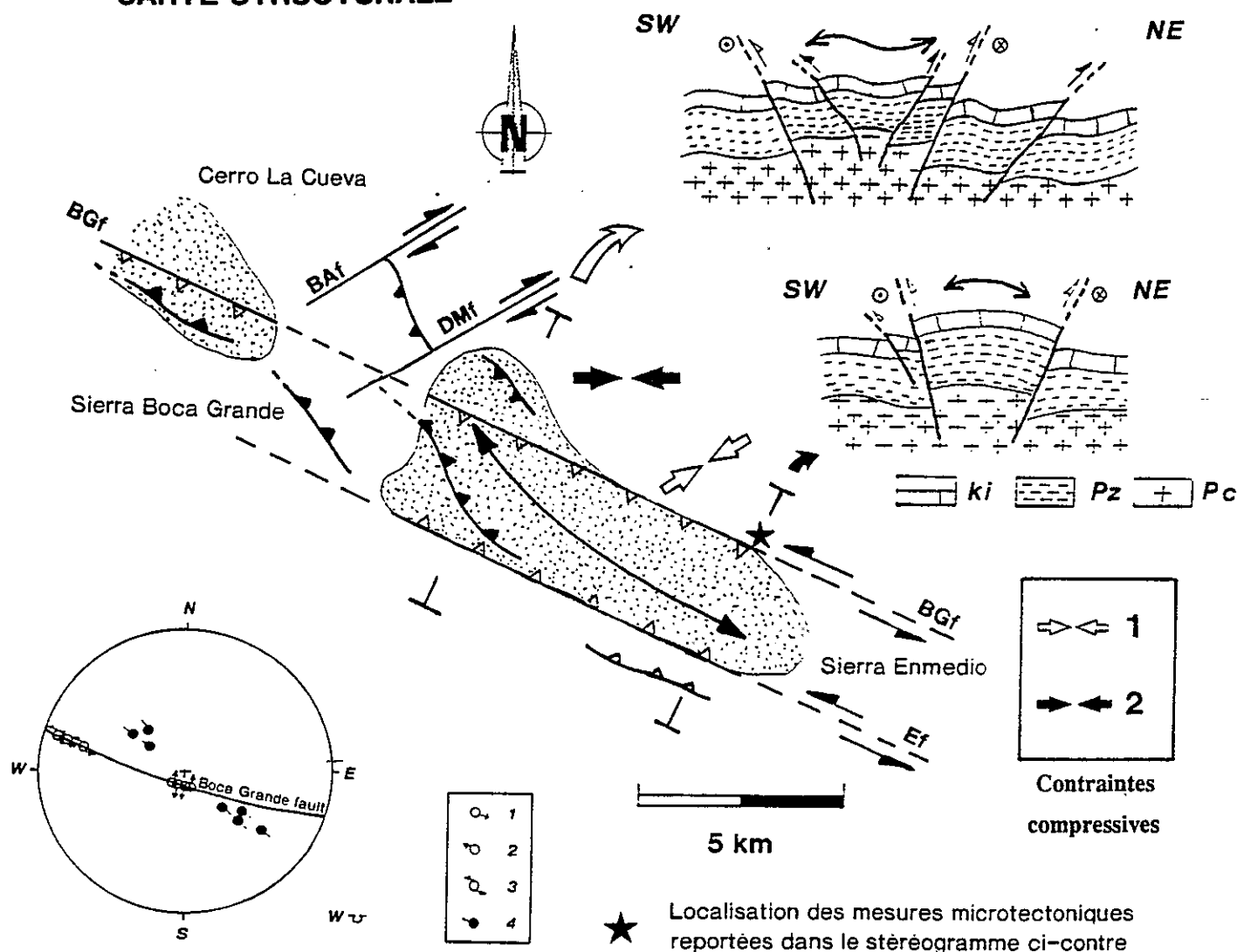
- un jeu compressif caractérisé par des failles inverses et des plis à N120°E ;
- un jeu transpressif se traduisant par des décrochements et des plis d'entraînement.

Les stries horizontales recoupent les autres stries (hormis celles propres au Basin and Range) et aucune strie à pitch intermédiaire n'a été observée. Les deux jeux laramiens ne sont donc pas contemporains et il n'y a pas de continuité structurale entre eux ; conformément à nos observations de terrain, il semble que la transpression soit tardive et se superpose ainsi à la compression (Fig. 115).

Une certaine homogénéité structurale caractérisée par une double vergence des structures apparaît ainsi le long du Boca Grande trend .

Un modèle tectonique avec deux régimes de déformation est proposé pour la structuration laramienne du Boca Grande trend : 1 - dans un premier temps, une phase compressive est responsable de plis et de failles inverses se développant dans un régime de contrainte avec un σ_1 orienté à $N65^\circ E - N70^\circ E$; 2 - plus tard, une phase transpressive, caractérisée par un σ_1 à $N90^\circ E - N100^\circ E$, reprend les accidents tangentiels antérieurs ; des décrochements et des structures à double vergence se développent alors, notamment dans la Sierra de Boca Grande.

CARTE STRUCTURALE



Légende stratigraphique : Ki - Crétacé (indifférencié) ; Pz - Paléozoïque (indifférencié) ; Pc - Précambrien.

Légende structurale : 1 à 3 - Stries dont : 1 - Faille normale ; 2 - Faille inverse et 3 - Décrochement sénestre ;

4 - Axe des plis d'entraînement ; Baf - Buenos Aires fault ; BGF - Boca Grande fault ;

DMf - Del Mimbres fault ; Ef - Enmedio fault.

Figure 115 Sierra Boca Grande, Sierra Enmedio et Cerro la Cueva : schéma structural et coupes.

Sierra Boca Grande, the Sierra Enmedio & the Cerro la Cueva : structural interpretation.

IV.2.6. La Sierra de Palomas

Située 10 km au Nord de la Sierra Boca Grande, elle est allongée selon la direction N120°E et se trouve dans le prolongement septentrional du Boca Grande trend (Brown & Dyer, 1987). Les contours actuels de la sierra sont sculptés par les failles normales NW-SE et NE-SW du Basin and Range (Fig. 116).

IV.2.6.a. La présente étude

Une carte de la chaîne a été récemment levée par Sivils (1988) dans le cadre du programme de recherche géologique du Nord de Chihuahua mené par le Professeur R. Dyer de l'UTEP (University of Texas at El Paso) ; dans ce travail descriptif, l'auteur note la présence de chevauchements à vergence SW s'enracinant rapidement en profondeur sur des accidents de socle. Leur signification tectonique reste à préciser et leur interprétation en «flower structure» demande à être étayée (R. Dyer, communication personnelle). Pour mieux saisir ces relations géométriques et pour avoir des données cohérentes permettant d'établir le lien avec nos travaux dans les sierras et ranges voisins, j'ai étudié en détail la partie SE du chaînon et en particulier, sur les conseils de Dyer, les structures des cerros la Hoya et Colorado (Fig. 116 & Planche hors-texte PL 8). Parallèlement, des coupes stratigraphiques ont été levées (Figures 31 à 34).

IV.2.6.b. Les structures compressives

Des plis et des failles inverses affectent le Paléozoïque supérieur de la Sierra de Palomas.

. Les plis

Deux familles sont présentes (Fig. 116) :

+ des plis décamétriques armés par les carbonates pennsylvaniens de la Formation Horquilla. Ils présentent une direction générale à N120°E et leur axe plonge en moyenne de 20° au N300°E (cf. Stérogamme # A de la Figure 117) ;

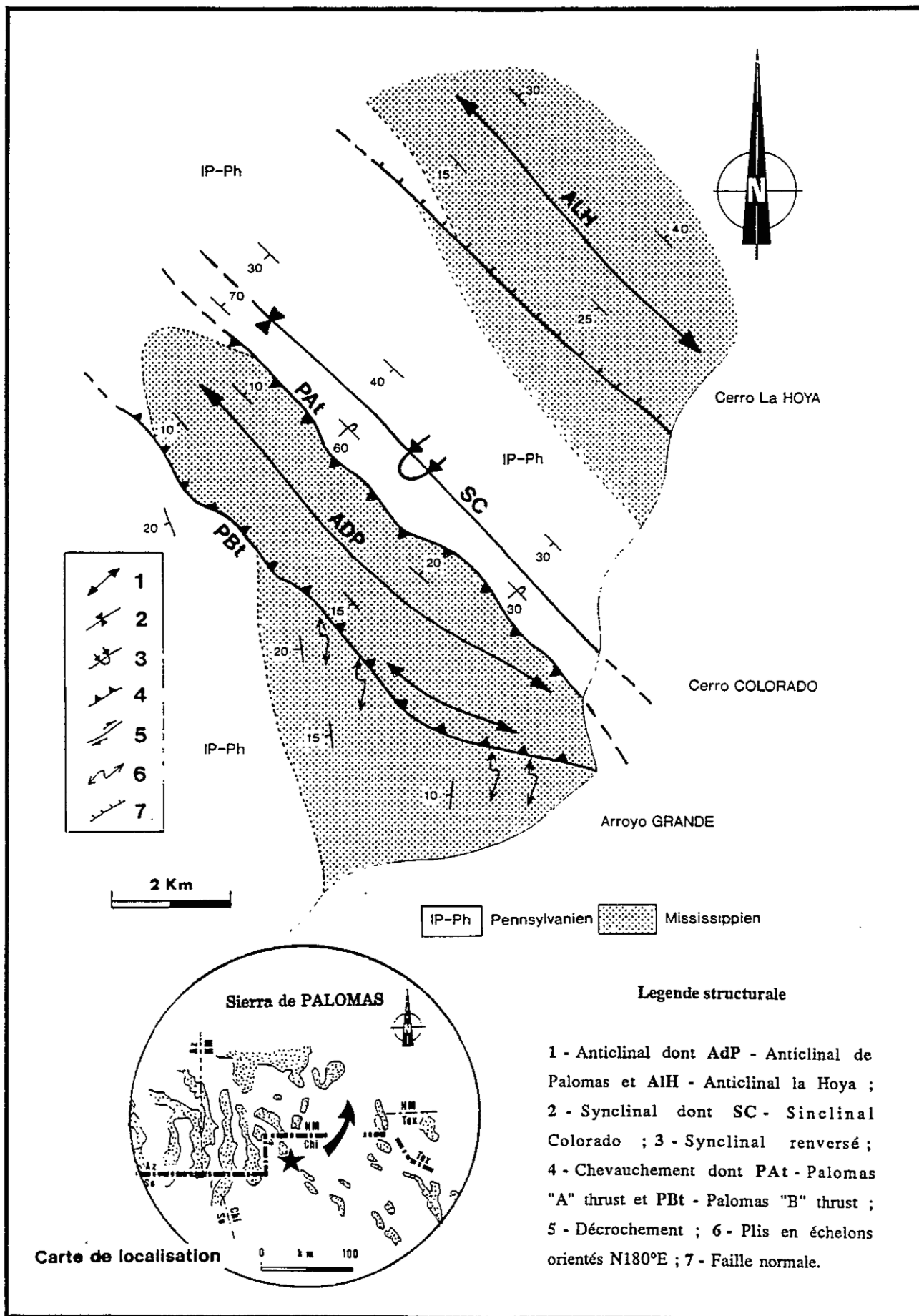
+ des plis métriques de direction NS disposés en échelons aux abords d'accidents décro-chevauchants. Ils sont décrits dans le chapitre suivant.

La structure majeure est le Sinclinal Colorado situé dans le cerro du même nom. De direction N115°E, son coeur est occupé par du Pennsylvanien (Fig. 33). Les polaires à la stratification s'alignent sur un grand cercle dont le pôle indique un axe moyen de plissement plongeant de 25° au N295°E (cf. Stérogamme # B de la Figure 117). Ce pli renversé vers le NE supporte sur son flanc SW l'échelle chevauchante du Palomas A thrust composée de Mississippien (Fig. 117). Vers le NE, le flanc nord du Sinclinal Colorado se raccorde à l'Anticlinal la Hoya de direction N120°E, légèrement déjeté vers le NE et érodé jusqu'au Mississippien. C'est sur cette structure qu'a été levée la coupe du Pennsylvanien (Fig. 33).

Vers le sud, un anticlinal de direction N120°E est enserré entre deux accidents chevauchants à vergences opposées : l'Anticlinal de Palomas.

. Les failles inverses et décro-chevauchantes

Elles sont à double vergence et situées dans le prolongement méridional de structures décrites plus au nord par



Sivils (1988) ; nous utilisons donc sa nomenclature (Fig. 116) :

- + le Palomas A thrust pour le chevauchement à vergence NE ;
- + le Palomas B thrust pour celui à vergence SW.

Ils amènent le Mississippien inférieur sur le Pennsylvanien avec une flèche estimée à 550 mètres. Leurs traces se suivent bien dans la morphologie ; elles sont soulignées par un ressaut topographique lié au contraste lithologique existant entre les calcaires à Crinoïdes de la Formation Escabrosa (Mississippien inférieur) et les calcaires à Fusulines de la Formation Horquilla (Pennsylvanien). Le Palomas A thrust plonge en moyenne de 45° vers le SW et le Palomas B thrust de 50° à 90° vers le NE, signant une double vergence. Les rejets deviennent de moins en moins importants vers le NW de la sierra témoignant de l'amortissement rapide des accidents. Vers le SE, le Palomas B thrust se redresse considérablement et tend à se rapprocher, au prix d'une virgation orientale, du Palomas A thrust (Fig. 116).

Des plis sont associés à ces chevauchements (Fig. 116) :

- + l'Anticlinal de Palomas, qui affecte en surface les carbonates de la Formation Escabrosa du Mississippien inférieur, se développe parallèlement aux Palomas A et Palomas B thrusts. Il s'enneie rapidement vers le NW ;
- + le Sinclinal Colorado, renversé vers le NE, est situé sous le Palomas A thrust. Son axe a la même direction que le chevauchement. Vers le NW, ses flancs se redressent tandis qu'il s'amortit à la faveur du plongement de son axe ;
- + les plis métriques sont dessinés dans les carbonates du Mississippien et du Pennsylvanien de l'Arroyo Grande, aux abords immédiats du Palomas B thrust. Ils sont droits, parfois légèrement déversés vers l'est ou l'ouest et disposés en échelons. Les axes d'orientation N180°E, s'infléchissent en crochons aux abords de l'accident, indiquant un jeu décrochant sénestre. Le report dans un stéréogramme des axes calculés à partir des polaires à la stratification montre cette virgation en crochons (cf. flèches en pointillé sur le Stéréogramme # C de la Figure 117). Par ailleurs, il n'y a pas correspondance entre les axes de part et d'autre de la faille ; les plis et le Palomas B thrust sont donc synchrones.

Il apparaît ainsi que des structures décrochantes et chevauchantes cohabitent aux abords des Palomas A et Palomas B thrusts.

IV.2.6.c. Age de la déformation

Les structures compressives NW-SE sont observées dans le Paléozoïque supérieur ; de même nature et de même direction que celles étudiées dans les sierras voisines, il convient de les attribuer à la phase laramienne.

IV.2.6.d. Synthèse structurale

Quatre coupes séries transversales permettent d'apprécier l'évolution dans l'espace de la déformation laramienne et, par là-même, de la caractériser (Fig. 118).

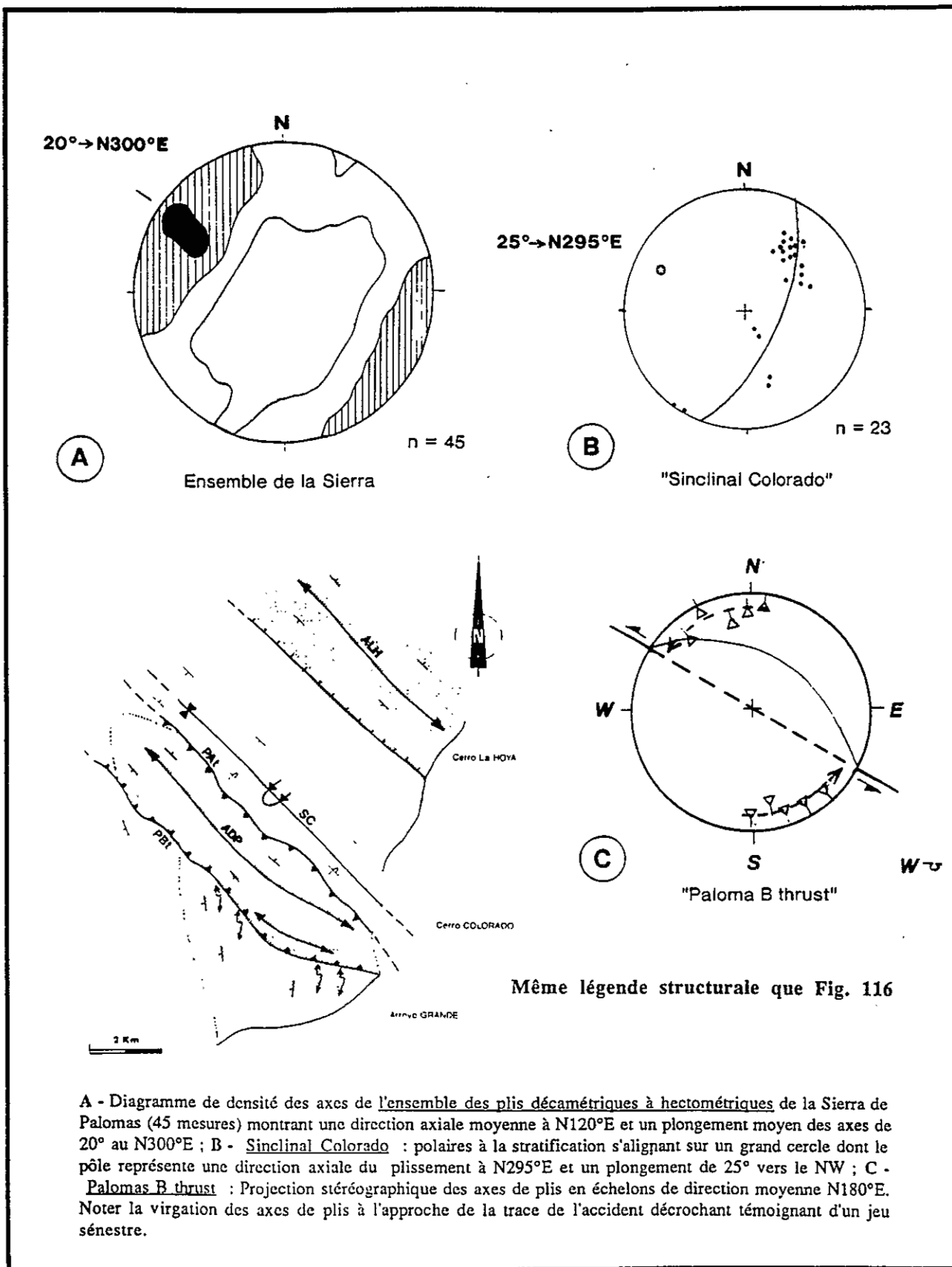


Figure 117 Sierra de Palomas : canevas stéréographiques.

Sierra de Palomas : stereonets.

+ Toutes les structures ont une direction N120°E; les accidents compressifs représentés par des plis, des failles inverses et des décrochements définissent un couloir tectonique large de 2 km dans lequel sont concentrées les déformations. L'Anticlinal de Palomas enserré entre les Palomas thrusts # A & # B et le Sinclinal Colorado renversé vers le NE en sont les représentants majeurs.

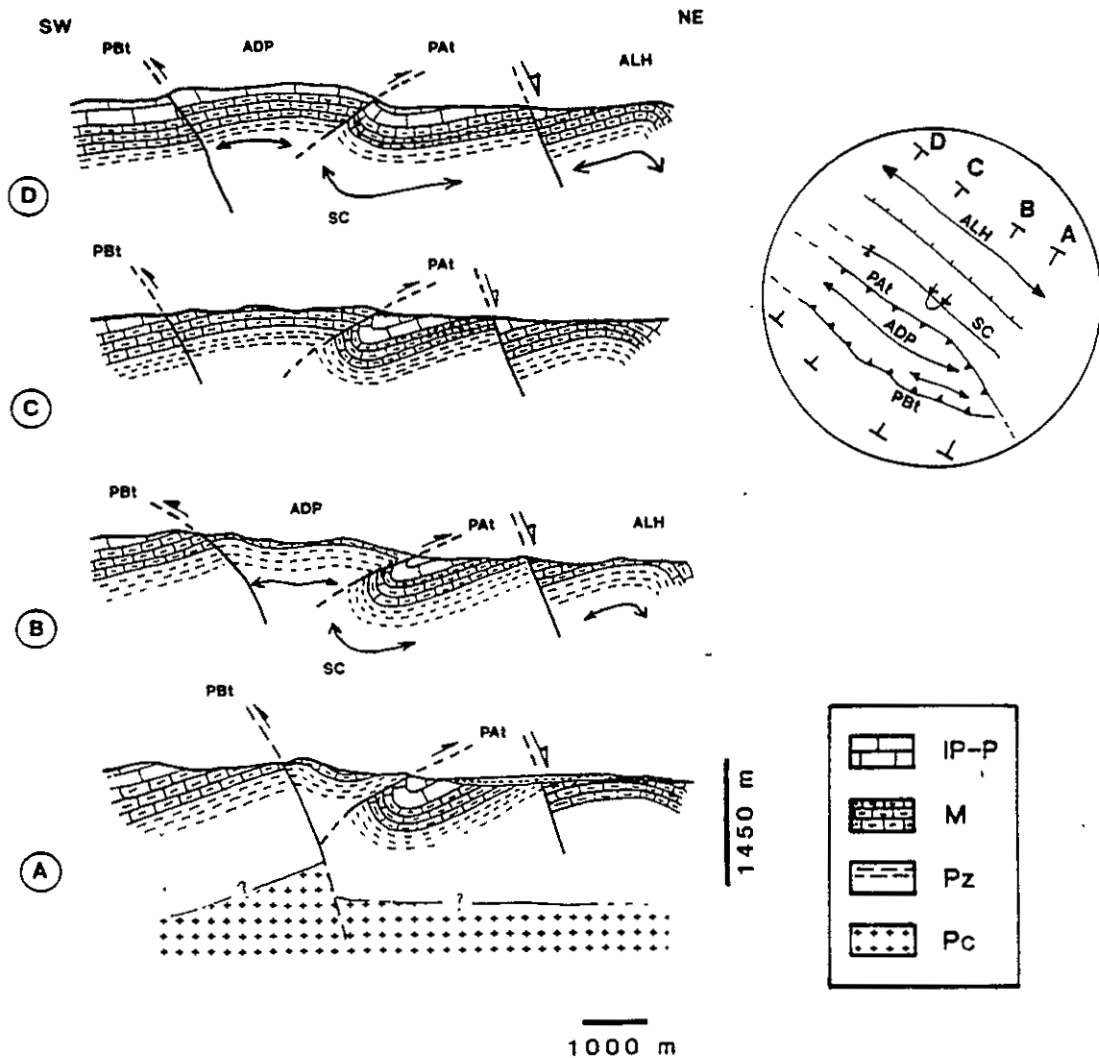


Figure 118 Sierra de Palomas : concertina structural et coupes sériées.

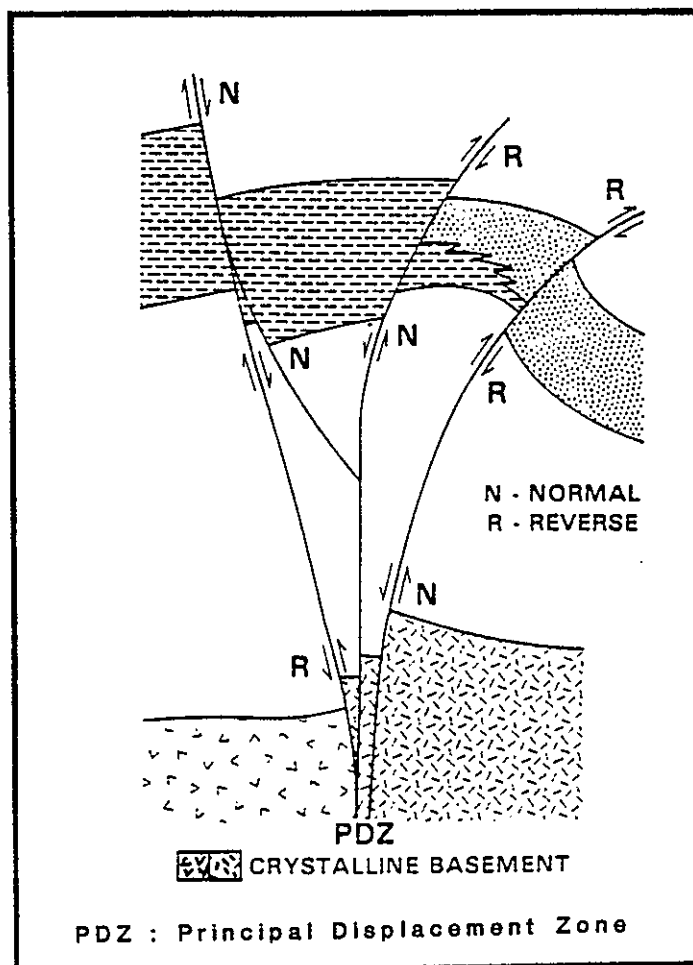
Sierra de Palomas : cross sections

+ Les axes des plis plongent en moyenne de 20° vers le NW et s'ennoient progressivement. Corrélativement, les structures se redressent du SE vers le NW ; ainsi, le flanc occidental du Sinclinal Colorado évolue d'une position inverse à une position normale. Ces observations témoignent d'un amortissement des plis dans le Nord de la sierra.

+ Le Palomas A thrust, relativement constant, présente une vergence NE selon un plan de faille de pendage moyen 45° vers le SW ; au SE, il amène la Formation Escabrosa du Mississippien sur la Formation Horquilla du Pennsylvanien. Du SE vers le NW, ce sont des unités mississippiennes de plus en plus jeunes qui reposent sur le Pennsylvanien. En outre, dans la coupe # D, le Palomas A thrust est intra-pennsylvanien. Tout comme pour les plis, cette évolution structurale indique un amortissement de la contrainte compressive vers le NW. Par ailleurs, les plis et le chevauchement sont intimement liés ; le Palomas A thrust est interprété comme un pli-faille présentant une géométrie en rampe développée à la charnière renversée du Sinclinal Colorado. Son évolution vers le sud est dictée par le Palomas B thrust.

+ Le Palomas B thrust est un accident à vergence SW présentant des variations de pendage importantes. Dans le Sud de la sierra, son tracé se rapproche, au prix d'une virgation vers l'est, de celui du Palomas A thrust ; dans le secteur de l'Arroyo Grande, des plis en échelons indiquent un décrochement sénestre le long du Palomas B thrust.

+ En prenant comme contrainte la géométrie des accidents observés en surface et comme référence l'épaisseur moyenne du Paléozoïque estimée à 1500 mètres en Chihuahua (cette étude), la construction d'une coupe à travers la Sierra de Palomas impose un enracinement des accidents dans le socle (Coupe # A, Fig. 118).



Nous avons reconnu, dans la Sierra de Palomas, de nombreux éléments caractéristiques de décrochements. De manière générale, les structures observées se présentent sous l'aspect de fuseau de failles divergentes au sommet et convergentes à la base sur la faille du Palomas B thrust. Cette cassure principale montre de forts pendages et un rejet normal et inverse sur le même plan individualisant des structures «en fleur» (Fig. 119) (Harding, 1973, 1983 & 1985 ; Richard, 1987 & 1989).

La structuration laramienne de la Sierra de Palomas se traduit par des déformations transpressives le long d'accidents décrochants sénestres de direction générale N120°E.

Figure 119 Caractéristiques d'une zone décrochante (Christie-Blick & Biddle, 1985).

Characteristics of a wrenching-fault zone (Christie-Blick & Biddle, 1985).

IV.2.7. La Sierra China

Située en plein désert à 100 km au SE de la Sierra de Palomas, elle est allongée selon une direction sub-méridienne (Fig. 161). A ma connaissance, aucun travail détaillé n'a été publié sur cette sierra ; seuls Brown & Dyer y ont effectué une mission de reconnaissance géologique (communication personnelle).

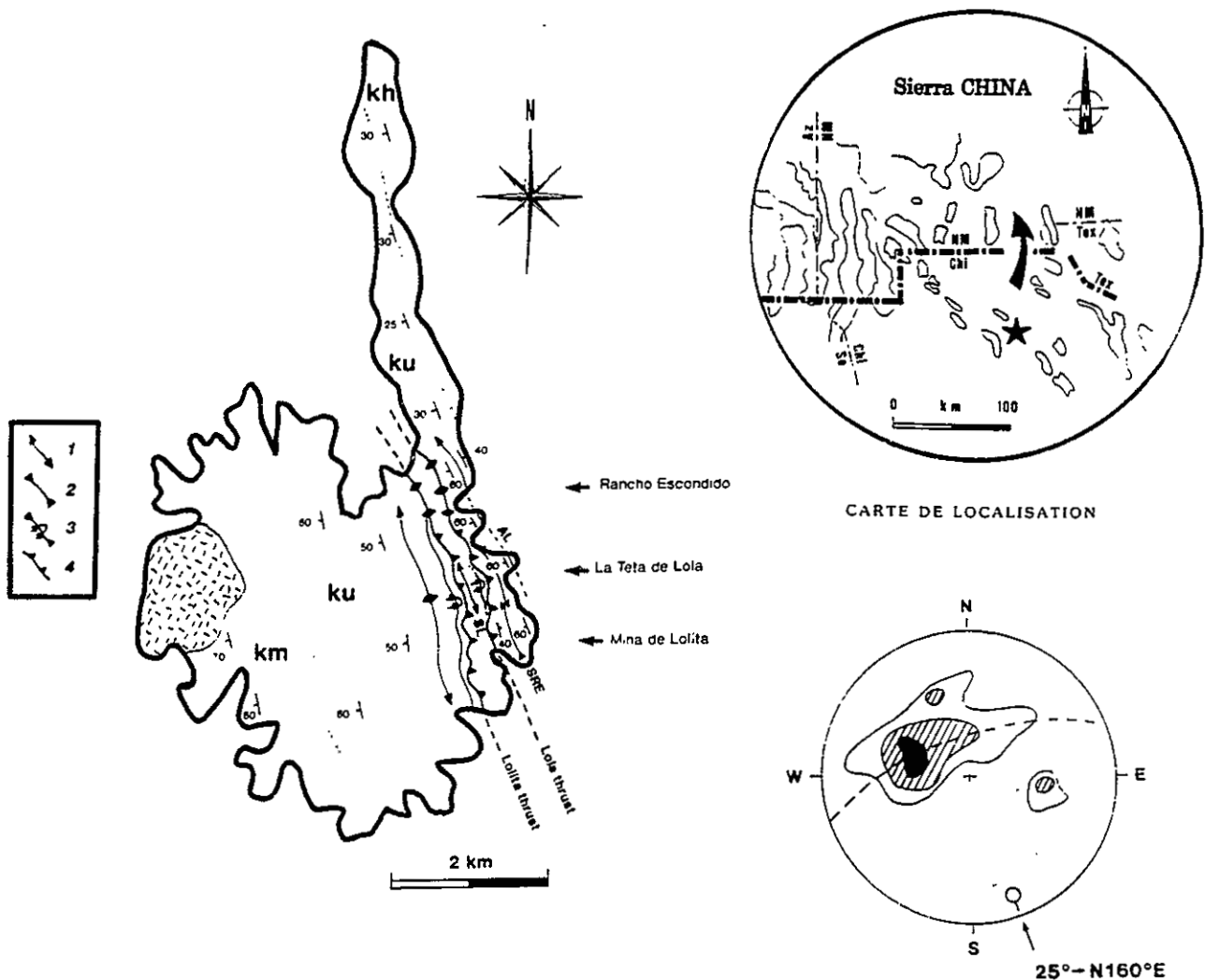


Figure 120 Sierra China : carte structurale.

Sierra China : structural map.

Ce travail n'a été possible que grâce à la bienveillance des ranchers mormons Scott Bluth et Keith Bowman qui ont mis à ma disposition leurs moyens logistiques : pick-up pour accéder à la sierra (6 heures de piste), cheval et mulet pour les missions de terrain et abri au Rancho Escondido (le bien nommé) pour les 3 semaines passées dans le secteur.

IV.2.7.a. Présentation géologique

Du Crétacé marin a été observé dans la Sierra China ; il en constitue l'armature. En outre, des ignimbrites affectent, sur la façade occidentale, les quartzites plissés de la Formation Mojado. En l'absence de datations, elles sont corrélées avec les émissions volcaniques observées dans le SW du Nouveau-Mexique et, en particulier, avec la Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur qui scelle les structures laramiennes.

IV.2.7.b. Les structures

Situées sur la façade orientale de la sierra, notamment dans les canyons de la Teta de Lola et de la Mina de Lolita, elles sont de deux types : plis et chevauchements (Fig. 120).

. Les plis

Ils forment un train de direction NNW-SSE et nommé dans cette étude : Anticlinal de Lola, Sinclinal del Rancho Escondida et Sinclinal de Lolita. Leur axe plonge de 25° vers le SSE (N160°E) comme en témoigne la position du pôle du grand cercle sur lequel se répartissent les pôles de la stratification (cf. stéréogramme de la Figure 120).

Les plis, armés par les carbonates récifaux de la Formation U-Bar, sont généralement déjetés vers l'ouest ; par ailleurs, leurs flancs orientaux sont ployés et parfois renversés par des chevauchements à vergence ouest.

. Les chevauchements

Deux accidents à vergence ouest ont été observés (Fig. 121) : Lola et Lolita thrusts. Localisés dans les flancs renversés des plis, ils s'amortissent vers le nord dans des anticlinaux.

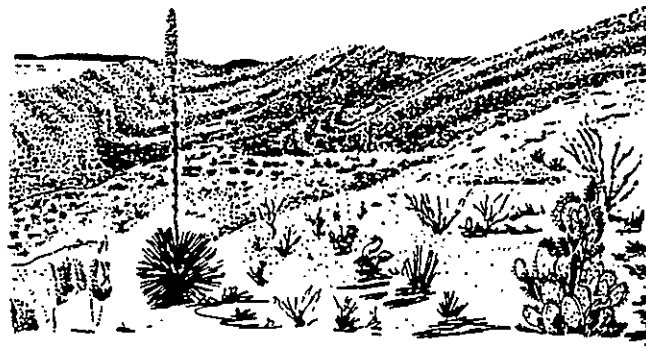
. Age de la structuration

Les plis et chevauchements affectent le Crétacé du bassin téthysien de Chihuahua. Ils sont «cloués» par un pluton non daté mais supposé être d'âge Eocène à Miocène. Mise à part cette intrusion, aucun autre élément géologique ne permet une datation absolue de la structuration. Toutefois, par comparaison avec les régions voisines et par analogie avec les déformations observées dans les autres ranges et sierras, elle peut être attribuée à la phase laramienne.

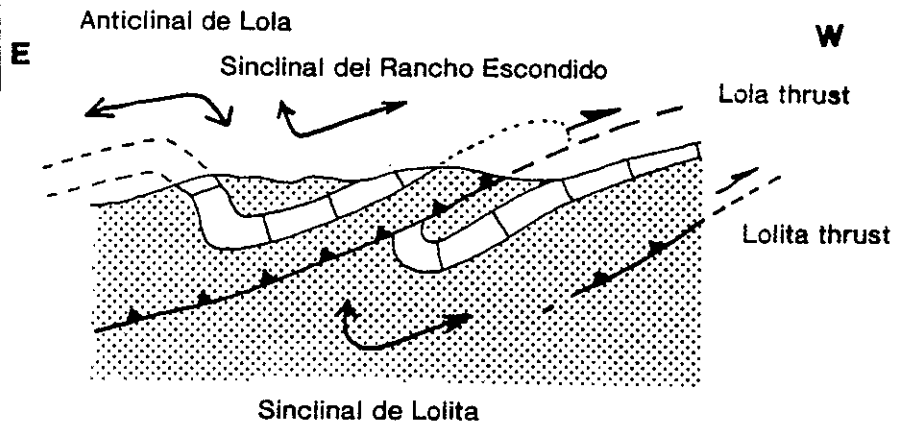
Dans la Sierra China, la structuration laramienne est caractérisée par des plis et des failles chevauchantes à vergence ouest. La direction structurale est NNW-SSW (N160°E).

Figure 121

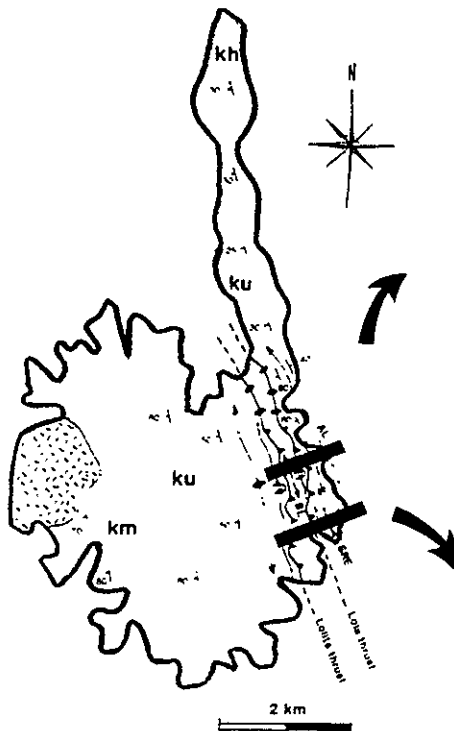
Sierra China : panoramas montrant le
style structural laramien
(le cheval au premier plan du panorama
de la Teta de Lola donne l'échelle).
*Sierra China : panoramas showing the
structural style (horse for scale)*



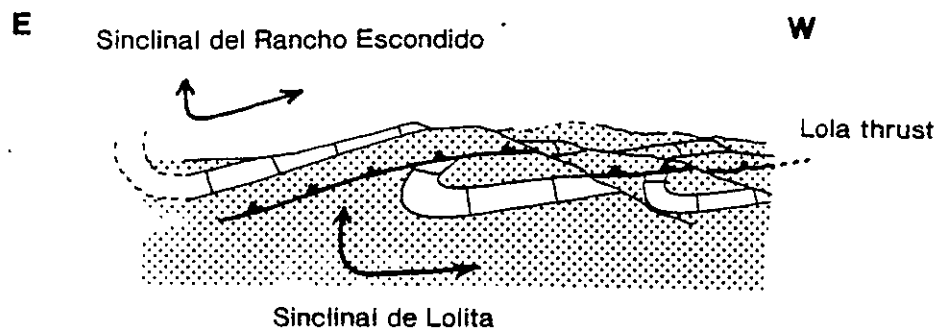
La Teta de LOLA



Sinclinal de Lolita



Mina de LOLITA



IV.2.8. Le Cerro de Cristo Rey

Situé aux confins des Etats du Nouveau-Mexique (USA), du Texas (USA) et de Chihuahua (Mexique), il culmine à 1425 m à l'Ouest des villes d'El Paso (Tx) et de Ciudad Juarez (Ch). Il a été étudié par Strain (1969 et 1976), Cordoba (1969), et Lovejoy (1975 & 1976). Il ressort de ces travaux que le massif est composé :

+ de 300 mètres d'Albien - Cénomaniens marin de la plate-forme texane de Diablo ;

+ d'un pluton d'andésite daté à 45 - 49 Ma (Lovejoy, 1976) qui en occupe le centre (Fig. 122).

D'après Lovejoy (1976), la mise en place de l'intrusion serait liée à un stade précoce du Basin and Range. Cette étude montre qu'elle est postérieure à des chevauchements affectant le Crétacé supérieur et qu'elle est elle-même traversée par des décrochements sénestres tardifs.

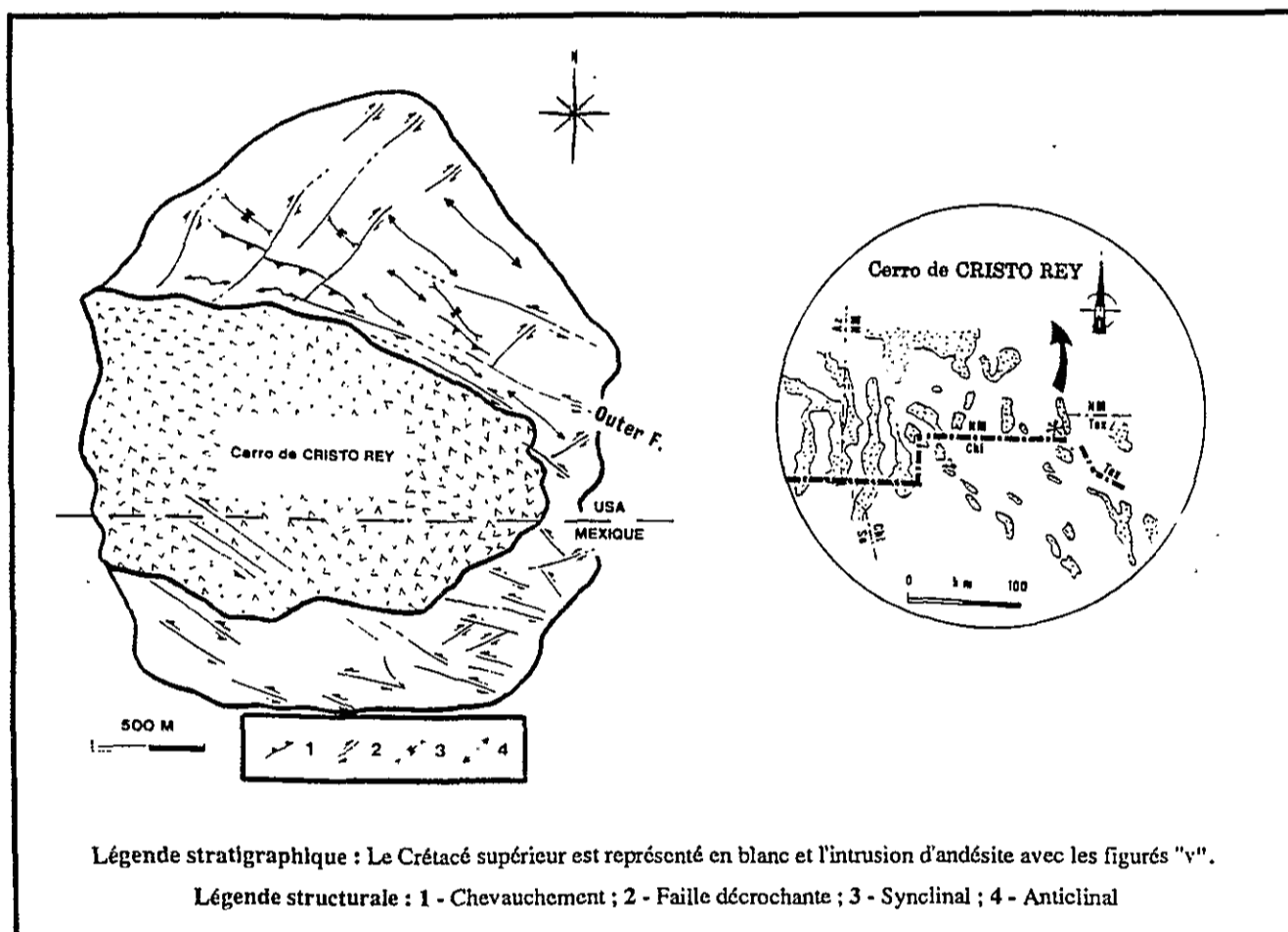


Figure 122 Cerro de Cristo Rey : photo-interprétation et carte structurale.

Cerro de Cristo Rey : structural aerial map.

IV.2.8.a. La présente étude

La carte géologique au 1/6250 et les levés stratigraphiques de Lovejoy (1976) ont servi de support à cette étude ; des analyses micro-tectoniques et une photo-interprétation ont été réalisées (Figures 122 & 123).

L'analyse structurale, faite à deux échelles, permet une étude comparative des directions de failles :

- + sur les photos aériennes, la partie nord du Cerro de Cristo Rey a été cartographiée en détail ;
- + de nombreuses mesures microtectoniques complètent les observations.

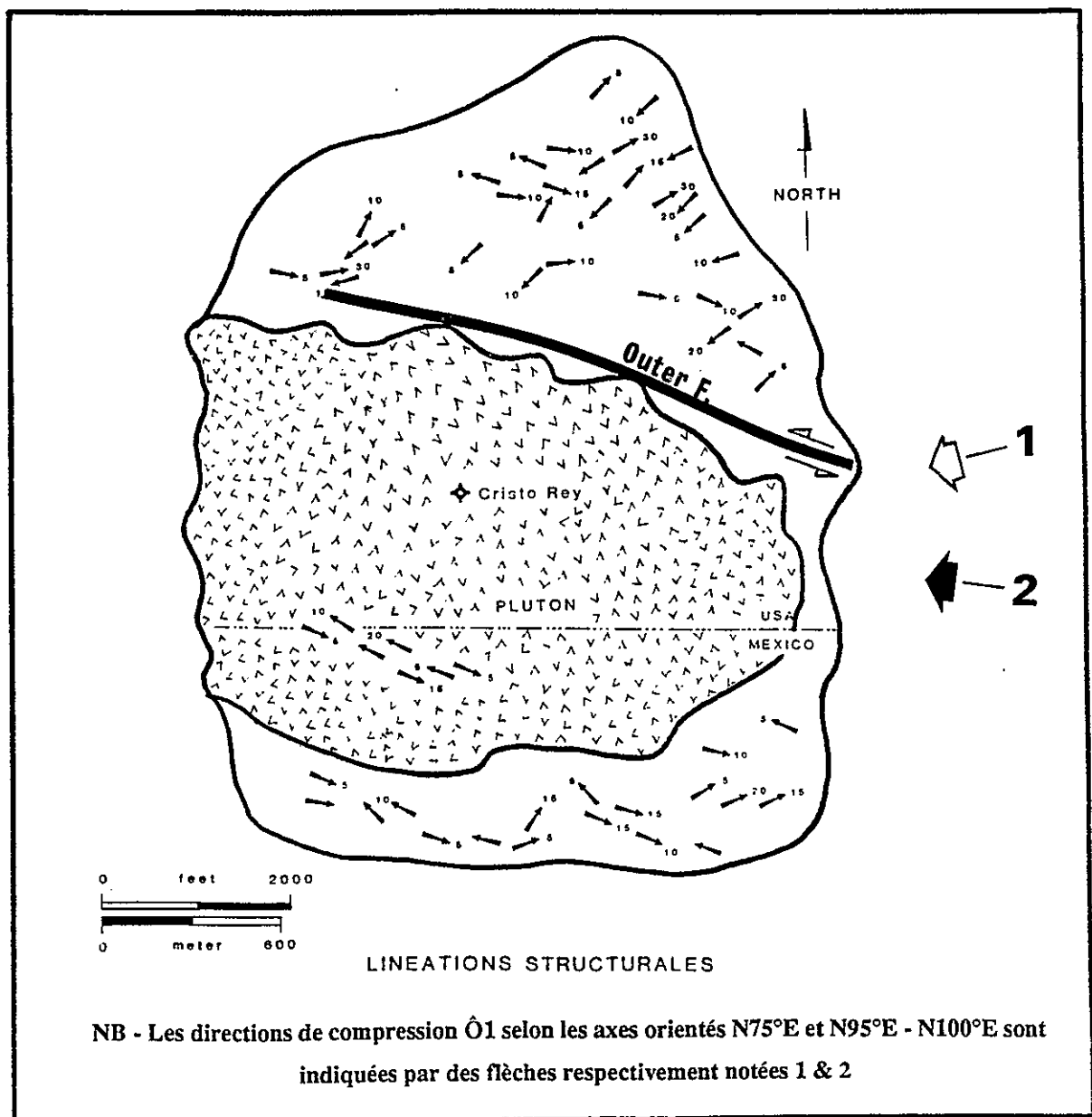


Figure 123 Cerro de Cristo Rey : localisation des linéations structurales.
Cerro de Cristo Rey : location of the structural lineations.

. Etude de la fracturation

La carte photogéologique montre de nombreuses failles (Fig. 122). Trois directions dominent :

- + N50°E-N60°E marquée par des failles ;
- + N130°E - N140°E soulignée par des faisceaux de plis et des chevauchements à vergence NE ;
- + N120°E marquée par de grands linéaments dont la Outer fault recoupant les structures antérieures.

. Les mouvements le long des failles

La carte et l'analyse microtectonique de terrain permettent de préciser les mouvements le long des principales failles du massif.

- + les accidents NE-SW : ils sont décrochants dextres dont témoignent les linéations structurales ;
- + les accidents WNW-ESE : ils recoupent les précédents et affectent notamment les andésites. L'analyse microtectonique montre que les linéations sont subhorizontales ou faiblement pentées (maximum 15°) ; les stries d'accrétion en calcite, les pics stylolitiques et les stries mécaniques de friction observés sur les plans de faille témoignent d'un mouvement décrochant sénestre.

. La chronologie relative

- + Le Crétacé supérieur, y compris la Formation Boquillas, est affecté par les différentes familles de failles dont le mouvement serait donc postérieur à 90 Ma, âge supposé de cette formation (Osborne & LeMone, 1978 ; Bullock & Cornell, 1986 ; Mauldin & Cornell, 1986 ; Strain, 1986) ;
- + les accidents à N50°E-N60°E et les plis NW-SE n'affectent pas les andésites du pluton central. Cette observation est en accord avec le travail de Lovejoy (1976) ; ces accidents seraient donc antérieurs à 49 Ma, âge le plus ancien mesuré sur ces volcanites ;
- + les failles à N120°E affectent l'ensemble des formations rencontrées dans le Cerro de Cristo Rey, y compris les andésites de l'Eocène moyen ; elles seraient donc postérieures ou contemporaines à la mise en place de l'intrusion. Par ailleurs, on peut constater qu'elles recoupent systématiquement les accidents précédents.

La chronologie relative suivante peut donc être proposée ; les accidents laramiens les plus anciens ont des directions NE-SW et NW-SE, soit N50°E - N60°E et N130°E - N140°E. Ils sont recoupés, probablement à l'Eocène moyen - supérieur, par des failles décrochantes sénestres d'orientation N120°E.

IV.2.8.b. Conclusion : détermination des champs de contraintes

Le tenseur des contraintes obtenu par les mesures microtectoniques complétées par celles de Lovejoy (1976) montre une direction de compression Q1 selon un axe N75°E (Bouroz & Sosson, communication personnelle). Les décrochements tardifs seraient, quant à eux, compatibles avec un régime transpressif admettant une direction de contrainte Q1 à N95°E-N100°E.

IV.3. Synthèse : la tectonique laramienne aux confins américano-mexicains

Dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, l'agencement structural laramien doit être recherché, avec difficulté, dans des massifs montagneux isolés et disséminés au milieu de dépressions désertiques liées au Basin and Range (Fig. 124). Malgré cette dispersion et le caractère épars des informations, la synthèse des nouvelles données structurales conduit à proposer deux phases de déformation pour la tectonique laramienne responsable notamment de l'écrasement du bassin crétacé de Bisbee - U-Bar :

- + une phase compressive majeure caractérisée par un plissement et par la mise en place d'unités structurales à vergence NE et SW s'enracinant sur des accidents de socle de direction WNW-ESE. La géométrie des structures montre une direction de compression σ_1 selon un axe orienté entre $N60^\circ E$ et $N75^\circ E$. Cette phase affecte toute la série phanérozoïque y compris la Formation Hidalgo synorogénique (Paléocène) ; on peut donc la dater du Paléocène - Eocène inférieur (cf. *infra*, le calendrier tectonique) ;
- + une phase transpressive tardive marquée par le rejeu décrochant sénestre des accidents de socle d'orientation $N100^\circ E$ - $N120^\circ E$ appartenant à l'écheveau structural du Texas Lineament. Leur réactivation serait contemporaine de la mise en place d'intrusions d'andésites à l'Eocène moyen-supérieur.

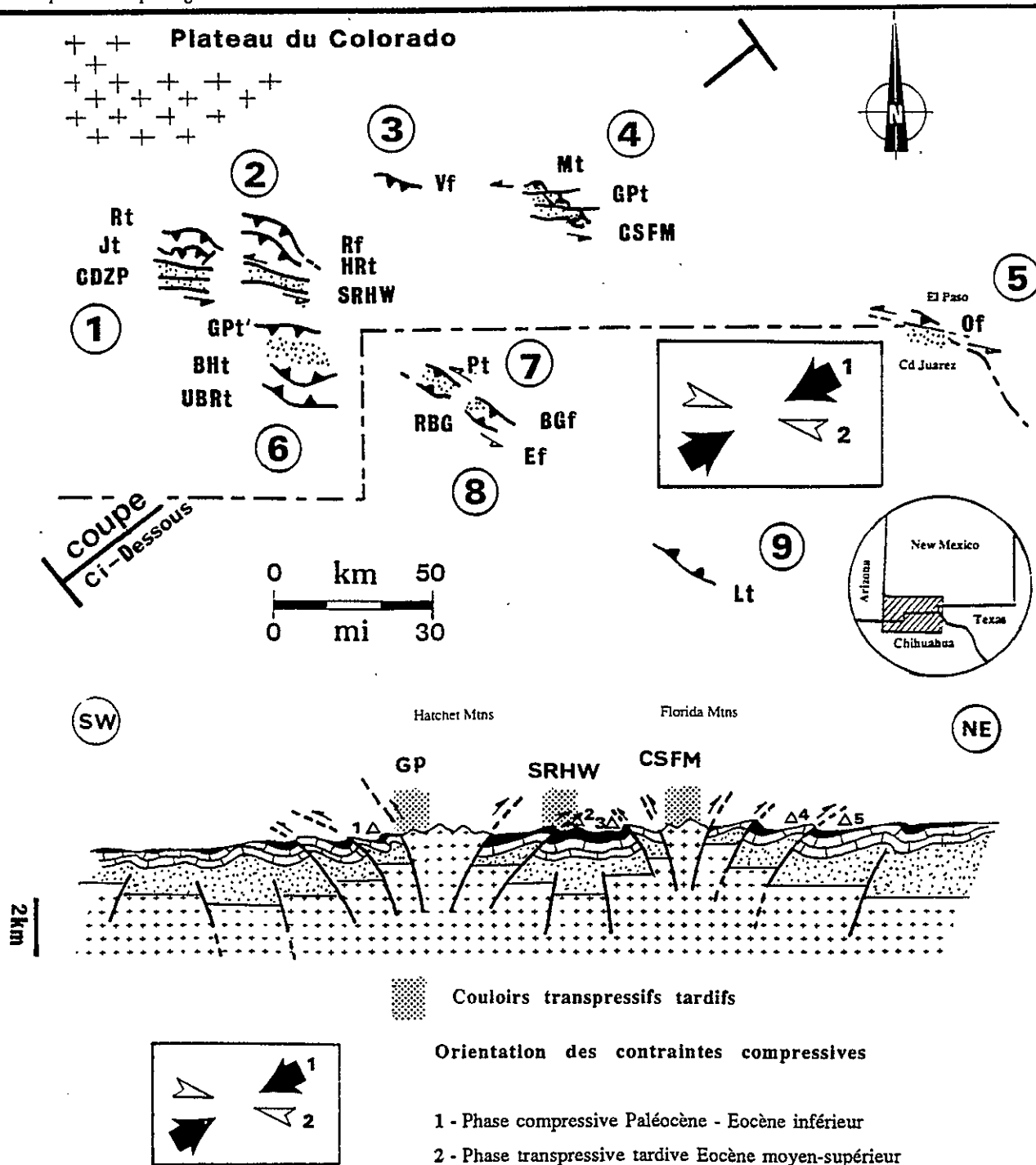
Des structures majeures sont liées à ces deux périodes de déformation. Nous en proposons un rapide inventaire (cf. carte structurale & coupe de la Figure 124).

IV.3.1. Les structures compressives

Les fronts laramiens se présentent sous forme de chevauchements de flèche inférieure à 2 km à vergence NE et SW et de plis associés. Parmi les principaux accidents, citons ceux de :

- + Ringbone et Johnson thrusts dans les Animas Mountains ;
- + Ringbone fault, Howells Ridge et Granite Pass thrusts dans les Little Hatched Mountains ;
- + Big Hatched et U-Bar Ridge thrusts dans les Big Hatched Mountains ;
- + Victorio Mountains fault dans les Victorio Hills ;
- + Mahoney et Gym Peak thrusts dans les Florida Mountains ;
- + Palomas thrusts # A & B (pour partie) dans la Sierra de Palomas ;
- + Boca Grande et Enmedio faults dans la Sierra Boca Grande ;
- + Lola et Lolita thrusts dans la Sierra China.

Ces accidents s'enracinent dans les anciens accidents de socle à la limite des uplifts individualisés au cours de la phase orogénique du Crétacé supérieur. Le Crétacé du bassin de Bisbee - U-Bar dessine ainsi des structures « en champignon » déversées le long de ces anciennes fractures bordières ; vers le NE sur le craton nord-américain (Plateau du Colorado et plate-forme de Diablo) et vers le SW sur la terminaison septentrionale de la plate-forme d'Aldama recouverte actuellement par le plastron d'ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale. Au terme de cette première phase, une double vergence du bassin mésogén de Bisbee - U-Bar est en place de part et d'autre des axes des uplifts.



Nomenclature géographique : 1 - Animas Mtns ; 2 - Little Hachet Mtns ; 3 - Victorio Hills ; 4 - Florida Mtns ; 5 - Cerro de Cristo Rey ; 6 - Big Hatchet Mtns ; 7 - Sa de Palomas ; 8 - Sa Boca Grande ; 9 - Sa China.

Puits d'exploration : Δ 1 - Hachita Dome # 1 Tidball Berry ; Δ 2 - Marshall Young # 1 Bisbee Hill ; Δ 3 - Seville - Trident # 1 McSherry ; Δ 4 - Exxon # 1 Mason Draw ; Δ 5 - Exxon # 1 Beard Olé.

Légende structurale : 1 - Structures compressives : BGf - Boca Grande f. ; Ef - Enmedio f. ; GPt - Gym Peak thr. ; GPt' - Granite Pass thr. ; HRT - Howells Ridge thr. ; Jt - Johnson thr. ; Mt - Mahoney thr. ; Pt - Palomas thr. ; Rf - Ringbone f. ; Rt - Ringbone thr. ; UBRt - U-Bar Ridge thr. ; Vf - Victorio f. ; 2 - Structures transpressives : BGf - Boca Grande f. ; CDZP - Couloir Déformé de Zeller Pass ; CSFM - Couloir des South Florida Mtns ; Ef - Enmedio f. ; Of - Outer f. ; GP - Granite Pass ; RBG - Rancho Boca Grande ; SRHW - Secteur de Smith's Ranch - Howells Well.

Figure 124 Structures laramiennes majeures des confins américano-mexicains.

Major Laramide structures throughout Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua.

Dans le SW du Nouveau-Mexique, la direction structurale des accidents varie entre N80°E à N130°E ; par contre, dans le Nord de Chihuahua, elle est toujours orientée WNW-ESE (N120°E - N130°E) puis, plus au sud, NNW-SSE (N160°E-N170°E). Ces variations des directions structurales sont liées aux failles appartenant à l'écheveau structural du Texas Lineament dont on peut limiter le tracé au SW du Nouveau-Mexique et dont l'interprétation des images satellites permet d'étudier l'extension vers l'est (*cf. infra*).

Les résultats des puits d'exploration dans le SE de l'Arizona, le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua montrent que le toit du Précambrien se trouve à des côtes différentes (Fig. 125) ; il est caractérisé par une morphologie en « touches de piano ». Les données de 5 puits (Hachita Dome # 1 Tidball Berry, Marshall Young # 1 Bisbee Hill, Seville-Trident # 1 McSherry, Exxon # 1 Mason Draw et Exxon # 1 Beard Olé) ont été corrigées de l'épaisseur du Néogène lié à la phase distensive du Basin and Range afin d'esquisser une coupe géologique passant par les Hachet et les Florida Mountains où affleure le socle (Fig. 124). Une tectonique de revêtement dictée par des accidents de socle est décrite. Ainsi, un style tectonique contrôlé par des accidents de socle de direction WNW-ESE est proposé pour la phase laramienne.

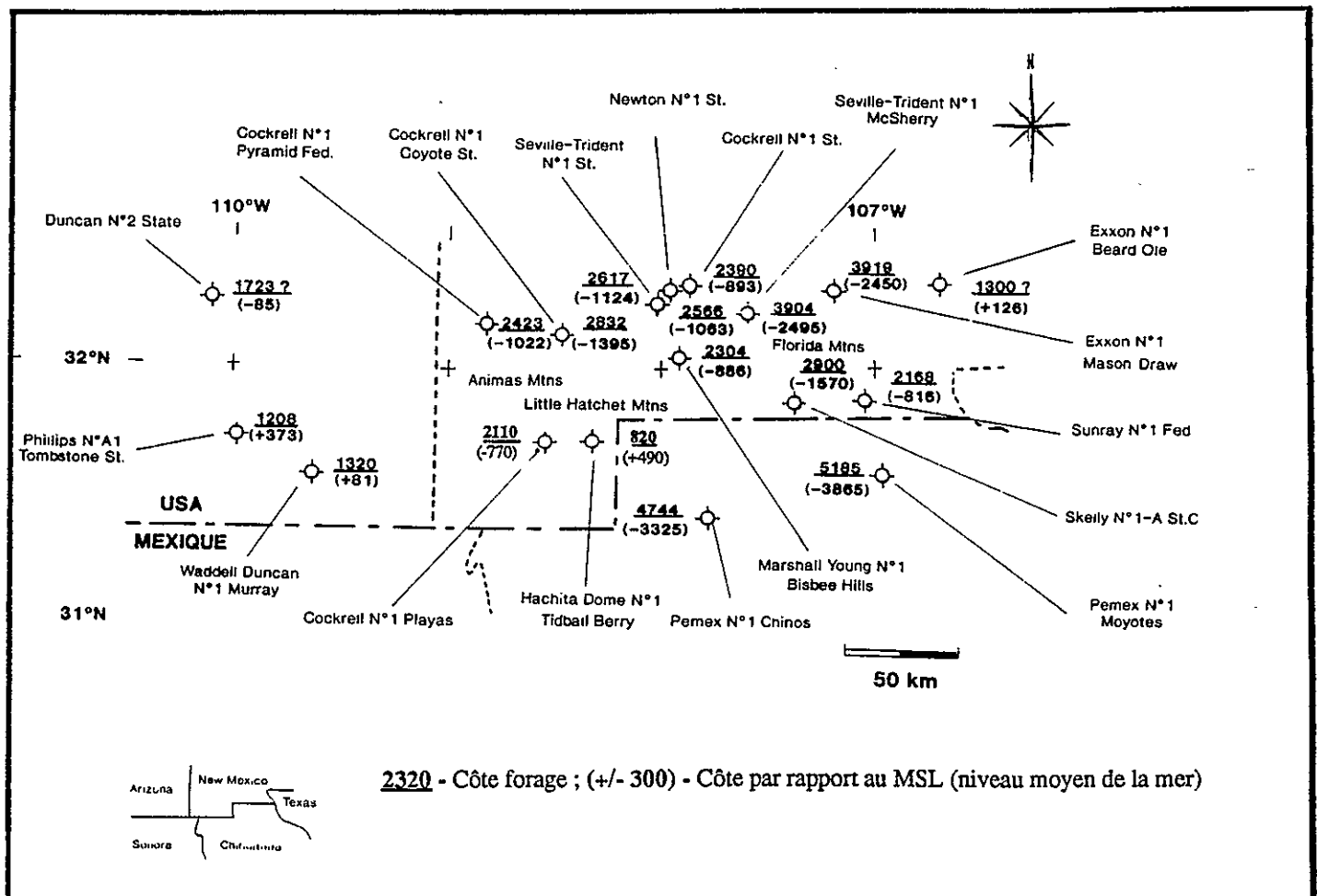


Figure 125 Côte en mètres du toit du Précambrien des puits d'exploration du SE de l'Arizona, du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua (Informations : Brennan & Sam Thompson, 1989).

Map of exploration wells drilled to Precambrian in Southeastern Arizona, Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua (Brennan & Sam Thompson, 1989)

IV.3.2. Les structures transpressives

Elles caractérisent la phase tardive qui se traduit par la mise en place de décrochements sénestres reprenant les accidents de couverture antérieurs le long d'accidents de socle de direction WNW-ESE. Des structures «en fleur» avec des chevauchements à vergences opposées se greffant sur une faille verticale de socle, des plis à axes fortement redressés et des décrochements conjugués témoignent de mouvements transcurrents compatibles avec une direction de contrainte σ_1 orientée à $N90^\circ E$ - $N120^\circ E$. Enserées dans des couloirs tectoniques EW à WNW-ESE, ces structures transpressives sont particulièrement bien représentées dans :

- + le Couloir Déformé de Zeller Pass dans les Animas Mountains ;
- + le secteur de Smith's Ranch - Howells Well dans les Little Hatchet Mountains ;
- + le Granite Pass entre les deux massifs des Hatchet Mountains ;
- + le Couloir des South Florida Mountains dans les Florida Mountains ;
- + le secteur du Rancho Boca Grande dans la Sierra Boca Grande ;
- + la lanière tectonique des Palomas # A & B thrusts dans la Sierra de Palomas ;
- + la Outer fault affectant un pluton d'andésites daté à 47 Ma dans le Cerro de Cristo Rey.

Ces couloirs tectoniques décrochevauchants trouvent leur origine dans la remobilisation des accidents profonds s'agencant en un faisceau structural de direction générale WNW-ESE ($N120^\circ E$), expression du Texas Lineament dans le SW du Nouveau-Mexique. La transpression tardive peut être expliquée par les discontinuités structurales observées dans la bande linéamentaire qui engendrent des obliquités locales des mouvements relatifs des compartiments du socle à la fin de la phase laramienne.

Cette nouvelle interprétation structurale des confins américano-mexicains au cours des temps laramiens repose sur la notion d'héritage structural, avec notamment un style de revêtement associé à une tectonique de socle dictée par l'écheveau structural du Texas Lineament ; une phase transpressive tardive caractérisée par des structures en «fleur» succède à une phase de compression responsable de l'écrasement du bassin crétacé de Bisbee- U-Bar qui montre une structure à double déversement. Dans le SW du Nouveau-Mexique, les anciennes cassures crustales du Texas Lineament qui avaient guidé l'installation du bassin mésogéen puis l'individualisation des uplifts du Crétacé supérieur se seraient manifestées à nouveau au cours de la phase laramienne en contrôlant la déformation ; les variations notables des directions structurales témoignent probablement d'un ancien dispositif structural très morcelé (de type horst et graben). Dans le Nord de Chihuahua le «grain» structural est orienté WNW-ESE ($N120^\circ E$).

V. La tectonique néogène distensive du Basin and Range et du Rift du Rio Grande

V.1. Analyse statistique de la fracturation

- V.1.1. Animas Mountains
- V.1.2. Little Hatchet Mountains
- V.1.3. Florida Mountains
- V.1.4. Sierra Boca Grande
- V.1.5. Sierra China

V.2. Conclusions : interprétation régionale

Introduction

Les massifs montagneux du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua sont bordés par des failles normales qui coupent à l'emporte-pièce les accidents antérieurs et les massifs volcaniques de l'Eocène-Oligocène inférieur ; ces accidents cassants sont liés à la phase distensive Néogène caractéristique de la province du Basin and Range et du Rift du Rio Grande dont les structures s'anastomosent au Sud du Nouveau-Mexique dans la région de Las Cruces (NM) et d'El Paso (Tx) (Stewart, 1978 ; Zoback et al., 1981 ; Chapin, 1979 ; Keller et al., 1989).

Dans la région étudiée, les reliefs sont allongés selon des directions variant de N120°E à N180°E. Ce «grain» morphostructural contraste fortement avec celui des provinces du Basin and Range et du Rio Grande où les structures ont une orientation NS ; il s'agit vraisemblablement de l'influence du Texas Lineament sur la tectonique Néogène.

L'objectif de cette thèse ne s'est pas focalisé sur les phases distensives néogènes ; seule une analyse statistique de la fracturation est présentée dans 5 sites : Animas Mountains, Little Hatchet Mountains, Florida Mountains, Sierra Boca Grande et Sierra China.

V.1. Analyse statistique de la fracturation

L'étude statistique des failles normales permet de reconnaître différentes familles d'accidents à différentes échelles :

- + sur les photos aériennes (1/48 000), il est possible de préciser les mouvements le long des failles et d'établir une chronologie relative entre les différentes familles. Cette méthode a été utilisée pour les Animas Mountains, la Sierra Boca Grande et la Sierra China ;

- + à l'affleurement, des mesures microtectoniques sur diaclases, fentes d'extension et autres structures apportent des précisions sur la géométrie des microstructures extensives dans les Little Hatchet et les Florida Mountains.

Les données sont rangées, selon leur orientation, dans des classes conventionnellement établies de 0° à 9°, de 10° à 19° ... etc ... et sont représentées sur des rosaces où les directions principales de fracturation sont indiquées (Fig. 126).

V.1.1. Les Animas Mountains

L'étude des photographies aériennes indiquent 3 familles de failles distensives sur la rosace de la Figure 126 :

- + le pic # 1 à N35°E - N45°E de taille moyenne ;
- + le pic # 2 à N120°E - N135°E également de taille moyenne ;
- + le pic # 3 à N160°E - N190°E, avec un maximum à N175°E, est nettement le plus important.

Plusieurs failles normales orientées N120°E ont été observées sur le terrain dans le Mississippien et le Pennsylvanien (Fig. 30). Par ailleurs, une faille à N175°E affecte le NW de la chaîne entre Johnson Canyon et Ringbone Pass (planche hors-texte PL 3) ; elle recoupe les précédentes qui lui sont donc antérieures.

V.1.2. Les Little Hatchet Mountains

Des mesures microtectoniques ont été effectuées dans le NE de la chaîne (lieu-dit Old Hachita) sur des diaclases et des fentes d'extension affectant les conglomérats de la Formation Ringbone (55 mesures) et les volcanites de la Formation Hidalgo (36 mesures). Ces microstructures recoupent les accidents laramiens et sont situées à proximité de la faille normale de direction N135°E de Old Hachita (Fig. 74). On observe deux familles de failles extensives :

- + l'une à N180°E, largement dominante ;
- + l'autre à N135°E que l'on peut associer à la Old Hachita fault.

V.1.3. Les Florida Mountains

Les photos aériennes couvrant le Nord de la chaîne (Capitol Dome ; Fig. 70) montrent l'existence de deux familles d'accidents affectant notamment les volcanites de la Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur :

- + l'une à N135°E ;
- + l'autre à N40°E qui recoupe systématiquement les précédents.

V.1.4. La Sierra Boca Grande

Des diaclases affectent les conglomérats de la Formation Ringbone dans le NW de la sierra (Fig. 112). Elles se répartissent en 3 familles caractérisées par des pics de directions différentes :

- + pic # 1 avec une direction à N35°E ;
- + pic # 2 (N60°E - N80°E) nettement moins développé ;
- + pic # 3 avec une direction à N120°E systématiquement recoupé par les deux autres.

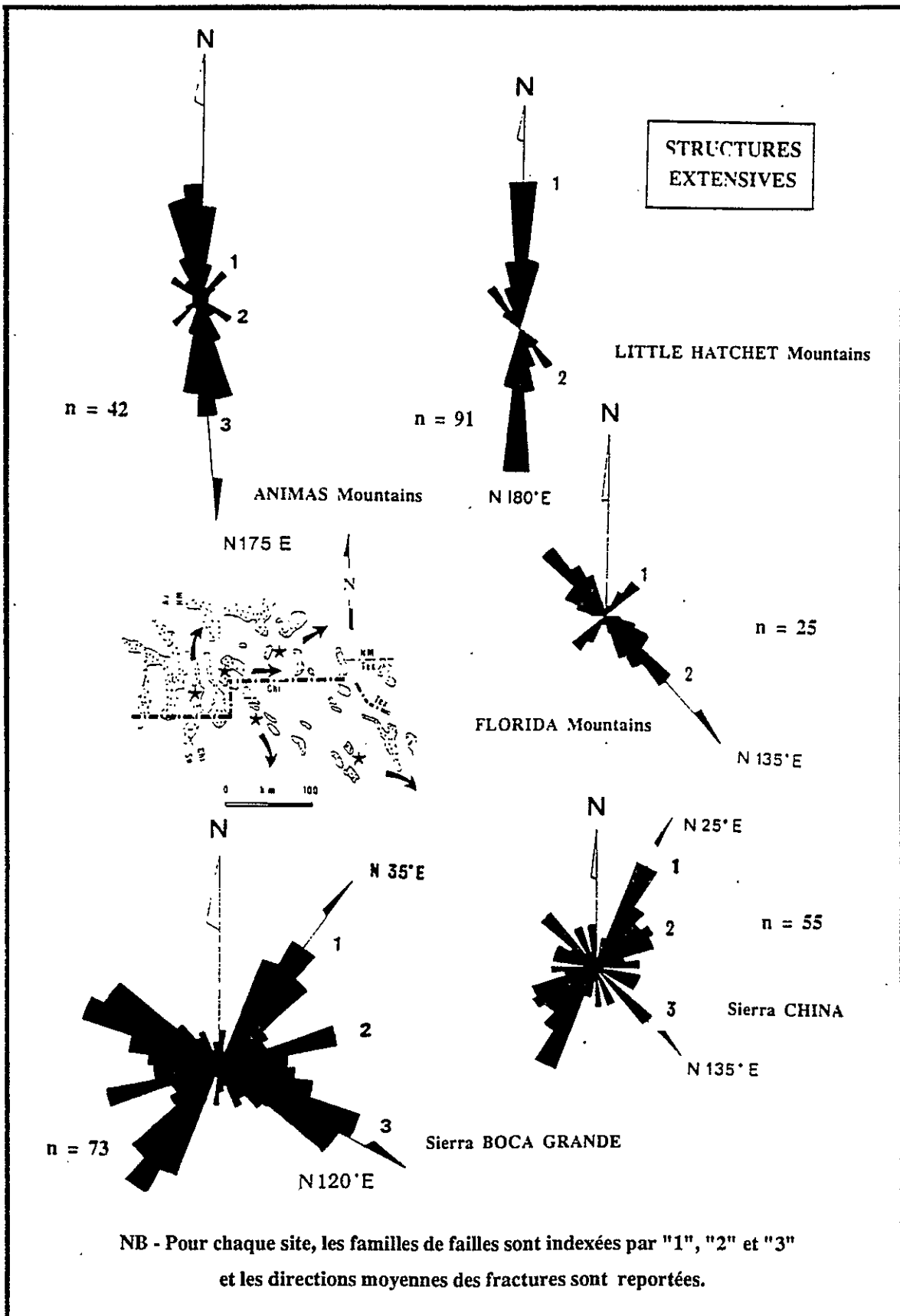


Figure 126 Analyse statistique des diaclases et accidents distensifs du SW du Nouveau-Mexique : rosaces structurales (cf texte pour les commentaires).

Structural rose-diagrams for the extensional fractures throughout Southwestern New Mexico (See text for comments).

V.1.5. La Sierra China

Des mesures microtectoniques effectuées sur des diaclases et des réseaux de failles extensives affectant une intrusion volcanique post-Crétacé inférieur (certainement tertiaire par corrélation avec la Formation Playas Peak, mais d'âge indéterminé ; Fig. 120) montrent l'existence de 3 familles de failles principales :

- + pic # 1 dominant avec une direction moyenne à N25°E ;
- + pic # 2 à N50°E - N70°E nettement moins développé ;
- + pic # 3 avec une direction moyenne à N135°E recoupée par les précédentes.

V.2. Conclusions : interprétation régionale

Malgré une grande dispersion géographique des sites de mesures, les directions de failles extensives sont remarquablement constantes dans toute la zone étudiée. Il existe trois grandes directions de fracturation extensive :

- + N175°E - N215°E (N35°E) très nette tant sur les photos aériennes que sur le terrain (diaclasses et failles) ;
- + N110°E - N140°E présente sur toutes les rosaces.
- + N50°E - N80°E ; sur le terrain, elle correspond à de petites diaclases observées uniquement dans les sierras mexicaines. Cette direction est absente sur les photos aériennes ; on peut la considérer comme mineure.

. Chronologie relative et absolue

L'étude détaillée des sites microtectoniques montre que les familles d'accidents extensifs affectent toute la série stratigraphique de la région, y compris la Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur qui scelle les structures compressives de la phase laramienne ; le mouvement de ces failles est donc postérieur à 45 Ma, âge maximum supposé de cette formation. Un début de la tectonique distensive peut être envisagé dès la mise en place des premières ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale .

Les failles de direction N110°E - N140°E sont les plus anciennes ; on constate, en effet, qu'elles sont systématiquement recoupées par les autres failles. Par ailleurs, les rhyolites de la Formation Coyote (Oligocène supérieur - Miocène inférieur) qui jalonnent souvent les failles normales peuvent être considérées comme contemporaines de la phase distensive.

CALENDRIER TECTONIQUE

LES ETAPES DE LA DEFORMATION

Calendrier tectonique & corrélations régionales

Introduction

I - Pennsylvanien - Permien : tectonique distensive des Ancestral Rockies

II - Kimméridgien - Aptien : tectonique transtensive téthysienne

III - Cénomanien supérieur - Maastrichtien : phases compressives ante-laramiennes

III.1. L'Ouest américain : les domaines plutono-volcanique et cordilléraire

III.2. L'Occident mexicain : les domaines cordilléraires occidental et oriental

III.3. Essai de synthèse à l'échelle des Cordillères nord-américaines et des Sierras Madres

IV - Paléocène - Eocène moyen : phases compressives laramiennes

IV.1. L'orogénèse laramienne dans le SW du Nouveau-Mexique

IV.2. Comparaison avec d'autres segments de la chaîne laramienne

V - Néogène : tectonique distensive du Basin & Range

Introduction

Il a été montré que la structure des chaînons montagneux des confins américano-mexicains telle qu'on l'observe aujourd'hui résulte de la superposition dans le temps et l'espace de plusieurs phases tectoniques (Fig. 127). Le propos de ce chapitre est de les replacer dans le cadre géologique régional à l'échelle de l'Ouest des Etats-Unis et du Nord du Mexique. Pour mener à bien cette synthèse, nous avons puisé les informations nécessaires dans la littérature ; le lecteur trouvera les références dans le texte.

Figure 127 SW du Nouveau-Mexique (USA) et Nord de Chihuahua (Mexique) : calendrier tectonique.

Southwestern New Mexico (USA) and Northern Chihuahua (Mexico) : structural timing.



Légende : 1 & 2 - Substratum dont 1 - Socle précambrien et 2 - Paléozoïque y compris le Pennsylvanien - Permien ; 3 - Crétacé inférieur du Bassin de Bisbee - U-Bar ; 4 - Formation Ringbone (Campanien supérieur - Maastrichtien) ; 5 - Formation Hidalgo du Paléocène - Eocène moyen ; 6 - Pluton de l'Eocène inférieur à moyen dont les andésites du Cerro de Cristo Rey ; 7 - Formations Playas Peak (SW du Nouveau-Mexique) et Palm Park (Sud du Nouveau-Mexique) : volcanisme post-laramien daté de l'Eocène supérieur - Oligocène inférieur ; 8 - Sédiments récents.

SW

NE

Néogène

Distension NE - SW puis NW - SE

Phase Basin & Range

Transpression

Structures en fleur

Eocène moyen

Double déversement des bassins
crétacés le long des uplifts

Paléocène - Eocène inférieur

Animas - Hatchet uplift

Burro - Florida uplift

Phase «Laramienne»
SW du Nouveau-Mexique

Cénomanien supérieur - Maastrichtien

Bassin de Ringbone

Compression E-W à ENE - WSW

Phases orégonienne
& subhercynienne

Kimméridgien - Aptien

Transtension NW - SE

Bassin de Bisbee - U-Bar

Pennsylvanien Permien

Transtension NW-SE ?

Pedregosa Basin

Burro - Florida uplift

Zone de fracture
du
«TEXAS LINEAMENT»



I - Pennsylvanien - Permien

La tectonique distensive des Ancestral Rockies

Sur le craton nord-américain, la fin du Paléozoïque est marquée par une tectonique distensive associée à la genèse des Ancestral Rockies (Hintze, 1973 ; Kluth et al., 1981 ; Zolnai, 1982 ; Oriel, 1986). On observe (Fig. 128) :

+ des bassins sédimentaires de direction NW-SE à NS dont les Pedregosa et Orogrande Basins ;

+ des reliefs (uplifts) de même orientation.

Au SW du Nouveau-Mexique, le Bassin de Pedregosa est ainsi enchâssé entre les horsts des Burro - Florida et Hueco uplifts où le Pennsylvanien est nettement moins épais qu'au centre du bassin ; au Permien, les paléo-reliefs sont progressivement ennoyés pour disparaître au Permien terminal.

Cette fracturation du craton nord-américain intervient dans un système en transtension guidé par une extension orientée NW-SE (Zolnai, 1982 ; Arbenz, 1989) ; on peut ainsi envisager, à la fin du Permien, l'existence d'une zone de fracture à l'origine du linéament transcontinental du Texas le long de la frontière entre les Etats-Unis et le Mexique.

II - Kimméridgien - Aptien

La tectonique transtensive téthysienne

A la fin du Jurassique et au début du Crétacé, le Bassin de Bisbee - U-Bar s'ouvre dans le Nord de Chihuahua puis le Sud du Nouveau-Mexique et de l'Arizona avec les premiers grès de la Formation Hell-to-Finish datés de l'Aptien inférieur. Le bassin est la conséquence :

+ d'une part, de la distension intra-continentale à l'origine de la plupart des bassins mexicains téthysiens ouverts en pull-apart dans une zone en transtension située entre les linéament du Texas et Caltam ;

+ d'autre part, de la transgression majeure de la Mésogée vers l'ouest (à l'Aptien).

Le Linéament Caltam joue en décrochement sénestre dont témoignent les puissantes accumulations clastiques syntectoniques dans le SE de l'Arizona, le Nord de Sonora et le centre de Chihuahua (Bilodeau, 1978 ; Bilodeau et al., 1987 ; McKee & Jones, 1990). Selon Tardy (1980) ; le déplacement latéral cumulé qui s'est produit à ces époques le long du Linéament Caltam est de 800 km.

Le Crétacé inférieur du SW du Nouveau-Mexique a enregistré les échos des grands événements géodynamiques liés à l'évolution de la Téthys et notamment la distension crustale affectant dès le Jurassique supérieur (Callovo-Oxfordien) la partie septentrionale du Mexique. Cet enregistrement se maintient jusqu'à l'arrivée des premières molasses campano-maastrichtiennes mettant fin aux bassins mésogéens des confins américano-mexicains.

III - CénoManien supérieur - Maastrichtien

Les phases compressives ante-laramiennes

Les caractéristiques tectono-sédimentaires observées dans le SW du Nouveau-Mexique permettent de distinguer deux phases de déformation compressive :

- + la phase orégonienne au CénoManien supérieur - Santonien qui affecte la bordure occidentale du bassin ;
- + la phase sub-hercynienne au Campanien - Maastrichtien.

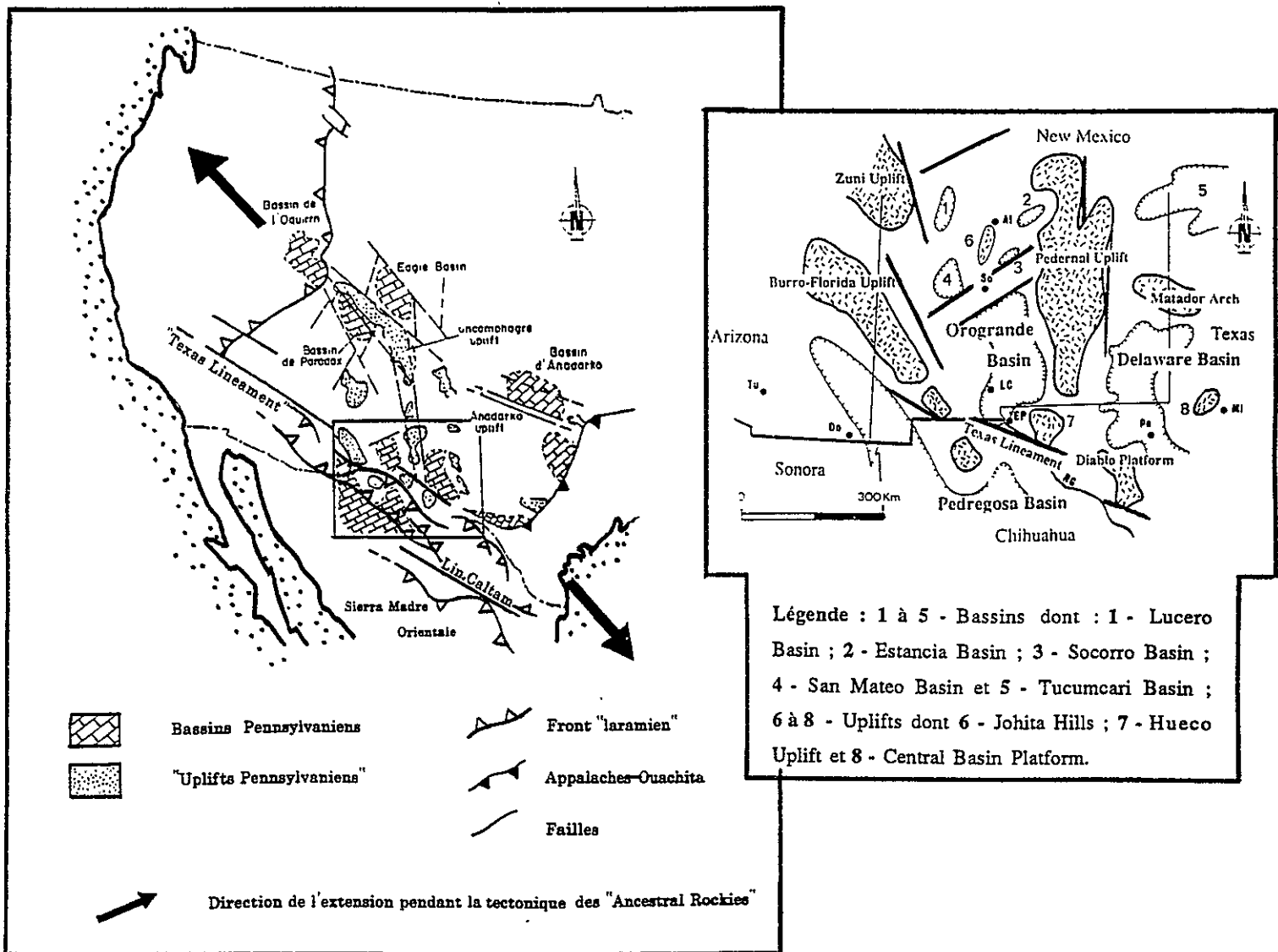


Figure 128 Les bassins et uplifts pennsylvaniens des Ancestral Rockies et du SW du Nouveau-Mexique (Modifié d'après [Armstrong et al., 1979](#) et [LeVoi, 1984](#)).

The Pennsylvanian uplifts and basins of the Ancestral Rockies and Southwestern New Mexico. (Modified from [Armstrong et al., 1979](#) and [LeVoi, 1984](#)).

A la lumière des travaux récents de Tardy (1980), Villien (1980), Rangin (1982), Le Vot (1984), Roure (1984), Carfantan (1986), Oriel (1986), Aubouin et al. (1986) et Sosson (1989), il est possible de rattacher l'évolution structurale décrite aux confins américano-mexicains à celle de l'Ouest américain et de l'Occident mexicain. L'évolution des paléogéographies au Crétacé supérieur est présentée à l'échelle des Cordillères nord-américaines et des Sierra Madres mexicaines.

III.1. L'Ouest américain : les domaines plutono-volcanique et cordillérain

Sur la façade occidentale du craton nord-américain, la période **Cénomanién supérieur - Turonien** est une période clé dans l'évolution des Cordillères ; elle marque le début de mouvements tectoniques symétriques par rapport au domaine plutono-volcanique. Des chevauchements et des cisaillements se développent d'une part vers l'est pour former le domaine cordillérain (Overthrust Belt) et d'autre part vers l'ouest pour donner le domaine franciscain (Coast Ranges).

Nous nous intéresserons à l'évolution des structures à vergence orientale en abordant les déformations affectant le domaine plutono-volcanique dont les éléments forment l'axe Sierra Nevada - Klamath Mtns - Blue Mtns et le domaine cordillérain dont l'allochtone est l'Overthrust Belt (**Fig. 129**).

III.1.1. Le domaine plutono-volcanique

Des unités tectoniques à vergence NE sont décrites ; elles transportent un édifice névadien formé de Mésozoïque à dominante volcanogène (domaine volcano-plutonique) sur le domaine cordillérain (Sosson, 1984 ; Roure, 1984 ; Roure & Sosson, 1986). Le front structural du domaine névadien est souligné par le cisaillement et le chevauchement de Golconda le long duquel des séries détritiques et ophiolitiques résultant de la soudure de deux arcs triasiques distincts reposent sur les unités de plate-forme du domaine cordillérain. Cet édifice est repris par le chevauchement à vergence E des Roberts Mtns puis au Paléocène, par les accidents laramiens (**Fig. 130**). Roure & Sosson (1986) ont décrit :

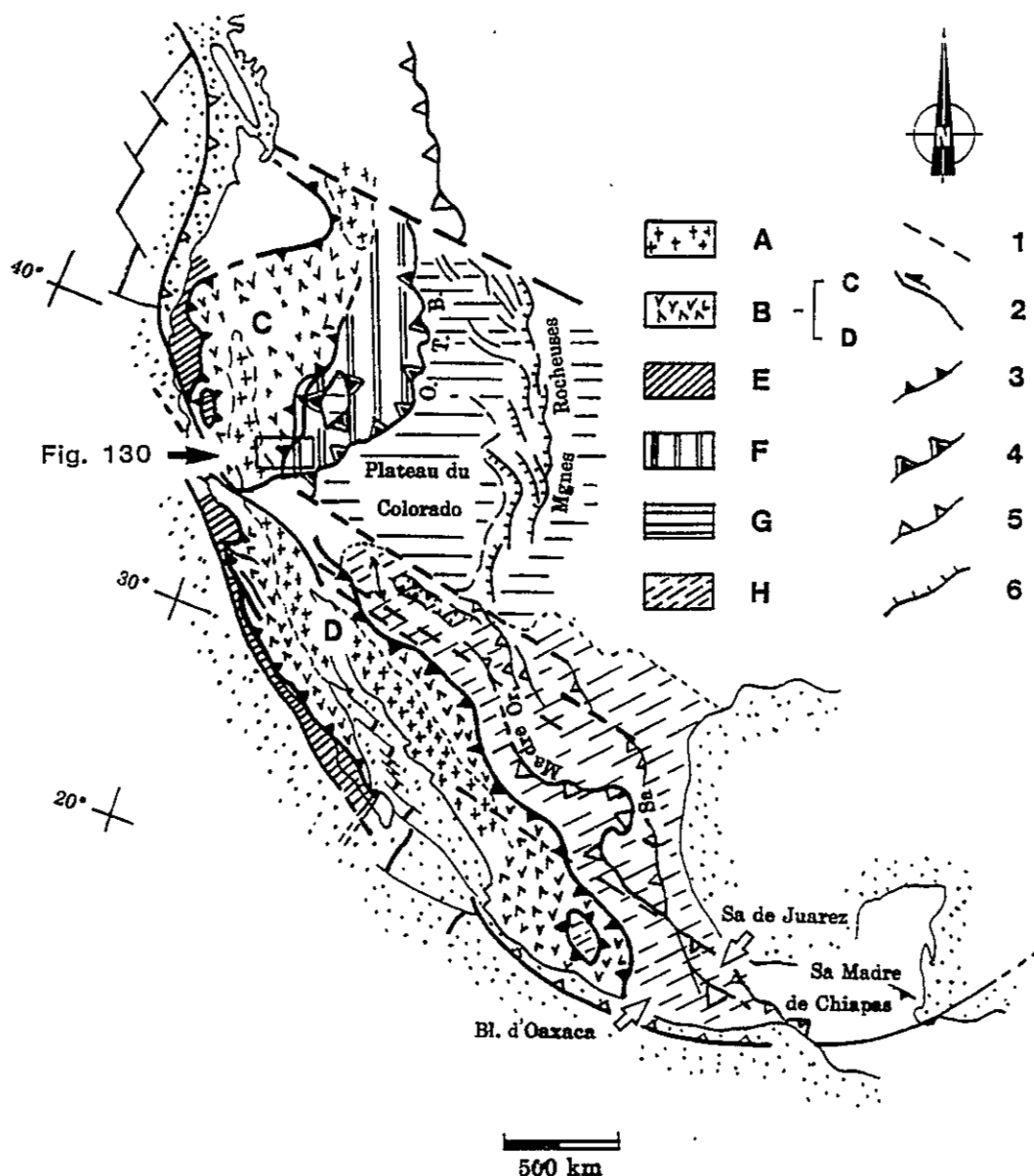
- + des plutons granitiques du Crétacé supérieur clouant les structures chevauchantes ;
- + deux séries molassiques d'âges distincts (Sénonien inférieur et Campanien - Maastrichtien).

Ces observations militent en faveur de l'existence de deux épisodes tectoniques responsables de la structuration de l'édifice névadien au Crétacé supérieur. Il s'agit des phases méso-Crétacée ou **orégonienne** (Cénomanién supérieur - Santonien) et **sub-hercynienne** (Campanien - Maastrichtien).

III.1.2. Le domaine cordillérain

L'allochtone cordillérain de la façade occidentale des Etats-Unis est constituée par l'Overthrust Belt, édifice de nappes complexes nées de vastes cisaillements plats à vergence Est impliquant socle et couverture et mises en place entre le Jurassique et le Paléocène (Smith & Eaton, 1978 ; Powers, 1982). Cette période correspond à deux orogénèses successives avec une direction générale compressive NE-SW (Aubouin et al., 1986) :

- + l'orogénèse Sévier du Jurassique terminal au Maastrichtien ;
- + l'orogénèse laramienne au Paléocène - Eocène.



Légende structurale : 1 - Linéaments transcontinentaux de direction N120°E ; 2 - Décrochements actifs ; 3 - Chevauchements méso-crétacés (Phase orogénienne) affectant le bloc américano-mexicain de Blanchet et al. (1983) ; 4 - Chevauchements de l'orogénèse Sevier ; 5 - Chevauchements laramiens ; 6 - Failles inverses limitant les panneaux de socle (uplifts) laramiens.

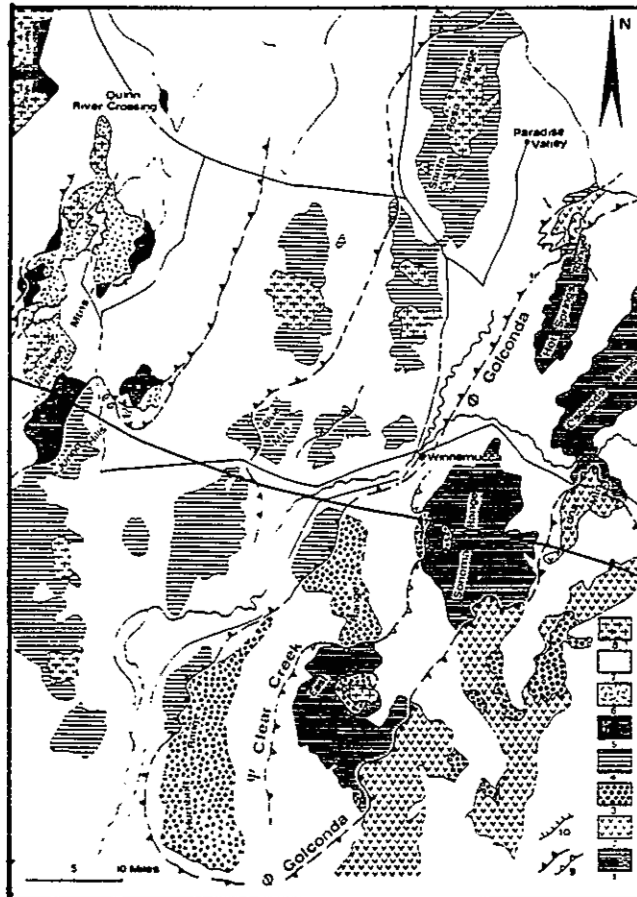
Les domaines géologiques : A & B - Bloc américano-mexicain de Blanchet et al. (1983) avec A - Batholite du Crétacé supérieur et B - Edifices névadiens dont C - Axe Sierra Nevada - Klamath Mtns et D - Arc Alisitos - Teloloapan ; E - Domaine franciscain ; F - Domaine cordillérain (Overthrust Belt) ; G - Avant-pays nord-américain ; H - Avant-pays mésogéen.

Figure 129 Grands ensembles structuraux du Mexique et de l'Ouest des Etats-Unis (Modifié d'après Tardy, 1980 ; Rangin, 1982 ; Carfentan, 1986 et Aubouin et al., 1986).

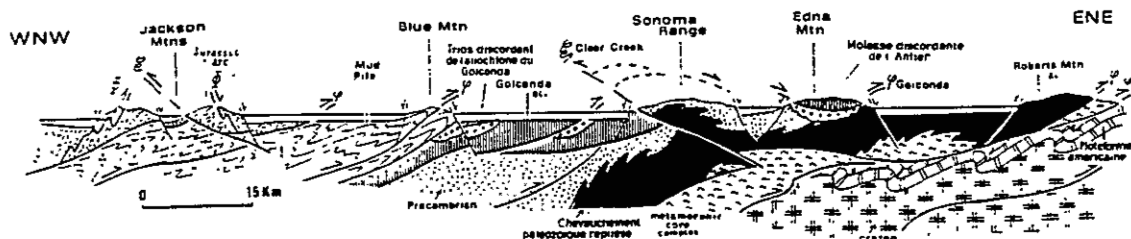
The major mexican and Southwestern US structural provinces (Modified from Tardy, 1980 ; Rangin, 1982 ; Carfentan, 1986 and Aubouin et al., 1986).

Les plus grandes unités charriées de l'Overthrust Belt se mettent en place durant l'orogénèse Sévier. Pour sa part, l'orogénèse laramienne reprend l'ensemble du front de même que son avant-pays où elle est responsable de la surrection de massifs précambriens (Allmendinger et al., 1983).

Pendant l'orogénèse Sévier, la structuration progresse de l'Ouest vers l'Est selon un modèle en « saute mouton » (piggy back). En fonction d'une polarité orogénique définie au Wyoming et en Utah par Armstrong & Oriel, 1965, Villien (1980),

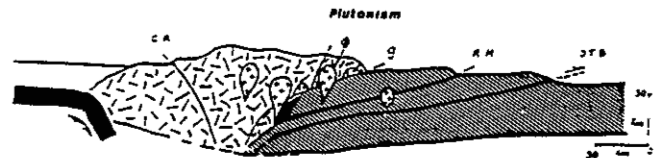


Carte géologique
Localisation Fig. 129

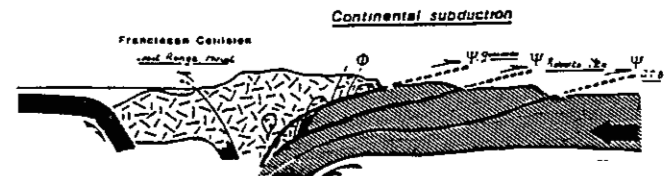


Coupe géologique A A'

Upper Cretaceous



Albian to Campanian



Evolution géodynamique de l'Albien au Crétacé supérieur Roure & Sosson (1986)

- 1 - Allochtone de la Roberts Mountains (séries détritiques et ophiolites non séparées) ;
- 2 - Allochtone de Golconda (ophiolites permienne) ;
- 3 - Série triasique discordante ;
- 4 - Flysch norien à hettangien ;
- 5 - Séries d'arc permo-triasique ;
- 6 - Série d'arc jurassique ;
- 7 - Molasses du Crétacé ;
- 8 - Plutons post-jurassiques.

Figure 130 Déformations du Crétacé supérieur dans le NW du Nevada : carte et coupe géologiques.

The Upper-Cretaceous deformations of Northwestern Nevada : geologic map and cross section.

La Tour du Pin (1983), Le Voi (1984), Gouronnec (1985) et Oriel (1986), on peut reconnaître d'Ouest en Est des fronts tectoniques d'âge (Fig. 131) :

- + Albien - Aptien avec les Paris-Willard et E. Tintic Mtns thrusts ;
- + Santonien - Campanien avec les Midas et Crawford thrusts ;
- + Maastrichtien avec les Cedar Hills et Absaroka thrusts.

Ces chevauchements sont attribués aux phases orégoniennes et sub-hercyniennes et leur flèche est considérable comme en témoigne la présence probable, au Nevada, d'une fenêtre où réapparaîtrait, en position autochtone, du Paléozoïque et du Trias-Jurassique de la plate-forme nord-américaine plissée en style jurassien.

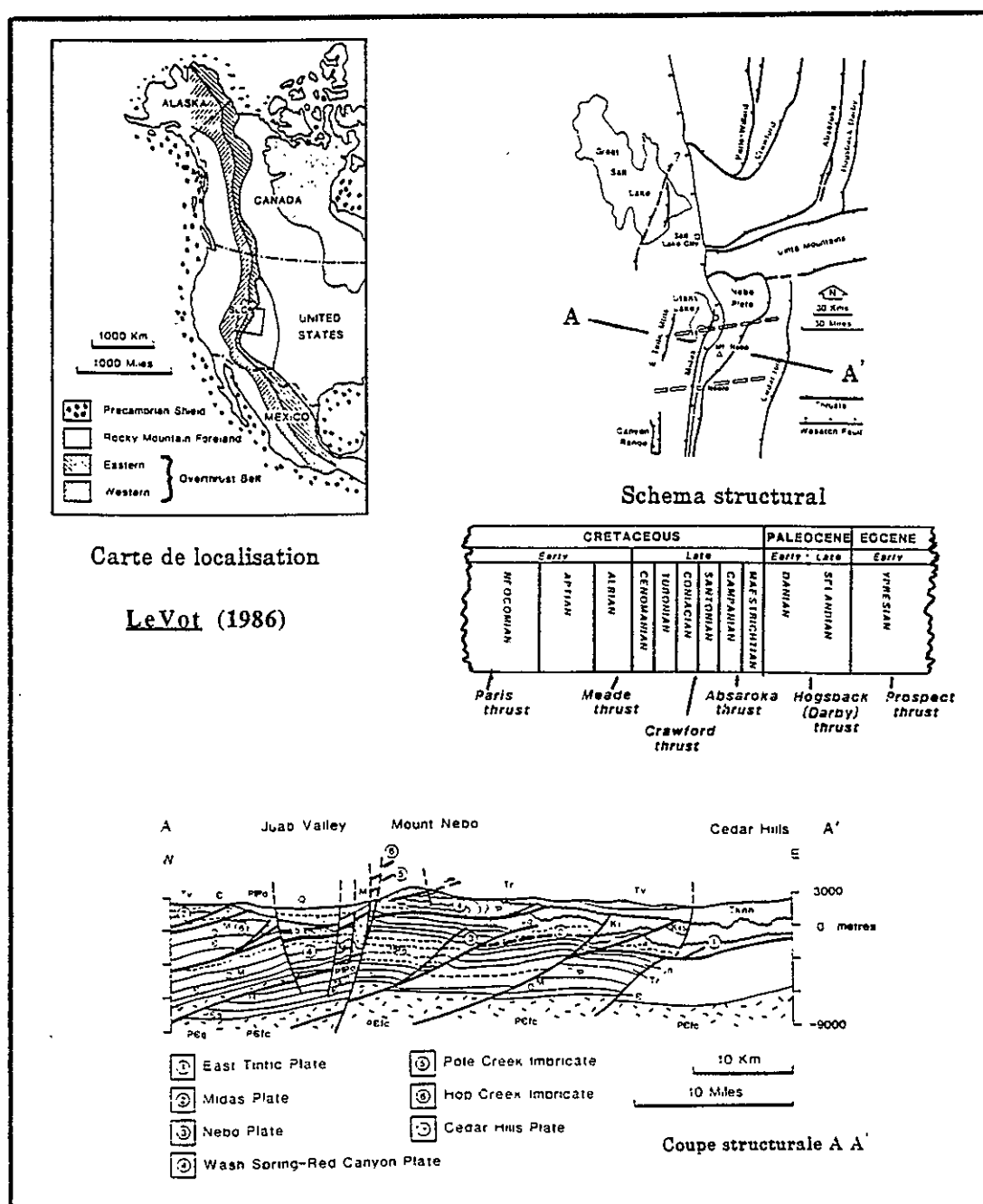


Figure 131 Overthrust Belt de l'Utah et du SW du Wyoming : principales figures tectoniques.

The main tectonic features in the Utah-Wyoming portion of the Overthrust Belt.

III.2. L'Occident mexicain : les domaines cordillérains occidental et oriental

On y reconnaît deux domaines séparés par des fronts chevauchants mésozoïque et cénozoïque ; le domaine occidental plutono-volcanique et le domaine oriental téthysien dont les limites septentrionales deviennent diffuses à l'approche des linéaments de direction N120°E des confins américano-mexicains (Fig. 129).

III.2.1. Le domaine cordillérain occidental

Situé sur la marge du Pacifique, il est né des subductions du Paléo-Pacifique. Il comprend des mélanges franciscains à ophiolites et des puissantes séries volcaniques et intrusives calco-alcalines d'arc reconnues en Basse Californie et en bordure occidentale du Sonora sous les volcanites tertiaires de la Sierra Madre Occidentale (arc Alisitos-Teloloapan ; Rangin, 1982). Individualisé pendant la phase névadienne (limite Jurassique-Crétacé), il est marqué à la fin du Mésozoïque par plusieurs déformations (Fig. 132) :

+ un premier épisode accompagné ou non de métamorphisme de type schistes verts et de granitisation, affecte l'édifice névadien et la ceinture plutono-volcanique du Crétacé inférieur. Il s'agit de la phase orégonienne (ou méso-crétacée) du Cénomanién supérieur - Santonien conduisant à l'émersion de ce domaine (Rangin, 1982 ; Carfantan, 1986). Elle est suivie par un important épisode de granitisation donnant naissance aux batholites du Cénomano-Sénonien de Basse Californie, de Sonora et de Sinaloa. Les produits d'érosion du domaine névadien ainsi granitisé, métamorphisé et émergé fournissent les éléments des molasses marines de la bordure pacifique au Campanien - Maastrichtien (Formations Valle et Rosario), ainsi que ceux des flyschs de la Sierra Madre Orientale à partir du Cénomanién supérieur (Rangin, 1982 ; Tardy, 1980).

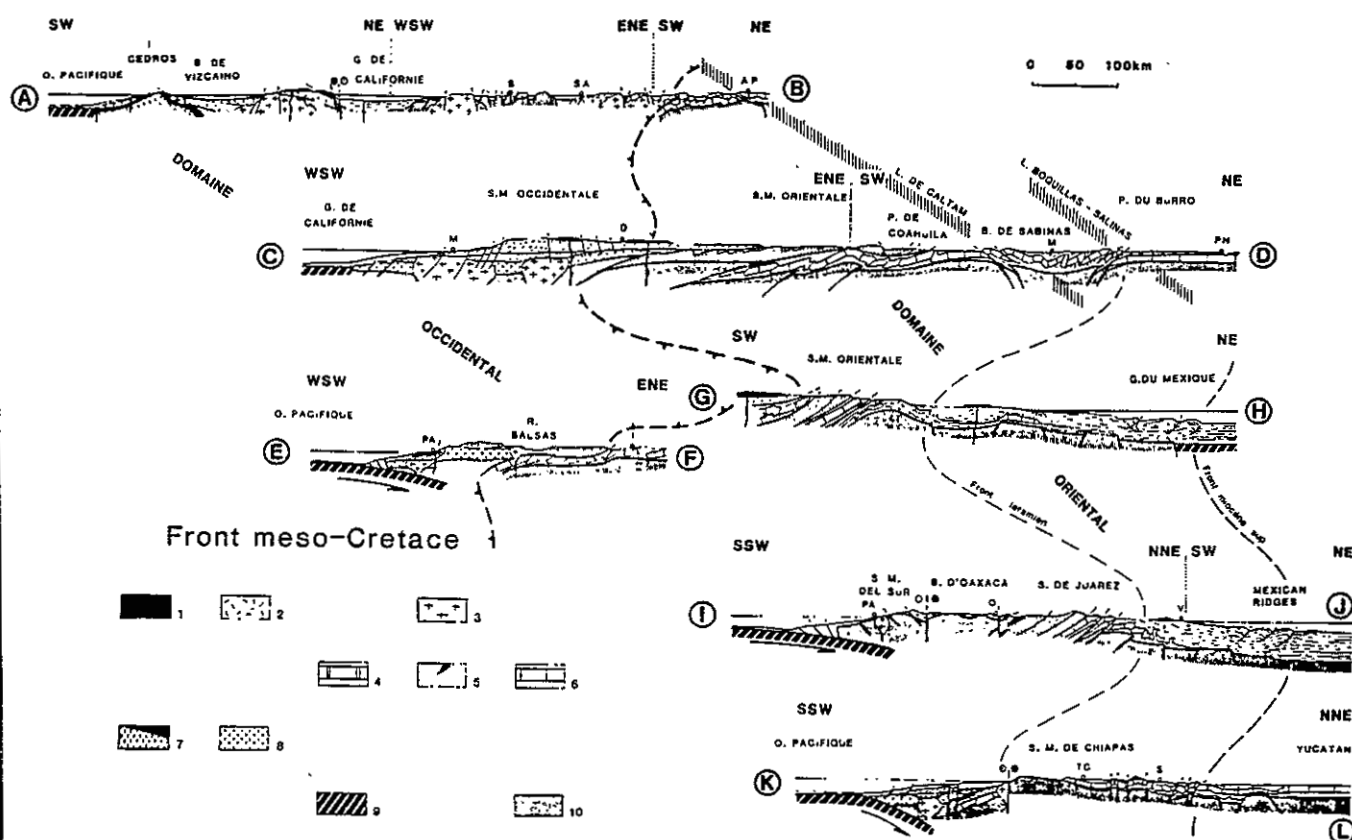
+ par la suite, ce domaine est repris au Campanien par la phase sub-hercynienne caractérisée par des cisaillements plats à vergence E-NE ; la flèche est importante comme en témoignent les fenêtres décrites par Tardy (1980) et Carfantan (1986) dans la Sierra Madre del Sur et en Sonora.

Il convient de noter que l'édifice cordillérain occidental est à double déversement : il est charrié à l'ouest sur les unités franciscaines de Basse Californie et à l'est sur le domaine oriental. Il est donc comparable au domaine plutono-volcanique qui lui fait suite vers le nord aux Etats-Unis (Aubouin et al., 1986) ; ces deux domaines forment, en marge du Pacifique, le bloc américano-mexicain de Blanchet et al. (1983) et de Roure (1984).

III.2.2. Le domaine oriental téthysien

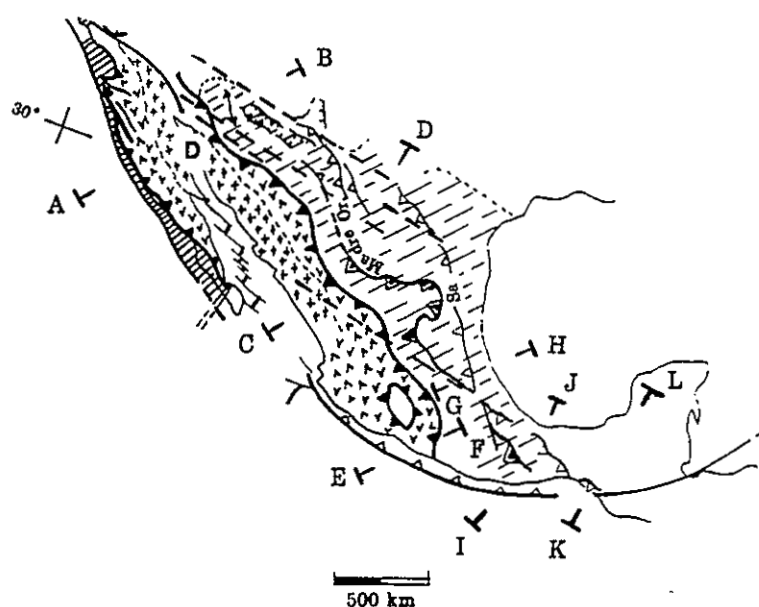
Il englobe la Sierra Madre Orientale, le Bloc d'Oaxaca, la Sierra de Juarez et la Sierra Madre de Chiapas (Fig. 129). La paléogéographie téthysienne héritée de l'ouverture, au Jurassique supérieur, du Golfe du Mexique et associée aux jeux coulissants des linéaments Caltam et autres s'efface lors de l'arrivée des flyschs au Turonien (Tardy, 1980) ; ceux-ci proviennent du domaine occidental émergé et structuré au cours de la phase orégonienne (*cf. supra*). Cette sédimentation terrigène se poursuit jusqu'au Cénozoïque en se déplaçant vers l'est, précédant les nappes.

Au Crétacé supérieur, un épisode majeur de déformation compressive a été décrit à l'avant de la plate-forme carbonatée occidentale ; il s'agit de la phase sub-hercynienne datée du Campanien qui affecte, pour le moins, le Sud du bassin mexicain (Carfantan, 1986).



Légende : 1 - Volcanisme plio-quaternaire ; 2 - Volcanisme andésitique-ignimbritique de l'Eocène supérieur - Miocène ; 3 - Corps intrusifs ; 4 à 6 - Domaine téthysien oriental comprenant : 4 - Plate-forme occidentale ; 5 - Bassin mexicain avec corps ophiolitique et 6 - Plate-formes carbonatées orientales et bassins épicontinentaux ; 7 à 8 - Domaine cordillérain occidental comprenant : 7 - Mélanges franciscains et 8 - Arcs volcaniques mésozoïques indifférenciés ; 9 - Croûtes océaniques ; 10 - Bâti ancien indifférencié.

NB - L'échelle verticale est considérablement exagérée



Carte de localisation
(Légende : Fig. 129)

Figure 132 Système cordillérain mexicain : coupes transversales (Tardy, 1980).

Northern Mexican Cordillera : geological cross sections.

III.3. Essai de synthèse à l'échelle des Cordillères nord-américaines et des Sierras Madres

Il ressort de cet aperçu bibliographique que les différents fronts tectoniques ante-laramiens des Etats-Unis et du Mexique présentent du Nord au Sud et du Cénomanién supérieur au Maastrichtien un certain nombre de caractères communs dans leur organisation structurale et paléogéographique.

A la lumière de nos observations de terrain, un schéma d'évolutions structurale et paléogéographique est présenté à l'échelle des Cordillères. Le lecteur en trouvera de plus amples développements dans la synthèse géodynamique de l'Ouest américain et du Mexique proposée dans le dernier chapitre de ce mémoire.

III.3.1. Organisation structurale

D'un point de vue structural, la tectonique la plus significative est représentée par la phase **méso-crétacée** ou **orégonienne** du Cénomanién supérieur - Santonien. Sa caractéristique principale est le plissement, en une vaste chaîne à double déversement, d'un domaine névadien structuré antérieurement. On peut y reconnaître une branche occidentale à vergence ouest (pacifique) bien développée en Californie et Basse-Californie et une branche orientale pour laquelle un certain nombre d'analogies existe entre les Etats-Unis et le Mexique :

- + les principales structures affectant le domaine névadien sont déversées vers l'est ; aux Etats-Unis, l'axe Sierra Nevada-Klamath Mountains-Blue Mountains est ainsi charrié sur les séries du craton nord-américain tandis que l'arc Alisitos-Teloloapan mexicain chevauche le Crétacé inférieur de la Téthys ;
- + l'unité structurale supérieure est représentée par une série plutono-volcanique du Trias-Crétacé inférieur aux Etats-Unis et par une série marine du Trias-Crétacé inférieur au Mexique (unité de Zacatecas) ;
- + l'âge de la structuration est post-Cénomanién inférieur - ante-Campanien.

Un témoin structural de ce front orégonien à vergence E-NE vient d'être reconnu et décrit en Arizona (Sosson, 1989) ; il autorise, malgré les dépôts volcaniques tertiaires de la Sierra Madre Occidentale qui masquent les structures antérieures, à prolonger le front orégonien mexicain jusqu'en Arizona, l'amenant à se raccorder, selon une virgation NW-SE, à celui décrit au Nevada par Roure & Sosson (1986).

A l'Est, les avant-pays nord-américain et mexicain réagissent en se déformant suivant une polarité tectonique migrant d'Ouest en Est ; les chevauchements méso-crétacés de l'orogène Sévier pourraient être rattachés à ce contre-coup, de même que les plis sub-méridiens décrits aux confins américano-mexicains.

Cette chaîne à double déversement est reprise en bloc et par deux fois par les phases compressives :

- + **sub-hercynienne** du Campanien - Maastrichtien ; reconnue dans l'OTB (Orogenèse Sévier) et dans le SW du Nouveau-Mexique, son expression structurale est représentée par la surrection de panneaux de socle limités par des accidents à N120°E nourrissant en éléments détritiques un bassin molassique du même âge. Cette phase est signalée dans le Sud du bassin mexicain qu'elle referme, granitise et charrie. Dans le centre du Mexique, son expression est mal connue ; toutefois, elle pourrait être responsable de la brutale augmentation du détritisme enregistrée dans les flyschs du Campanien ;
- + **laramienne** au Paléogène.

Les caractéristiques de ces différentes phases se lisent dans les déformations des séries molassiques dont la datation permet de contraindre et de préciser le calendrier structural.

III.3.2. Organisation paléogéographique

Sur le plan paléogéographique, une certaine continuité apparaît entre les Etats-Unis et le Mexique (Fig. 133) :

- + nés de subductions jurassico-crétacées, les ensembles volcano-sédimentaires constituant l'armature du domaine névadien de la Californie en Basse Californie mexicaine sont corrélables tant par leur âge que par leurs caractères géochimiques et lithologiques (Rangin, 1982 ; Roure, 1984 ; Roure et al., 1986) ;
- + les batholites du Crétacé supérieur «clouant» les structures chevauchantes à vergence orientale de la phase orégonienne se prolongent de la Sierra Nevada en Basse Californie jusqu'à l'axe transmexicain ;
- + les molasses scellant le phase orégonienne sont en tout point comparables en Californie et en Basse Californie ;
- + les bassins berceaux des flyschs et molasses du Campanien - Maastrichtien qui trouvent leur origine dans l'érosion d'une part des nappes du système névadien repris au cours de la phase sub-hercynienne (Sud du Mexique) et d'autre part des rides de direction N120°E (confins américano-mexicains) sont similaires et peuvent être rattachés à ceux de l'OTB.

Ces bassins du Campano-Maastrichtien sont affectés, au Paléogène, par les déformations de la phase laramienne.

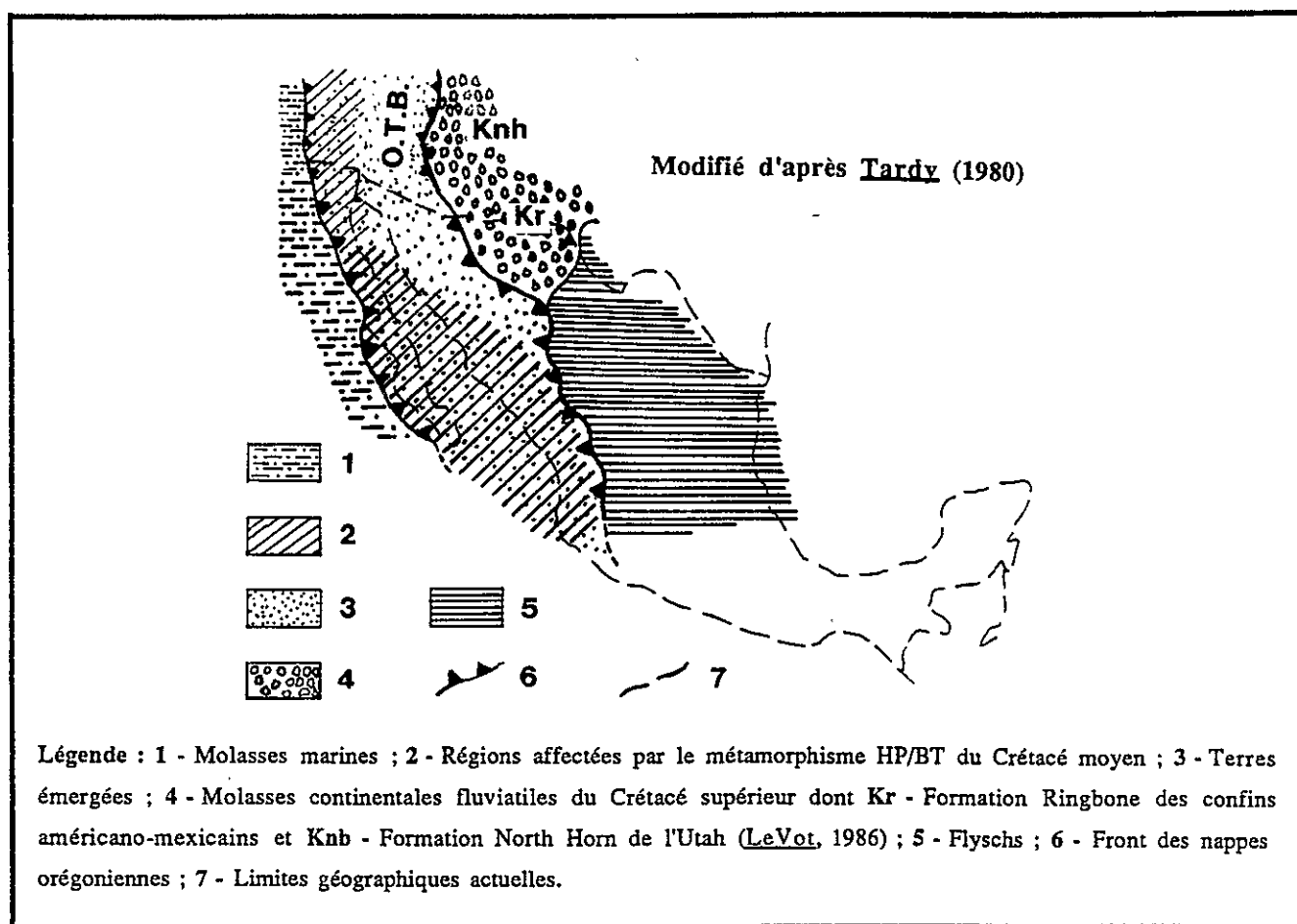


Figure 133 Carte paléogéographique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Crétacé supérieur.

Southwestern USA and northern Mexico paleogeographic map during the upper-Cretaceous time.

IV - Paléocène - Eocène moyen **Les phases compressives laramiennes**

IV.1. L'orogénèse laramienne dans le SW du Nouveau-Mexique

Les phases de l'orogénèse laramienne déforment et portent à émergence l'ensemble du SW du Nouveau-Mexique ; les grandes structures mises en place résultent de l'écrasement du Bassin téthysien de Bisbee - U-Bar le long du faisceau structural du Texas Lineament ; le système de plis et de failles observé présente un déversement en éventail de part et d'autre de panneaux de socle. Les données de terrain, les datations isotopiques et les découvertes paléontologiques dans la Formation Ringbone permettent de distinguer (Fig. 134) :

+ au Paléocène - Eocène inférieur, une phase compressive qui débute avec la mise en place de plis affectant la Formation Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien et la Formation Hidalgo volcano-détritique du Paléocène ; des chevauchements à double vergence guidés par une tectonique de socle se forment en fin de cette première phase. Les structures sont «clouées» par des plutons d'andésites de l'Eocène moyen dont le pluton du Cerro de Cristo Rey ;

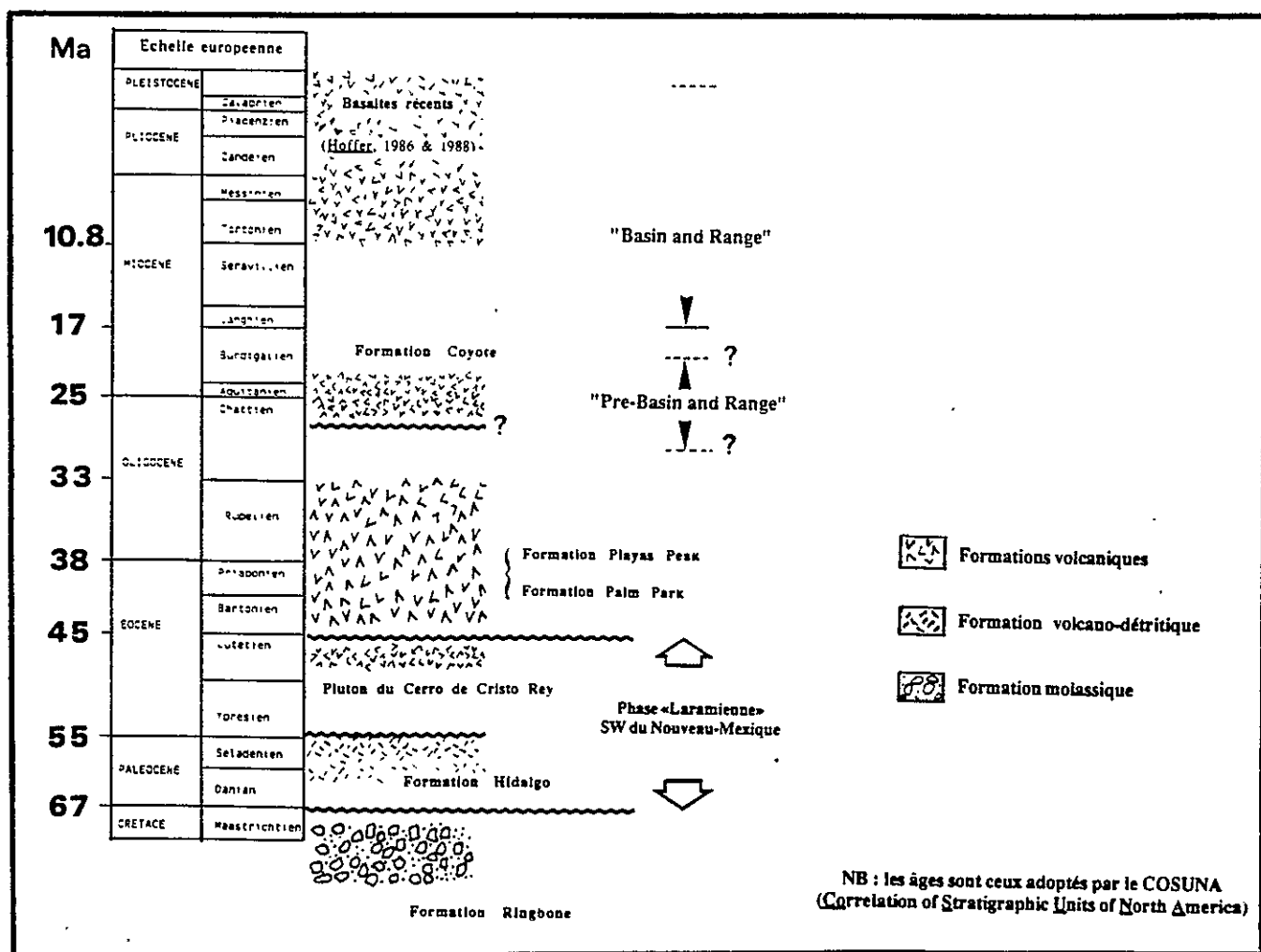


Figure 134 Datation des phases tectoniques cénozoïques du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua.
Cenozoic tectonic timing throughout Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua.

+ à l'Eocène moyen, une phase transpressive affecte l'ensemble de la série stratigraphique jusqu'aux andésites de l'Eocène moyen. Cet événement est responsable notamment de structures «en fleur» enserrées dans des couloirs tectoniques d'orientation NW-SE ; elles indiquent la présence de fractures de socle profondes appartenant au Texas Lineament et qui jouent en décro-chevauchements sénestres. Cette phase est cachetée, dans le SW du Nouveau-Mexique, par la Formation Playas Peak de l'Eocène supérieur - Oligocène et, dans le Sud du Nouveau-Mexique, par les volcanites de la Formation Palm Park également de l'Eocène supérieur (Clemons, 1976).

IV.2. Comparaison avec d'autres segments de la chaîne laramienne

Ce chapitre présente les caractéristiques majeures de la phase laramienne dans les régions voisines de notre zone d'étude. Il repose sur :

- + des observations faites par M. Sosson et P. Cabezas au cours de tournées de terrain communes dans le SE de l'Arizona et la région de Socorro (Centre du Nouveau-Mexique) ;
- + un essai de comparaison tectonique entre les East Potrillo Mountains visitées pendant cette étude et les jalons structuraux les plus méridionaux des Montagnes Rocheuses dans le Sud du Nouveau-Mexique ;
- + des données bibliographiques (pour le Plateau du Colorado et le Nord-Est de Chihuahua) ;

Enfin, une coupe de reconnaissance sur la transversale Aldama - Ojinaga (Etat de Chihuahua, Mexique) est présentée. Levée avec M. Tardy en Mai 1988, son intérêt est double ; elle montre le style de la déformation laramienne le long du Linéament Caltam en bordure méridionale du Bassin de Chihuahua et elle sert de jonction entre ce travail aux confins américano-mexicains et celui de M. Tardy (1980) dans la Sierra Madre Orientale du bassin de Sabinas.

IV.2.1. Le SE de l'Arizona et le Plateau du Colorado

Contrairement à Davies (1979 et 1981) et Drewes (1981) qui admettent une seule direction de contrainte compressive NE-SW au Crétacé-Paléogène, Bouroz et al. (1989) et Sosson & Bouroz (1989) ont montré l'existence de deux épisodes compressifs au cours de la phase laramienne : le premier, de direction N65°E, est caractérisé par des chevauchements à vergence NE et une déformation ductile au Crétacé supérieur ; le second, de direction N115°E, est matérialisé, au Paléogène, par des écaillles et des décrochements se surimposant aux structures antérieures.

IV.2.2. Le centre du Nouveau-Mexique

Cabezas (1989) a montré que la région de Socorro (NM) et d'Albuquerque (NM) est un segment des Montagnes Rocheuses Méridionales où deux phases laramiennes peuvent être distinguées : une phase compressive majeure caractérisée, au Paléocène supérieur - Eocène inférieur, par la mise en place d'écaillles crustales à vergence Est ; une phase transpressive tardive soulignée par des décrochements dextres d'orientation générale nord-sud d'âge Eocène moyen-supérieur (?).

IV.2.3. Le Sud du Nouveau-Mexique

Dans la région de Truth or Consequences (NM), une seule phase compressive laramienne est décrite par Seager (1975 ; 1981 ; 1983), Seager & Clemons (1982), Seager & Mack (1986) et Seager et al. (1986) ; des écaillles crustales amenant le

Précambrien sur le Paléozoïque du Bassin d'Orogrande (*cf. supra*) sont observées dans les Caballo Mountains (Fig. 135). La Formation Love Ranch synorogénique permet de dater cette déformation du Paléocène terminal - Eocène inférieur (Kottlowski, 1958 ; Seager et al., 1986).

Ces accidents orientés NNW-SSE sont recoupés, plus au sud, par une faille orientée N100°E - N110°E : la Rio Grande fault scellée par les volcanites de la Formation Palm Park datée à 40 - 43 Ma (Eocène supérieur) (Clemons, 1976). D'après les données bibliographiques, il semblerait que les déformations décrites le long de cette faille puissent s'accommoder d'un jeu décrochant sénestre dans un régime transpressif comparable à celui connu plus au nord à l'Eocène moyen - Eocène supérieur (?).

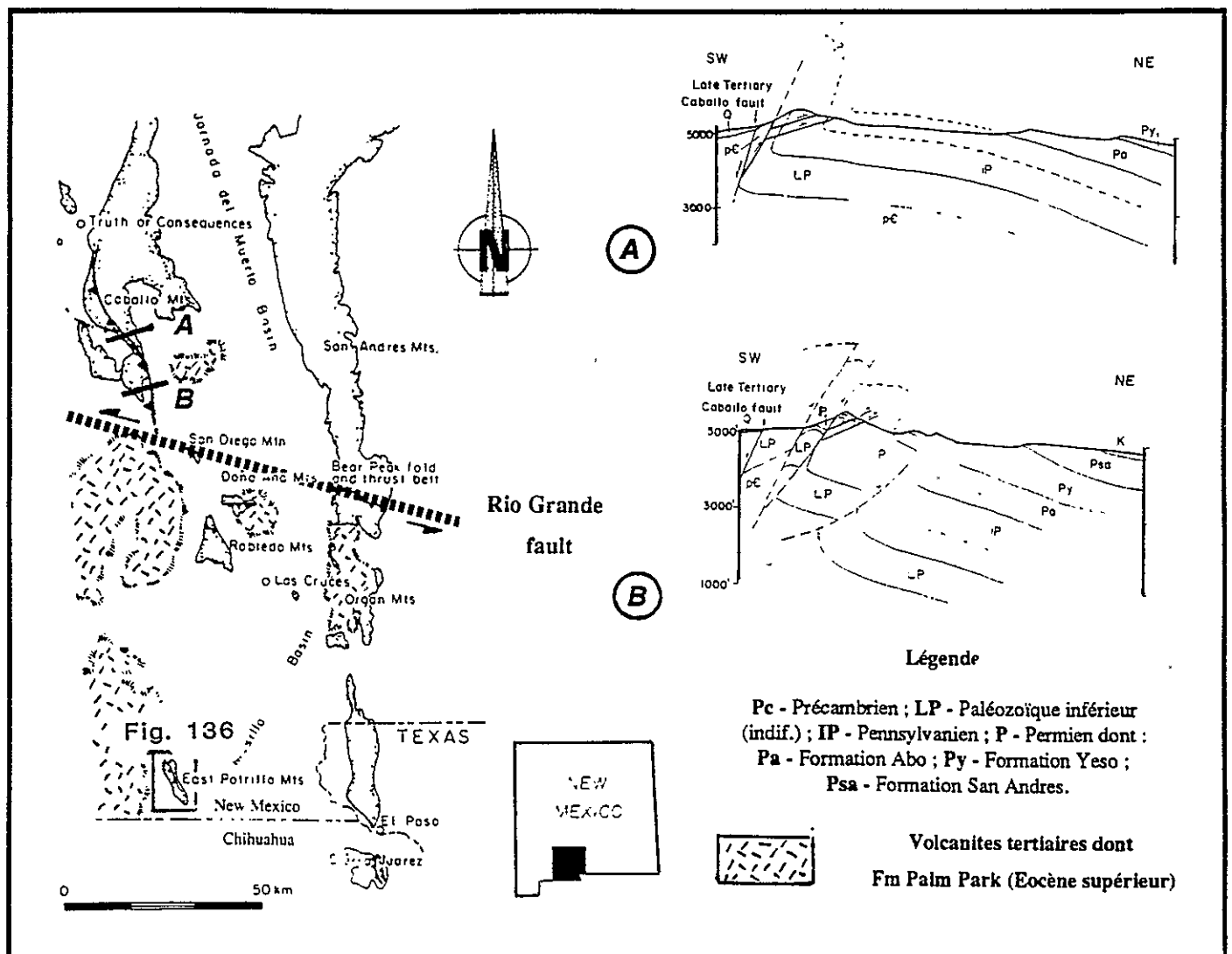


Figure 135 Sud du Nouveau-Mexique : carte structurale de la terminaison méridionale des Montagnes Rocheuses et coupes géologiques des Caballo Mtns (Seager & Mack, 1986 ; Seager et al., 1986).

Southern New Mexico : structural map of Southern Rocky Mountains and geological cross sections of the Caballo Mtns (Seager & Mack, 1986 ; Seager et al., 1986).

Les East Potrillo Mountains sont situées à 100 km au Sud des Caballo Mountains (Fig. 135). Leur bâti est constitué de Permien et de Crétacé inférieur dont l'épaisseur est estimée à 280 m. Un couloir tectonique orienté NNW-SSE est visible dans le NW de la chaîne ; il se suit depuis la Crucesita Blanca fault zone au nord jusqu'à la Little Horse fault zone au sud ; les accidents enserlés dans ce faisceau structural affectent le Permien qu'ils amènent sur le Crétacé inférieur déformé en une série de plis renversés vers l'est (Fig. 136). Des lambeaux tectoniques de Crétacé affleurent dans ce couloir ainsi que 5 mini-klippes dont celles du Tee Pee Ranch thrust system reposant sur le Crétacé au Nord du massif. Tout comme dans les Caballo Mountains, la déformation laramienne des East Potrillo Mountains est caractérisée par des écaïles crustales à vergence Est perturbées par des accidents décrochants NE-SW et NW-SE.

IV.2.4. Le Nord-Est de Chihuahua

Entre Ciudad Juarez (Chi.) au nord et Ojinaga (Chi.) au sud, de magnifiques plis jurassiens caractérisent le front laramien de la ceinture tectonique chihuahuense (Chihuahua Tectonic Belt). Des plis de couverture, droits ou déversés vers l'ENE, décollés dans des gypses permien et/ou albo-aptiens (Formation Cuchillo) sont décrits par Cordoba (1969), Campuzano (1973), Campuzano et al. (1980), Tardy (1980), Richert et al. (1981), Berge (1982), Reaser (1982), Campa U. (1985) et Suter (1987).

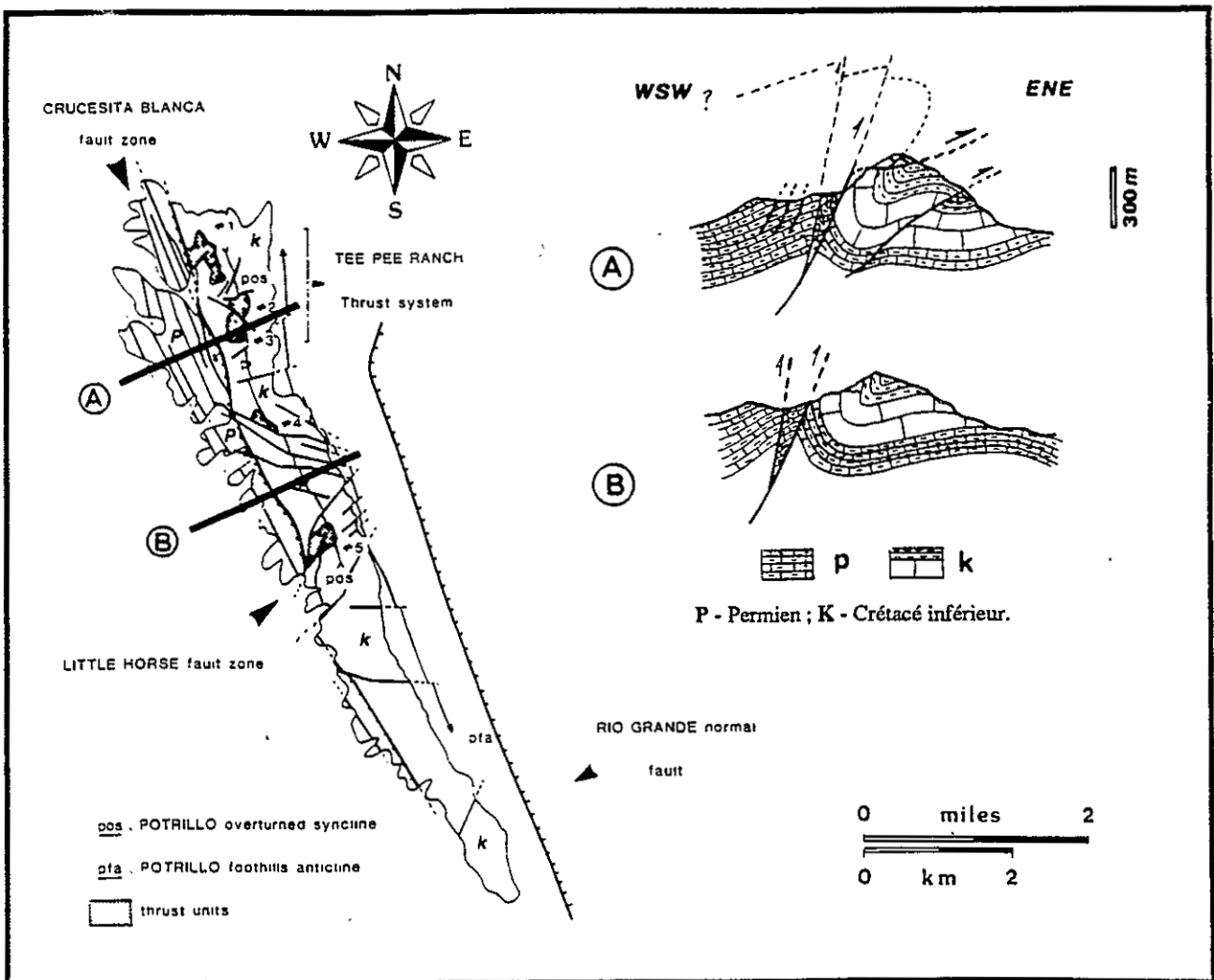


Figure 136 East Potrillo Mountains : carte structurale et coupes (Localisation Fig. 135).

East Potrillo Mountains : structural map and geological cross sections (Location Fig. 135).

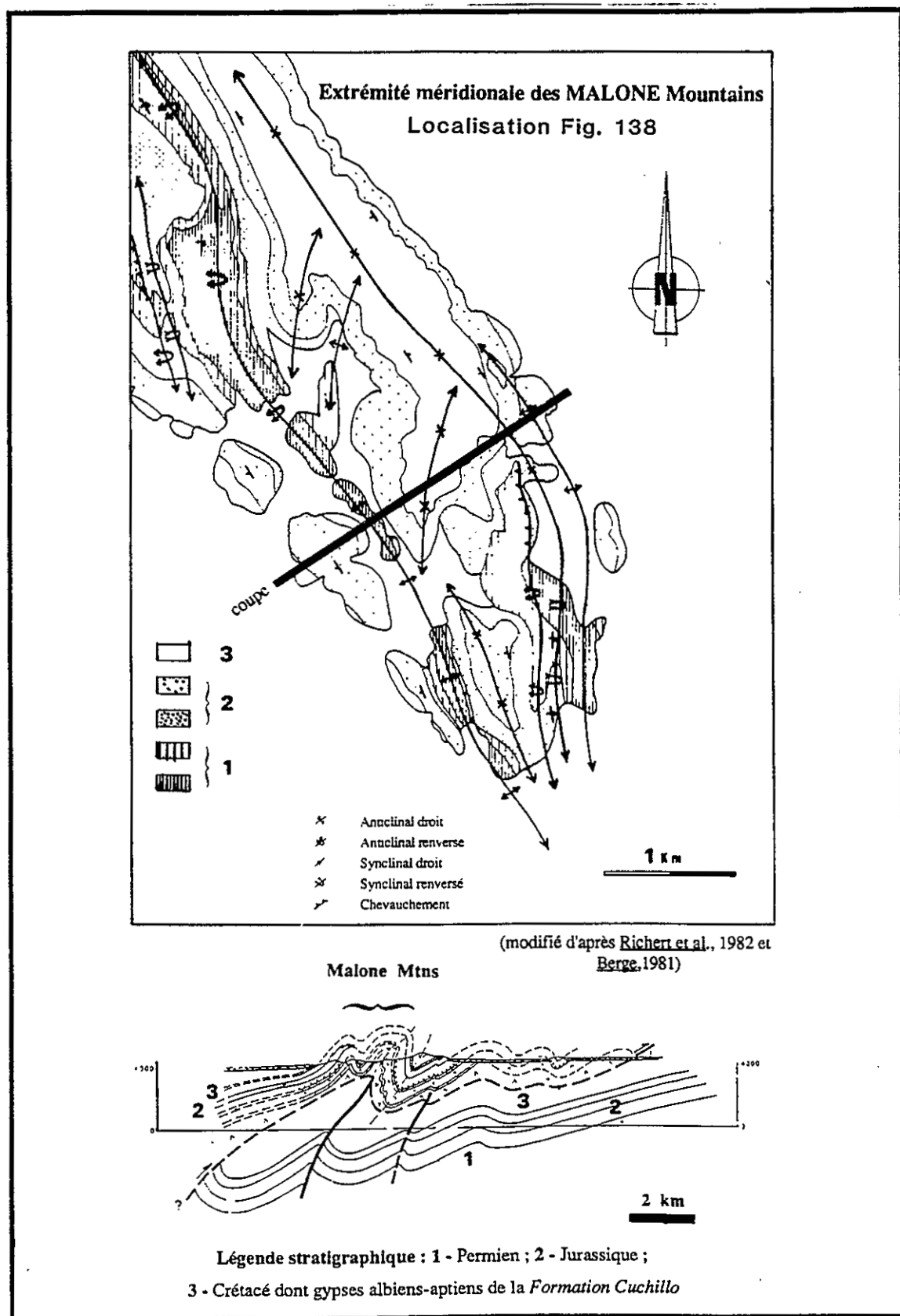


Figure 137 Malone Mountains : carte structurale et déformation laramienne en Chihuahua oriental.

Malone Mountains : structural map and Laramide structures of Eastern Chihuahua.

Les Malone Mountains, situées sur les rives occidentales du Rio Grande, fournissent un bel exemple de cette tectonique de couverture (Fig. 137). Deux phases laramiennes sont individualisées : une première est caractérisée, au Paléocène, par des plis de direction axiale N130°E et des chevauchements à vergence NE ; une seconde est soulignée, à l'Eocène, par des plis droits sub-méridiens et des décrochements conjugués dextres et sénestres selon des directions respectives N10°E - N170°E et N70°E - N100°E. Une rotation horaire du champ de contrainte de 30° au cours de la phase laramienne est proposée par Richert et al. (1981) et Reaser (1982).

IV.2.5. Le centre de Chihuahua : transect Aldama - Ojinaga

La déformation laramienne du Bassin de Chihuahua apparaît de manière spectaculaire le long du transect Aldama - Ojinaga (Fig. 138) ; une route carrossable traverse du SW au NE une succession de sierras allongées selon une direction générale NW-SE qui sont autant de plis en relais.

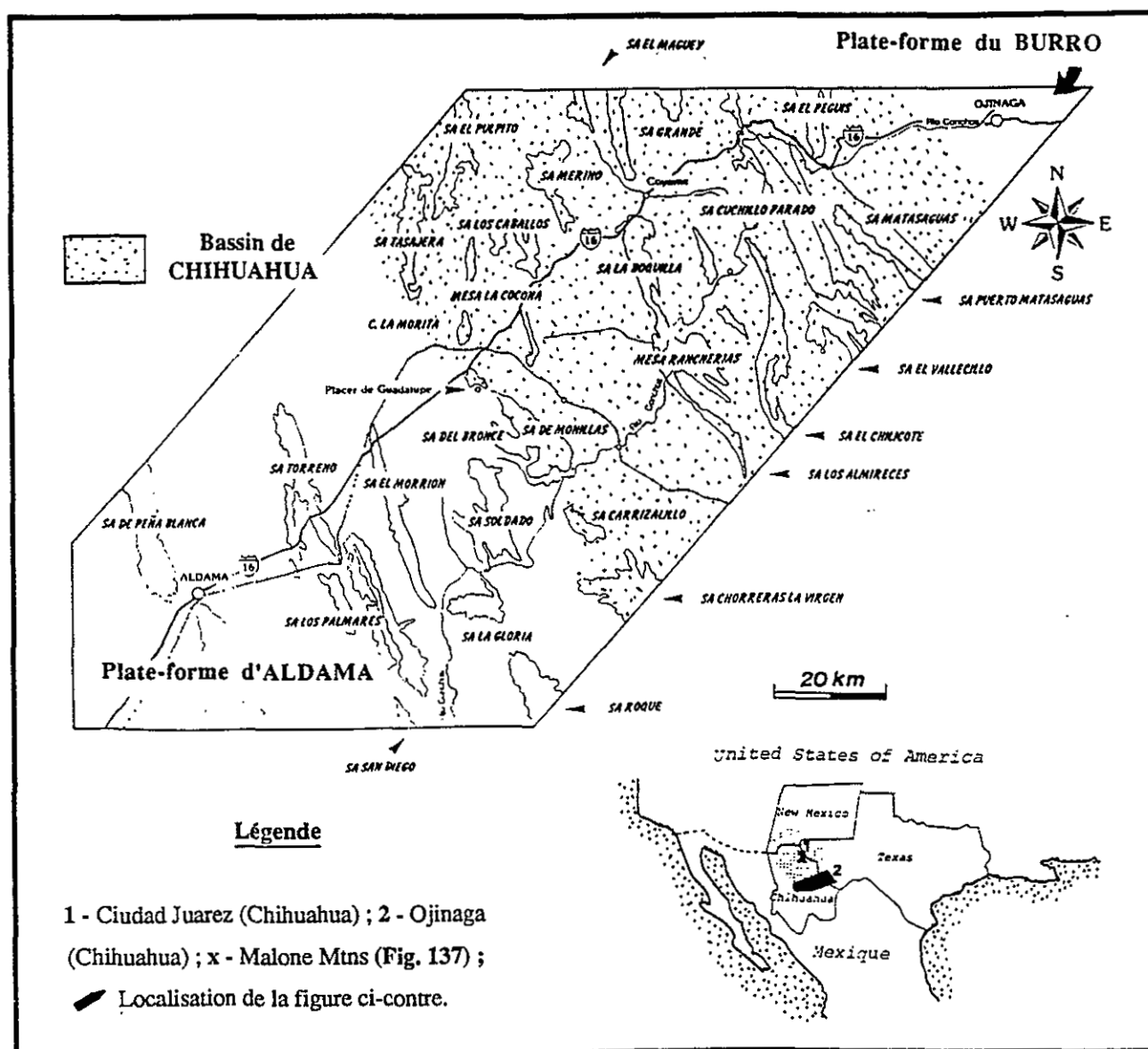
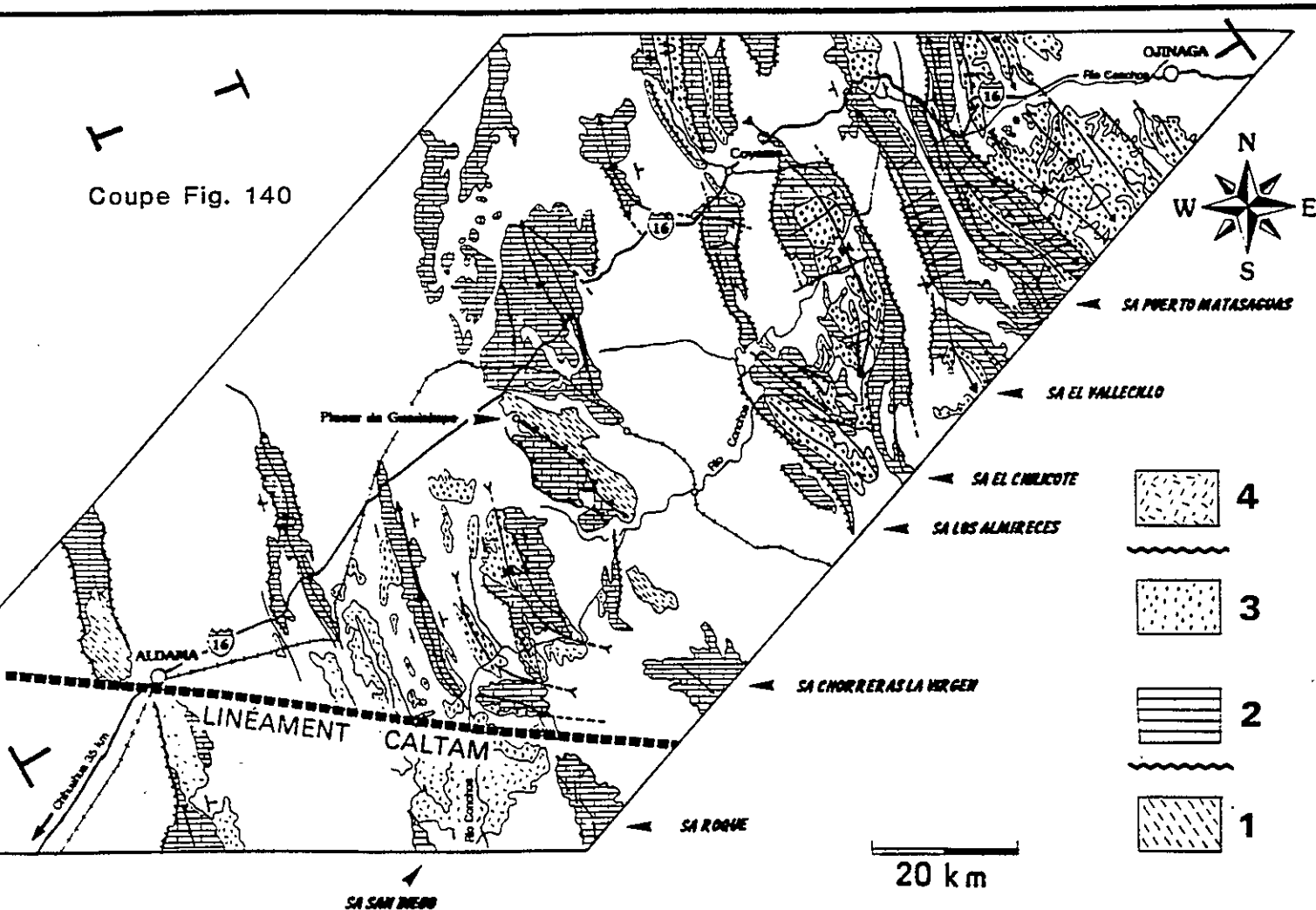


Figure 138 Transect Cd Chihuahua - Ojinaga : toponymie et localisation.

Location and names of the main sierras of the Cd Chihuahua - Ojinaga area.

La série stratigraphique du bassin a été étudiée en détail par Ortuno-Arzate (1984). Le substratum est constitué par du Paléozoïque supérieur affleurant dans la région de Placer de Guadalupe (Fig. 139) ; le Permien et le Pennsylvanien sont plissés et recouverts en discordance angulaire par un puissant Jurassique - Crétacé (5000 à 6000 mètres) caractéristique du Bassin de Chihuahua enchâssé entre la plate-forme d'Aldama à l'Ouest et celle du Burro - Diablo à l'Est. Les black-shales, les assises détritiques et les évaporites de la *Formation La Casita* marque la naissance du bassin au Kimméridgien - Portlandien selon un processus de distension intra-continentale. Après un comblement souligné au Néocomien par les séries détritiques et lagunaires des *Formations Navarette et Las Vigas*, une importante transgression aptienne accroît l'extension du bassin sur ses marges ; une sédimentation essentiellement carbonatée s'installe avec une forte subsidence. Les évaporites de la *Formation La Virgen* et les marnes calcaires de la *Formation La Pena* sont surmontées par les puissants calcaires des *Formations Coyame, Benigno, El Bronce et Finlay*. Enfin, le bassin se ferme, comblé par les marnes cénomaniennes des *Formations Del Rio et Buda*.



Légende stratigraphique : 1 - Pennsylvanien - Permien ; 2 - Crétacé inférieur (indifférencié) ; 3 - Crétacé supérieur (Formations Del Rio et Buda du Céno manien) ; 4 - Ignimbrites d'âge Eocène supérieur - Oligocène (Callas, 1977).

Figure 139 Transect Cd Chihuahua - Ojinaga : carte géologique (Modifiée d'après les cartes géologiques au 1/250 000 d'OJINAGA # H13.8 et CIUDAD DELICIAS # H13.11 de l'Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática, SPP Programación y presupuesto).

Geological map of the Cd Chihuahua - Ojinaga area (Modified from the Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática geological maps # H13.8 and # H13.11).

D'une manière générale, la déformation laramienne présente un style caractéristique d'une **tectonique de couverture** ; des trains de plis jurassiens armés par les carbonates albiens - aptiens sont observés et les niveaux de décollement correspondent aux évaporites de la *Formation La Casita* (Kimméridgien - Portlandien) et de la *Formation La Virgen* (Aptien) qui percent en diapirs les coeurs de certains anticlinaux (Fig. 140). Au SW, dans les Sierras Torreno et El Morrion, la plate-forme d'Aldama montre des structures renversées vers le SW témoignant de l'existence d'une tectonique de couverture sur la plate-forme d'Aldama. Des écaïlles tectoniques à vergence SW sont observées dans la Sierra de Monillas près du Placer de Guadalupe ; elles amènent le substratum jurassique - crétacé du Bassin de Chihuahua sur les carbonates de plate-forme de la Sierra del Bronce. A cet endroit, un puits d'exploration de PEMEX a traversé, en 1988, plusieurs écaïlles permienues avant d'atteindre le socle précambrien (Roberts, communication personnelle).

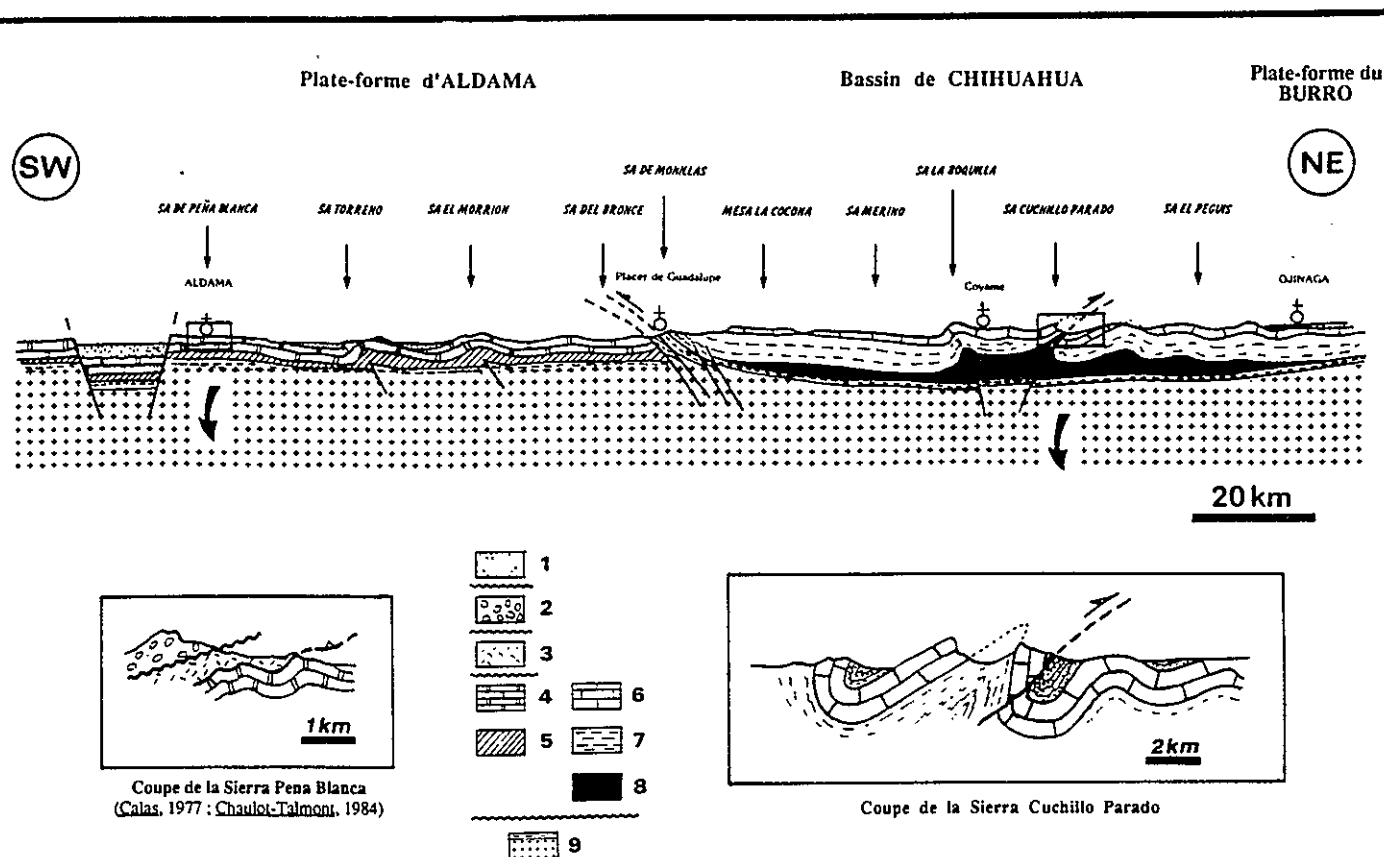


Figure 140 Transect Cd Chihuahua - Ojinaga : coupe structurale.

Cross-section of the Cd Chihuahua - Ojinaga.

Le centre du bassin est caractérisé par de larges structures à faible rayon de courbure (Mesa la Cocona et Sierra Merino). Près du village de Coyame, une structure très pincée à vergence SW apparaît dans la Sierra la Boquilla ; un peu plus à l'est, dans la Sierra Cuchillo Parado, un train de plis compliqué d'un chevauchement et composé d'un anticlinal à coeur d'évaporites du Kimméridgien - Portlandien et d'un synclinal présente une vergence NE. De Coyame à Ojinaga, les plis observés montrent un déversement vers le NE (Sierra el Peguis). La déformation s'amortit assez rapidement vers l'Est et seuls quelques trains de plis affectent le Crétacé supérieur de la plate - forme du Burro dans la région d'Ojinaga. Il convient de noter que les structures laramiennes, qui déforment notamment tout le Crétacé y compris les volcanites de la *Formation Cuervo* discordantes sur les carbonates albiens, sont scellées par des ignimbrites datées à 38 Ma (Eocène supérieur - Oligocène) dans la Sierra de Pena Blanca (Calas, 1977).

Dans le Bassin de Chihuahua, la phase laramienne se traduit, au Paléocène supérieur, par le décollement et le plissement de la couverture crétacée qui dessine une vaste structure à double déversement témoignant de l'écrasement du bassin entre les plate-formes d'Aldama à l'Ouest et du Burro à l'Est (Tardy, 1980). La direction générale NW - SE à NNW - SSE des accidents laramiens donne une contrainte majeure orientée SW - NE à WSW - ENE. Toutefois, vers le Sud du bassin, les directions axiales des plis montrent des variations notables ; il s'agit probablement de la signature du Linéament Caltam dont l'influence sur la tectonique laramienne sera évoquée ultérieurement.

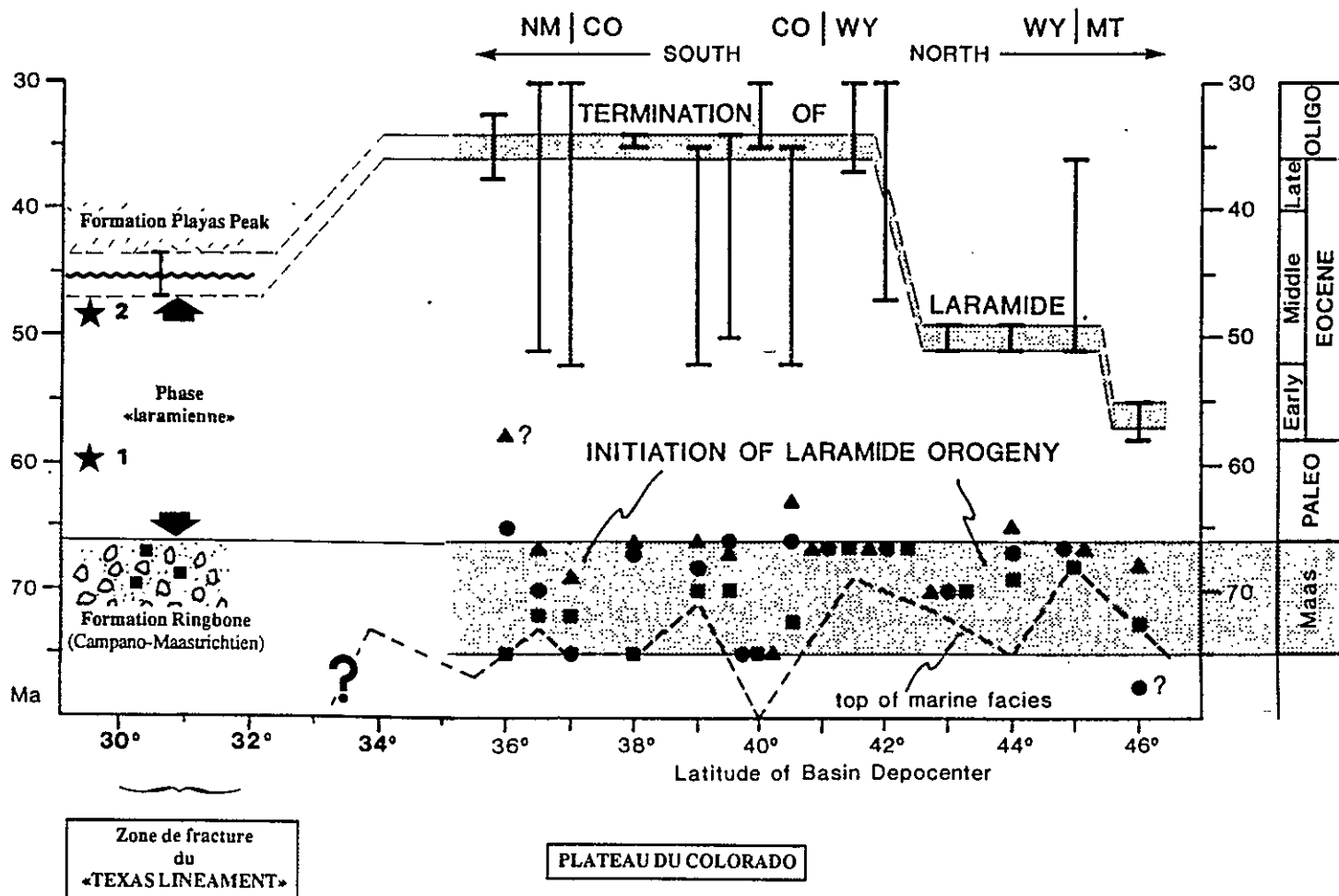
Dans le SW des Etats-Unis et le Nord du Mexique, la déformation laramienne présente, du Paléocène à l'Eocène moyen, des styles caractéristiques de tectoniques de socle, de revêtement et de couverture. Deux phases se succèdent : une première compressive avec des structures à double déversement et une seconde transpressive caractérisée par des décrochements tardifs le long d'anciennes cassures de socle appartenant aux écheveaux structuraux des linéaments du Texas et Caltam.

Dans le SW du Nouveau-Mexique, un âge Paléocène à Eocène moyen (67 Ma - 45 Ma) est retenu pour les déformations compressives majeures. Il convient de signaler que ce calage tectono-stratigraphique s'intègre bien dans le tableau retraçant l'évolution spacio-temporelle de l'orogénèse laramienne à l'issue de laquelle le SW des Etats-Unis et le Nord du Mexique sont définitivement émergés (Fig. 141).

V - Néogène : la tectonique distensive du Basin and Range

Les directions des failles d'extension de la région étudiée sont comparables à celles données par (Fig. 142) :

- + Zoback et al. (1981) ; Seager et al. (1984) et Elston & Abitz (1987) dans le Sud des Etats-Unis ;
- + Cabezas (1989) dans la partie centrale du Rift du Rio Grande (région de Socorro) ;
- + Coletta et al. (1982) et Rangin (1982) en Basse Californie ;
- + Chaulot-Talmont (1984) dans le centre de Chihuahua.



Légende



Durée des hiatus stratigraphiques post-«laramiens»



Datations des formations syn-«laramiennes» dont :

1 - Formation Hidalgo du Paléocène (55 - 65 Ma)

2 - andésites du Cerro de Cristo Rey du Lutétien (45 - 47 Ma).



Datations des sédiments ante-«laramiens» les plus récents

Figure 141

Evolution spacio-temporelle de l'orogénèse laramienne dans l'Ouest du continent nord-américain (Complété d'après Dickinson et al., 1988).

The Laramide orogeny throughout Western North American continent (Modified from Dickinson et al., 1988).

Au Sud des Etats-Unis, dans la province du Basin and Range, une première phase d'extension à $N35^{\circ}E - N75^{\circ}E$ correspond à la période Pre-Basin and Range de Zoback et al. (1981) et Elston & Abitz (1987) ; débutant vers 33 Ma (limite Oligocène inférieur - Oligocène supérieur) et se poursuivant jusque dans le Miocène, elle est accompagnée de failles normales de directions semblables à celles observées dans cette étude (famille de failles à $N110^{\circ}E - N140^{\circ}E$). Une seconde phase d'extension à $N110^{\circ}E - N120^{\circ}E$ lui succède ; de 17 Ma à environ 4 Ma (Miocène moyen - Pliocène), elle caractérise la période Basin and Range s.s. (Zoback et al., 1981 ; Seager et al., 1984) ; on peut y rattacher les cassures de direction $N175^{\circ}E - N215^{\circ}E (N35^{\circ}E)$.

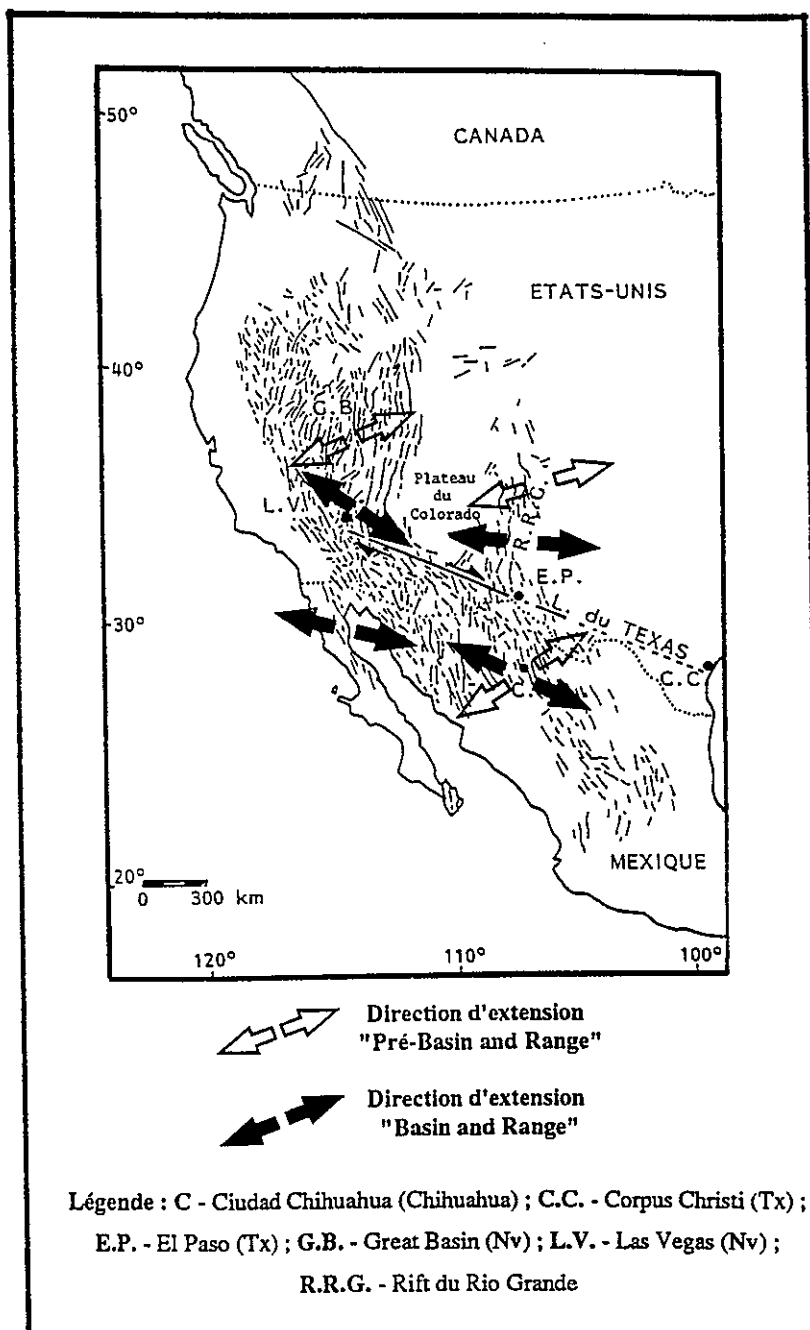


Figure 142 Relation entre le Texas Lineament et les failles distensives du Basin and Range (Modifié d'après Coletta et al., 1977 ; Zoback et al., 1981 ; Chaulot-Talmont, 1984 et Tardy et al., 1989).

Relation between the Texas Lineament and the extensive Basin and Range faults (Modified from Coletta et al., 1977 ; Zoback et al., 1981 ; Chaulot-Talmont, 1984 and Tardy et al., 1989).

Au centre du Nouveau-Mexique, dans le Rift du Rio Grande, Cabezas (1989) a reconnu trois étapes majeures d'extension :

- + de l'Oligocène supérieur au Miocène basal ;
- + du Miocène supérieur au Pliocène inférieur ;
- + du Pliocène terminal à l'Actuel.

Pour les deux premières, Cabezas (1989) constate une bonne analogie entre la province du Basin and Range et le rift du Rio Grande témoignant de l'appartenance de ce dernier à la province du Basin and Range affectant tout l'Ouest des Etats-Unis. La phase actuelle est également observée dans le Sud du Nouveau-Mexique (basaltes datés entre 0.76 - 0.53 +/- 0.05 Ma ; Hoffer, 1986 & 1988) ; elle est propre au rift.

En Basse Californie, la direction d'extension moyenne est WNW-ESE (Coletta et al., 1982 ; Rangin, 1982). Elle se traduit par la mise en place d'une série volcanique alcaline et d'un réseau de failles NNW-SSE présent tout autour du Golfe de Californie ; les premiers indices d'ouverture apparaissent à environ 17 Ma. Elle perdure jusqu'à 6 Ma.

En Chihuahua central, Chaulot-Talmont (1984) montre l'existence de deux phases distensives tertiaires se surimposant aux anciennes fractures du Linéament Caltam qui a alors un comportement passif :

- + la première avec une extension N40°E - N64°E correspond à la période Pre-Basin and Range (Zoback, 1981) ;
- + la seconde avec une extension N92°E - N124°E correspond à la période Basin and Range s.s. (Zoback, 1981).

Ces résultats confirment l'appartenance des confins américano-mexicains à la province du Basin and Range du SW des Etats-Unis. L'interprétation des images satellites LANDSAT montre que la morphologie et les structures caractéristiques de cette province se prolongent au Mexique en empruntant le Texas Lineament entre El Paso (Tx) et Las Vegas (Nv) (Fig. 142) ; les accidents y sont orientés NW-SE, c'est-à-dire obliquement par rapport à la direction sub-méridienne observée dans le Grand Bassin ; ces variations d'orientation des structures sont la conséquence d'un jeu coulissant dextre le long des anciennes cassures du socle.

Toutefois, l'âge du début de l'extension et de l'existence d'une tectonique distensive syn-ignimbrite reste à préciser ; nous avons vu que les failles normales pouvaient être postérieures à 45 Ma (post-Lutétien). L'existence d'une tectonique distensive affectant la Sierra Madre Occidentale est également confortée par :

- + Chaulot-Talmont (1984) qui décrit, dans la région de Chihuahua, des cassures NW-SE datées entre 41 et 30 Ma ;
- + Calas (1977) qui indique des ignimbrites Eocène supérieur - Oligocène se mettant en place dans des paléo-vallées de la Sierra Pena Blanca en Chihuahua (Localisation Fig. 138) ;
- + Tardy (1980) qui signale, dans la Sierra Madre Orientale, un conglomérat continental d'âge Eocène supérieur - Miocène inférieur (Formation Ahuichila) caractéristique d'une tectonique distensive très active ; vers l'ouest, ce conglomérat est interstratifié dans les ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale.

Il apparaît ainsi que l'extension a affecté l'ensemble de la région pendant la mise en place des ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale ; les structures qui en résultent ont des directions NW-SE identiques à celles des structures de la période pre-Basin and Range.

En conclusion, ces observations confirment l'appartenance de la région étudiée à la province du Basin and Range qui s'étend jusqu'au Mexique en empruntant le Texas Lineament ; cette extension méridionale se fait au prix de virgations spectaculaires témoignant d'un système de failles à rejets vertical et latéral globalement dextre. Au Sud de la Sierra Madre Occidentale, la province du Basin and Range s'atténue par delà le Linéament Caltam. Ainsi, au Néogène, le Texas Lineament a valeur de faille de transfert entre la terminaison sud du Rift du Rio Grande et la limite orientale du Grand Bassin présentant des taux d'extension inégaux (Michel-Noel & Angelier, 1989 ; Tardy et al., 1989)

Sur la base de critères structuraux, deux phase distensives sont distinguées :

- + la phase pre-Basin and Range de l'Oligocène supérieur au Miocène basal est caractérisée par une extension à N35°E - N75°E et des failles orientées NW-SE ;

- + la phase Basin and Range s.s. du Miocène supérieur au Pliocène (?) au cours de laquelle jouent, dans un régime extensif NW-SE, des failles orientées N0°E à N35°E.

Le calendrier tectonique proposé montre le rôle prépondérant du faisceau de cassures crustales du Texas Lineament qui dicte, notamment du Mésozoïque au Cénozoïque, la localisation et le style des déformations dont les contraintes se diffusent le long des accidents de socle.

GEODYNAMIQUE

SYNTHESE

EVOLUTION GEODYNAMIQUE

Introduction

I - Pennsylvanien - Permien : la distension liée à la genèse des Ancestral Rockies

II - Permien supérieur : la fracturation de la Pangée

III - Jurassique supérieur - Crétacé inférieur : le rifting intra-continental téthysien

IV - Crétacé supérieur - Eocène moyen : les phases compressives mettant fin à l'influence téthysienne

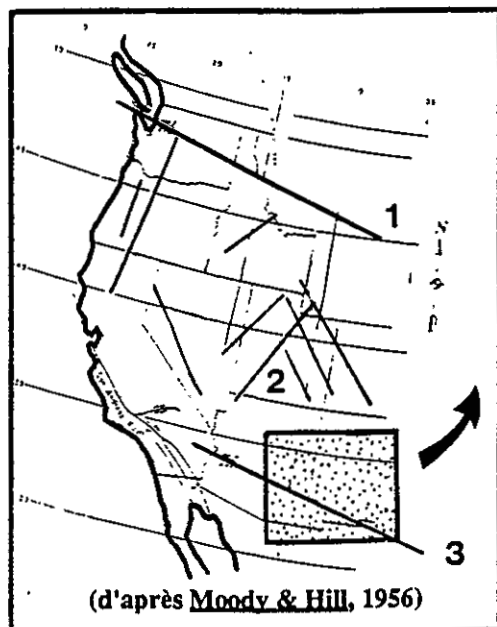
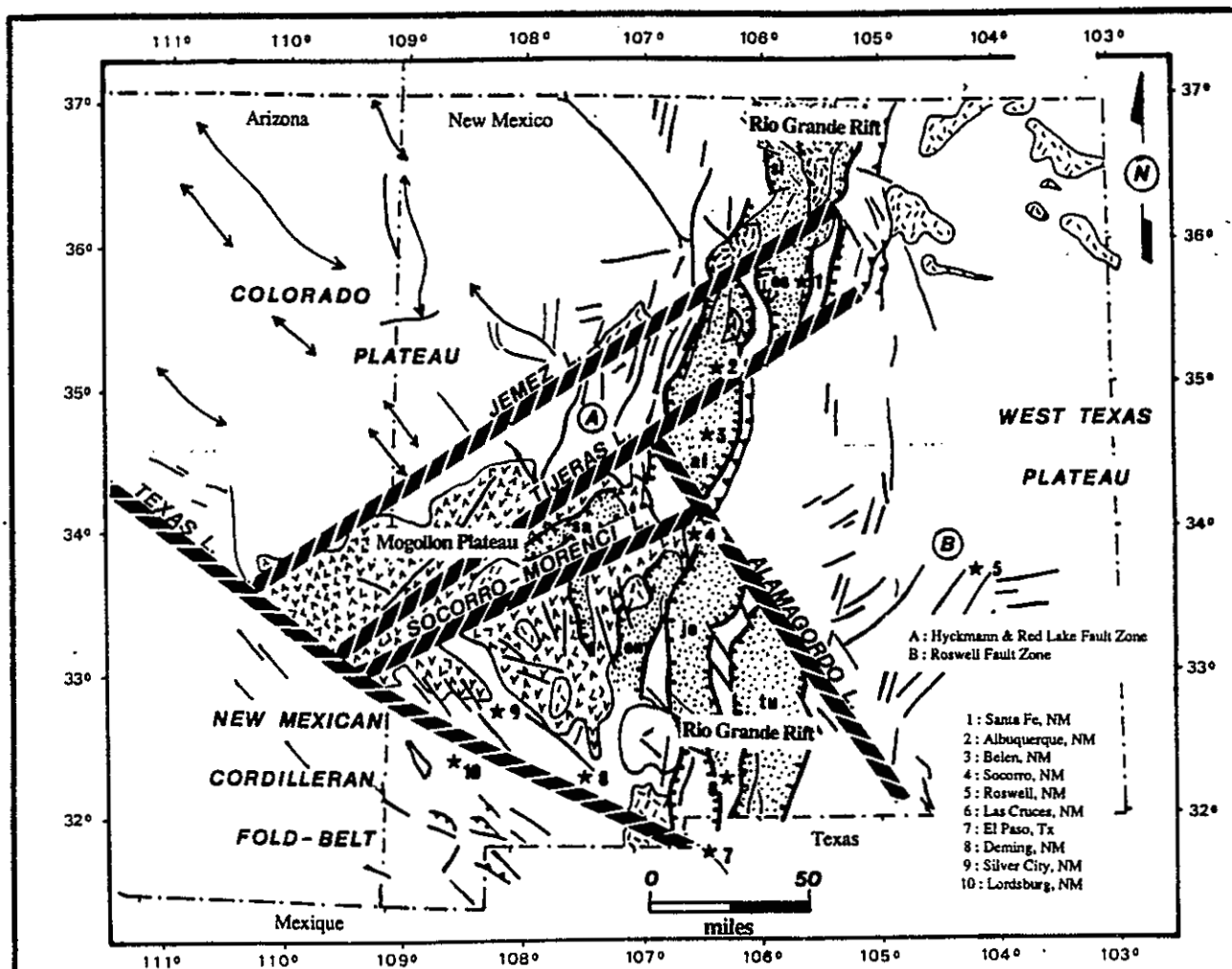
IV.1. Les phases orégonienne (mésocrétacée) et sub-hercynienne du Crétacé supérieur

IV.2. L'orogénèse laramienne au Paléocène - Eocène moyen

V - Néogène : la tectonique distensive du Basin and Range

Conclusions

Nous avons déjà évoqué (*cf. supra : § Introduction*) la **segmentation de l'édifice tectonique des Cordillères nord-américaines** par des linéaments majeurs orientés WNW-ESE. On les retrouve au Nouveau-Mexique où, associés à d'autres accidents de socle de direction SW-NE et NNE-SSW, ils contrôlent la sédimentation et la tectonique au cours des temps géologiques (Fig. 143) ; McKee et al. (1975), Craig et al. (1979), Chapin & Cather (1983), Maughan (1983) et Maughan & Perry (1986) signalent, entre autres, leur influence au Pennsylvanien inférieur (Fig. 128) et au Cénozoïque (Fig. 143). Dans le SW du Nouveau-Mexique, l'élément majeur de ce réseau de fractures est le Texas Lineament qui dicte le style des déformations mésozoïques et cénozoïques. Ainsi, l'une des idées maîtresses prise en compte pour l'élaboration du modèle géodynamique présenté ici est l'influence de la **structuration ancienne du socle** sur les dispositifs tectoniques et paléogéographiques.



1 - Lewis & Clark Lineament ; 2 - Wyoming Lineaments
3 - Texas Lineament

Bassins cénozoïques : al - Albuquerque Basin ;
en - Engle Basin ; es - Espanola Basin ; jo - Jordana
del Muerto Basin ; sa - San Augustin Basin ; sl - San
Luis Basin ; tu - Tularosa Basin.

Figure 143

Le "grain" tectonique du Nouveau-Mexique replacé
dans le contexte des grands linéaments du continent
nord-américain.

The New Mexican crustal structural features.

Introduction

Les observations de terrain, tant stratigraphiques que structurales, les découvertes paléontologiques et les datations isotopiques ont permis de caractériser les différentes déformations des confins américano-mexicains et de dresser un calendrier tectonique (*cf. supra*).

Ce chapitre se propose de présenter les grandes étapes de l'évolution géodynamique de la bande linéamentaire définie par les linéaments du Texas et Caltam en y intégrant ces résultats ; les jeux de ces faisceaux d'accidents sont ainsi précisés dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua et le calage tectono-stratigraphique est replacé dans le cadre des principaux événements géodynamiques de l'Amérique du Nord.

L'histoire géologique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique est tirée de la bibliographie (Tardy, 1977 & 1980 ; Rangin, 1982 ; Blanchet et al., 1983 ; Coney, 1983 ; Aubouin et al., 1986 ; Carfantan, 1986 ; Tardy et al., 1989) ; elle se développe à travers plusieurs paléogéographies superposées dans le temps auxquelles correspondent cinq événements géodynamiques principaux :

- + au Pennsylvanien - Permien, la distension liée à la genèse des Ancestral Rockies ;
- + au Permien supérieur, la fracturation de la Pangée ;
- + au Jurassique supérieur - Crétacé inférieur, le rifting intra-continental et l'histoire occidentale de la Téthys ;
- + du Crétacé supérieur à l'Eocène moyen, les phases tectoniques compressives mettant fin à l'influence de la Téthys ;
- + au Neogène, la tectonique distensive du Basin and Range.

Les événements géodynamiques paléozoïques n'ayant pas été observés dans la zone étudiée, nous nous contenterons de citer les faits décrits dans la bibliographie ; néanmoins, le lecteur trouvera dans le texte les références auxquelles il pourra se reporter pour avoir des informations plus précises. Par contre, des cartes paléogéographiques basées sur nos travaux sont dressées pour le Mésozoïque et le Cénozoïque.

I - Pennsylvanien - Permien La distension liée à la genèse des Ancestral Rockies

Pendant cette période, la paléogéographie est caractérisée par la formation de vastes bassins subsidents qui s'installent dans un système tectonique en horsts et grabens associés à la genèse des Ancestral Rockies ; bien enregistrée dans la sédimentation pennsylvanienne et permienne, l'évolution de ces structures seraient liées à la réactivation de failles tardi-archéennes dans un régime en transtension (Armstrong et al., 1979).

Dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, il semble que le bassin de Pedregosa soit limité par des uplifts NW-SE (Fig. 128). Il convient de noter que cette orientation NW-SE est celle de la zone de fractures du Texas Lineament ; toutefois, durant cette période, aucun argument de terrain ne témoigne en la faveur d'un mouvement le long de ce linéament qui, tout au plus, ne serait qu'une zone passive de faiblesse crustale.

II - Permien supérieur La fracturation de la Pangée

La phase tectonique appalachienne de l'orogénèse hercynienne termine le cycle paléozoïque en structurant et portant à émergence les Appalaches-Ouachita-Marathon (Arbenz, 1989). A la fin du Permien, ces fronts chevauchants sont décalés de manière dextre à la faveur de grands linéaments de direction NW-SE. Ainsi, le long du Texas Lineament, Muehlberger, (1965) reconnaît, dans les dépôts de la fin du Permien, l'enregistrement d'un tel mouvement décrochant (Fig. 9) ; par ailleurs, un décalage dextre de plus de 200 km des fronts Marathon et Ouachita est proposé (Tardy et al., 1986). Vers l'ouest, la ceinture orogénique grenvillienne est, de la même manière, affectée par ce décalage. Dans la région étudiée, aucun enregistrement de cette fracturation n'a été observé dans les dépôts ou les structures précambriennes ou paléozoïques (et notamment dans le Permien) ; nous n'apportons aucun élément nouveau pour contraindre l'âge du jeu décrochant dextre lié à la fracturation générale de la Pangée à la fin du Permien (Dalmayrac et al., 1977 ; Tardy et al., 1989).

III - Jurassique supérieur - Crétacé inférieur Le rifting intra-continental téthysien

Il s'agit d'une période d'ouvertures océaniques en relation avec la naissance de l'Atlantique central (Fig. 144) : la téthys Caraïbe, puis le Golfe du Mexique et enfin le bassin océanique de Cuicatèque s'ouvrent alors dans la Pangée structurée au Précambrien et au Paléozoïque (Calais et al., 1989 ; Stephan et al., 1989). Alors que les ouvertures océaniques se développent à l'Est, la subduction du Pacifique, amorcée au Jurassique inférieur et liée à la migration de cette plaque vers le NE, se poursuit à l'Ouest ; elle induit un volcanisme andésitique représenté, sur la marge continentale américaine (Basse Californie et Sonora), par des formations volcaniques d'âge jurassique supérieur (Rangin, 1982).

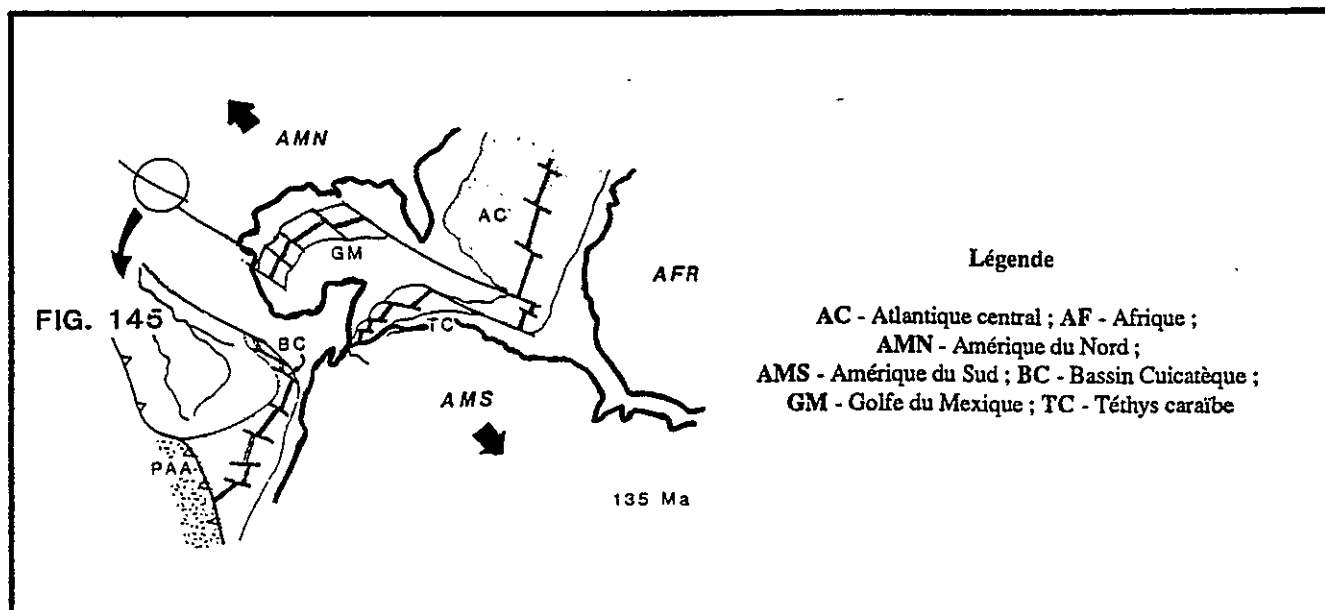


Figure 144 Evolution géodynamique du domaine caraïbe au Jurassique - Crétacé inférieur (Calais et al., 1990 ; Stephan et al., 1990).

Carribean realm geodynamic evolution during Late Jurassic - Neocomian time (Calais et al., 1990 ; Stephan et al., 1990).

L'ouverture du Golfe du Mexique débute à l'Oxfordien - Kimméridgien et est caractérisé par un fort amincissement de ses futures marges (Dickinson & Coney, 1980 ; Hall et al., 1984) ; elle se fait essentiellement par le jeu transformant de failles qui se prolongent, à terre, par le Linéament Caltam sur lequel s'ouvre, en pull-apart, des bassins intracontinentaux (Tardy, 1980). Les Bassin de Sabinas, de Chihuahua et de Bisbee - U-Bar sont ainsi enchâssés dans une bande structurale large de 150 km et longue de 2000 km entre le Texas Lineament, inactif durant cette période, et le Linéament Caltam qui présente un jeu décrochant sénestre dont témoignent les épaisses accumulations de dépôts clastiques syntectoniques décrites par McKee & Jones (1979, 1982 & 1989) dans sa partie coahuilense (San Marcos Fault & McKee fault ; Figures 145 & 146). C'est à la faveur de ce mouvement décrochant que les ceintures orogéniques grenvillienne et paléozoïques se trouvent décalées de 750 km (cf. Fig. 9 ; Silver & Anderson, 1974 ; Silver et al., 1977 ; Tardy, 1980).

L'ouverture de la Téthys est accompagnée d'un régime marin dont on date les premiers dépôts dans le Nord de Chihuahua et dans le SW du Nouveau-Mexique à l'Aptien inférieur ; ils marquent l'individualisation du Bassin de Bisbee - U-Bar dans le prolongement NW du Bassin de Chihuahua. Son histoire crétacée aux confins américano-mexicains s'inscrit dans le schéma d'évolution géodynamique proposé par Tardy (1980) et Ortuno-Arzate (1985) (Fig. 146) :

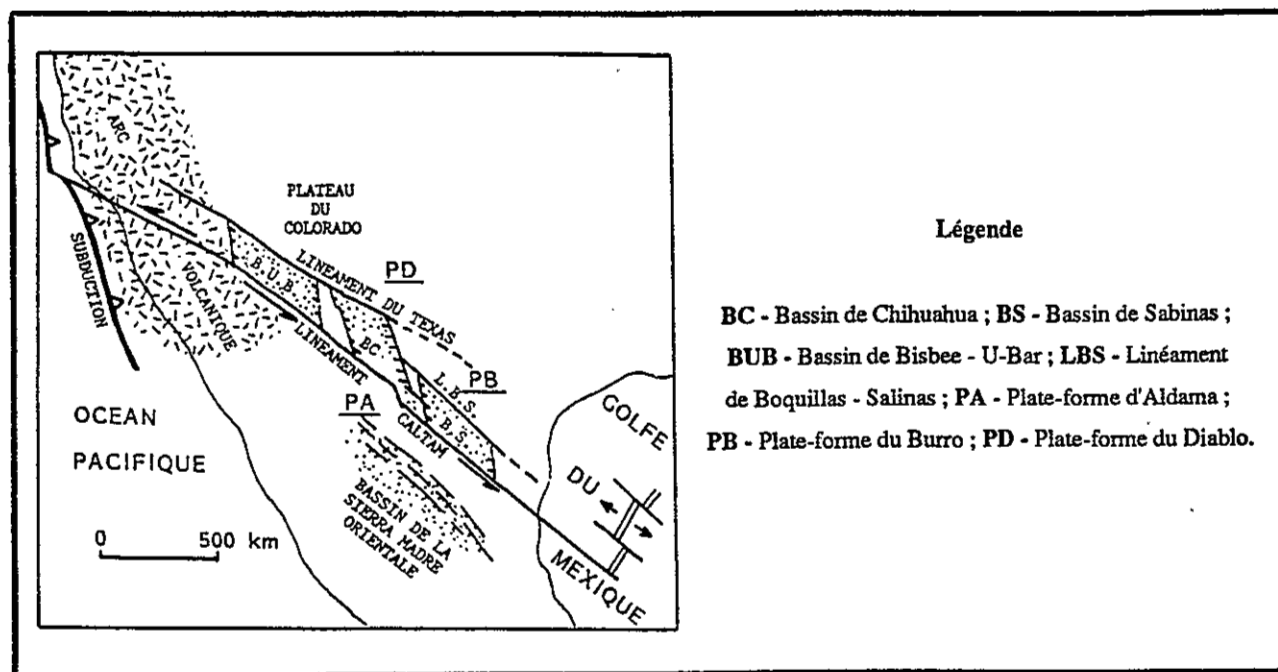
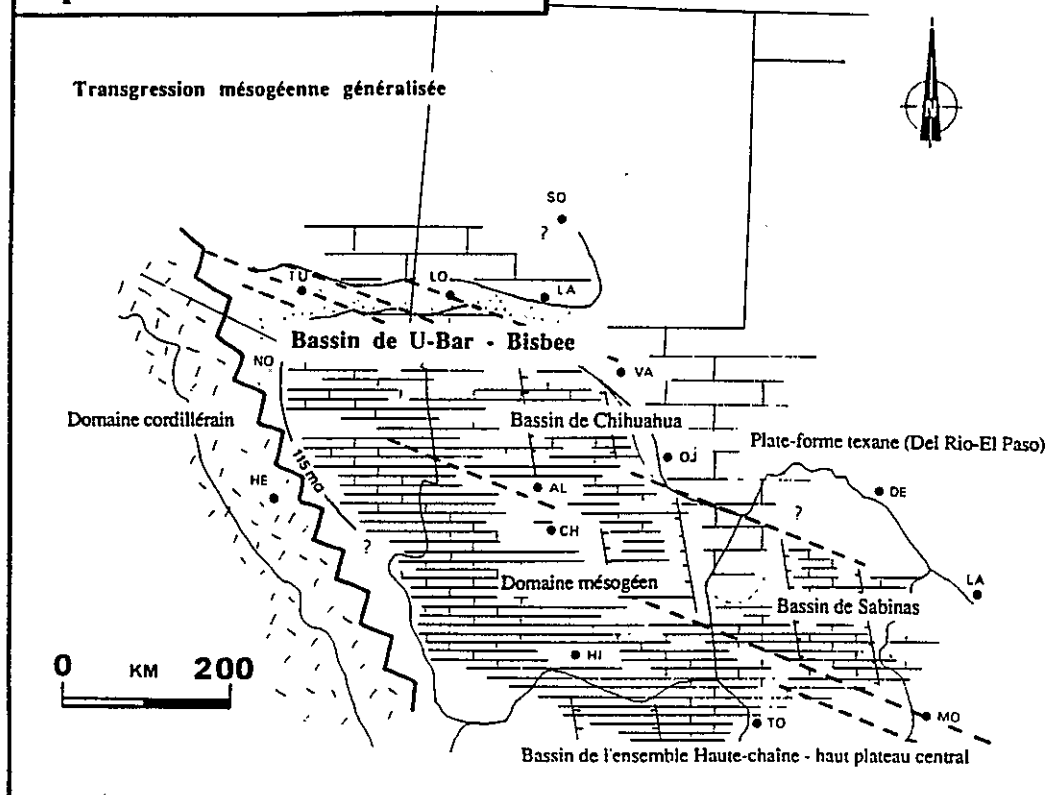


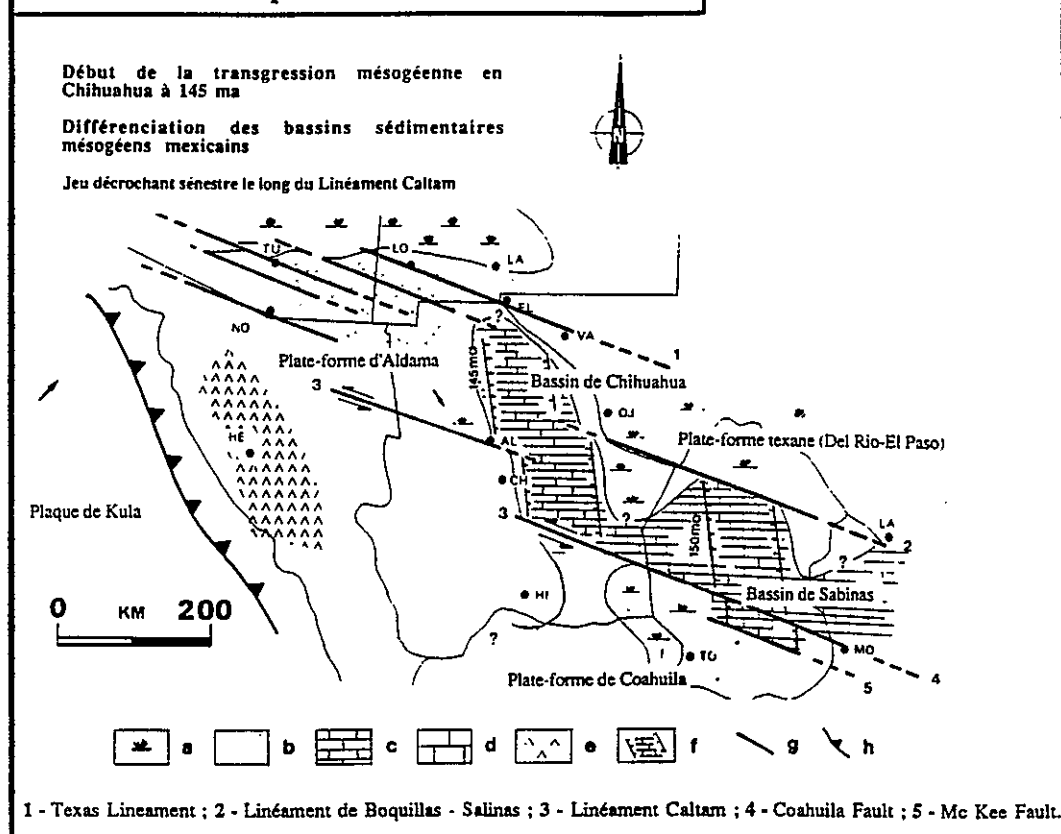
Figure 145 Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur (Tardy et al., 1989).

The Late-Jurassic - Neocomian geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico (Tardy et al., 1989).

Aptien-Albien : 115-100 Ma



Limite Jurassique-Crétacé : 145-135 Ma



a - Terres émergées ; b - Dépôts détritiques littoraux ; c - Bassins profonds ; d - Plate-formes ; e - Volcanisme calco-alcalin d'arc ; f - Bassins mésogéens ouverts en "pull-apart" ; g - Accidents transcontinentaux (linéaments) ; h - Plan de subduction.

Figure 146 Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.

+ Au Kimméridgien - Berriasien (limite Jurassique - Crétacé) (**145 - 135 Ma**), le bassin de type rift de Chihuahua s'ouvre (Ortuno-Arzate, 1985). Un style tectonique en panneaux est décrit ; il trouve son origine lors de la dislocation du socle paléozoïque par le jeu transformant du Linéament Caltam (Tardy, 1980). La subsidence se poursuit jusqu'au début du Néocomien, époque à laquelle le bassin se comble ; le domaine, jusqu'alors confiné, s'élargit avec des dépôts littoraux. Il convient de noter que les évaporites décrites dans le SW du Nouveau-Mexique (Little Hatchet Mountains) et la Formation Hell-to-Finish, semblent liées à cette sédimentation ; les séries détritiques et lagunaires de comblement du Bassin de Chihuahua pourraient ainsi avoir débordé sur la marge NW du bassin représentée par une plate-forme épicontinentale.

+ A l'Aptien - Albien (**115 - 100 Ma**), la grande transgression aptienne envahit les marges des bassins de la Téthys (Vail et al., 1977) ; une sédimentation essentiellement carbonatée domine avec une forte subsidence. Aux confins américano-mexicains, les imposants bancs carbonatés de la Formation U-Bar témoignent de ce stade de sédimentation post-rift de plate-forme.

Durant l'histoire sédimentaire du Bassin de Bisbee - U-Bar, aucun événement tectonique n'a été observé et en particulier dans les dépôts et les structures jalonnant le Texas Lineament au SW du Nouveau-Mexique, ce qui confirme l'inactivité de ce linéament pendant cette période (Muehlberger, 1965 ; Tardy, 1980). Par ailleurs, au Nord du Texas Lineament, la lacune du Crétacé inférieur est générale témoignant d'un environnement continental à épicontinental dans le centre du Nouveau-Mexique (Cabezas, 1989) ; ainsi, le Texas Lineament a-t-il pu servir de guide passif pendant l'installation des bassins mésogéens, limitant leur extension vers le nord.

Le Bassin de Bisbee - U-Bar, né d'un processus de rifting intra-continental et d'une transgression généralisée grâce auxquels la Téthys atteint son apogée, est étroitement lié, comme ses corollaires mexicains, à l'évolution du domaine téthysien, **indépendamment du domaine cordillérain occidental structuré au Trias**. Finalement, le bassin commence à se fermer, comblé par des séries de plus en plus détritiques représentées, au Cénomanién inférieur, par les quartzites de la Formation Mojado.

IV - Crétacé supérieur - Eocène moyen

Les phases compressives mettant fin à l'influence téthysienne

A l'Aptien, la migration vers le NE de la plaque Pacifique est bloquée par le domaine caraïbe qui entre en collision avec les marges nord et sud de la Téthys où de vastes édifices de nappes se mettent en place (Carfantan, 1986 ; Calais et al., 1989 ; Stephan et al., 1989 ; Fig. 147). En réponse à ces blocages et collisions, des événements tectoniques affectent l'Ouest du continent nord-américain et notamment les bassins crétacés téthysiens, mettant fin à leur évolution en les structurant et les portant à émergence ; ces phases tectoniques marquent **la fin de l'influence de la Téthys dans le SW des Etats-Unis et le Nord du Mexique** dont l'histoire géologique est désormais liée, en majeure partie, à celle du **domaine cordillérain et du Pacifique** avec les phases tectoniques :

- + orégonienne (mésocrétacée) et sub-hercynienne au Cénomanién supérieur - Maastrichtien ;
- + laramiennes au Paléocène - Eocène moyen.

Les données de terrain et surtout la reconnaissance et la datation de la molasse Ringbone du Campanien supérieur - Maastrichtien permettent de retrouver des manifestations de ces phases compressives dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord du Mexique.

IV.1. Les phases orégonienne (méso-crétacée) et sub-hercynienne du Crétacé supérieur

Déjà décrites dans les chapitres précédents (cf. § *Etude structurale*), en voici les principales caractéristiques (Fig. 148) :

+ avec la phase orégonienne (ou méso-crétacée) de l'orogénèse Sévier débute, dès le Cénomanién supérieur, une évolution structurale de l'Ouest du continent nord-américain et mexicain (cf. § *Introduction générale*). A partir de l'axe volcanique pacifique du Crétacé, les structures progressent vers l'Est et l'Ouest pour donner naissance au domaine cordillérain (Cordillères et Montagnes Rocheuses) et au domaine franciscain (Coast Ranges ; Aubouin et al., 1986). Aux confins américano-mexicains, les déformations compressives intracontinentales à vergence NNE affectent toute la région du Sonora (Rangin, 1982) à l'Arizona (Sossou, 1989). De vastes nappes comprenant des unités de marges continentales passives du domaine nord-américain et mexicain (Overthrust Belt), des écaillés ophiolitiques et des éléments d'arc volcanique calco-alcalin du Crétacé (dont l'arc Alisitos et les andésites d'El Novillo du Sonora, Rangin, 1982) se mettent alors en place. Au Sud de Las Vegas (Nv), le front est difficile à localiser car masqué par les ignimbrites d'âge Eocène supérieur - Oligocène de la Sierra Madre Occidentale. Durant le même temps, des formations détritiques grés-péltiques (Fm Dakota) et carbonatées (Fm Buda - Boquillas) se déposent sur l'avant-pays de la Téthys.

+ cet édifice orégonien subit une retouche structurale au cours de la phase subhercynienne du Campanien - Maastrichtien ; elle explique la généralisation, dans le SW des Etats-Unis et le Nord du Mexique, des faciès terrigènes au Crétacé supérieur : conglomérats de la Formation Sixmile Canyon et molasse continentale de la Formation North Horn d'Utah (LeVot, 1984), Formation molassique Ringbone des confins américano-mexicains et flyschs et molasses marines dans le domaine cordillérain au Mexique (Tardy, 1980).

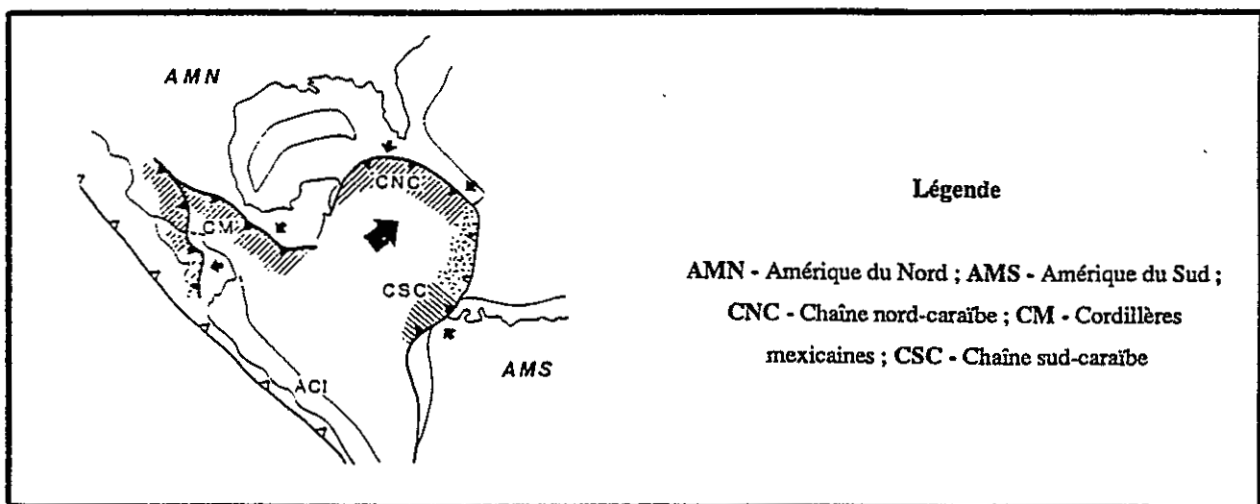


Figure 147 Evolution géodynamique du domaine caraïbe au Crétacé supérieur - Paléocène (Calais et al., 1990; Stephan et al., 1990).

Carribean realm geodynamic evolution from Late Cretaceous to Paleocene (Calais et al., 1990) Stephan et al., 1990).

La mise en évidence d'une discordance angulaire à la base de la Formation Ringbone molassique et sa datation (Campanien supérieur - Maastrichtien) sont les faits géologiques marquants qui guident nos schémas paléogéographiques dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua (Fig. 148) ;

+ la discordance angulaire observée scelle des plis affectant le Crétacé inférieur ; postérieurs au Cénomaniens et antérieurs au Campanien supérieur, leur mise en place, dans l'avant-pays téthysien au Cénomaniens supérieur - Santonien, est liée à la phase orégonienne et notamment au front récemment décrit par Sosson (1989) en Sonora. Ce résultat est important, car il permet de reconnaître des effets de cette phase jusqu'aux confins américano-mexicains dans la région d'El Paso (Tx) ;

+ la datation de la Formation Ringbone confirme la généralisation des faciès terrigènes au Campanien supérieur - Maastrichtien dans le SW des USA et le Nord du Mexique et en précise la distribution. En outre, la recherche des sources détritiques nourrissant cette molasse a conduit à envisager l'existence, au Sénonien supérieur, d'une phase de déformation caractérisée par la surrection de panneaux de socle limités par des accidents à N120°E ; il s'agirait de la phase subhercynienne attribuée au Campanien - Maastrichtien (Carfantan, 1986).

Ainsi, la structuration au Crétacé supérieur du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua est liée aux phases orégonienne (mésocrétacée) et subhercynienne reconnues dans le bâti structural américano-mexicain :

+ la phase orégonienne résultant de la marge active pacifique se traduit, dans l'avant-pays de la Téthys, par des plis affectant le bassin crétacé de Bisbee - U-Bar ;

+ la phase subhercynienne voit la mise en place de panneaux de socle (uplifts) nourrissant un bassin molassique sénonien supérieur.

IV.2. L'orogénèse laramienne du Paléocène - Eocène moyen

A la fin du Crétacé, la marge continentale du Mexique et des USA est émergée ; l'érosion des reliefs orégoniens et/ou subhercyniens continue d'alimenter une sédimentation déritique marine concordante tandis que, sur les édifices tectonisés, se déposent des molasses continentales ou marines littorales discordantes.

Au Paléocène, l'orogénèse laramienne plissante et cisaillante affecte le Mexique et l'Amérique du Nord. Comme il a déjà été signalé dans les chapitres précédents, elle se traduit par des styles tectoniques différents selon les domaines :

+ le domaine cordillérain occidental né des phases orégonienne et subhercynienne (notamment l'OTB), est repris ; les structures sont limitées au NE du Sonora et à l'Est de l'Utah avec des chevauchements de quelques kilomètres d'amplitude, des plis couchés vers le SW et des failles inverses à pendage NE. Par ailleurs, cette période est caractérisée, en Sonora, par la mise en place de plutons de granodiorite datés entre 100 et 60 Ma (Silver et al., 1977 ; Coney, 1978) ;

+ c'est dans le domaine oriental, affecté par les linéaments de Lewis and Clark, du Texas et Caltam, que la tectonique laramienne trouve sa plus belle expression avec (Fig. 149) :

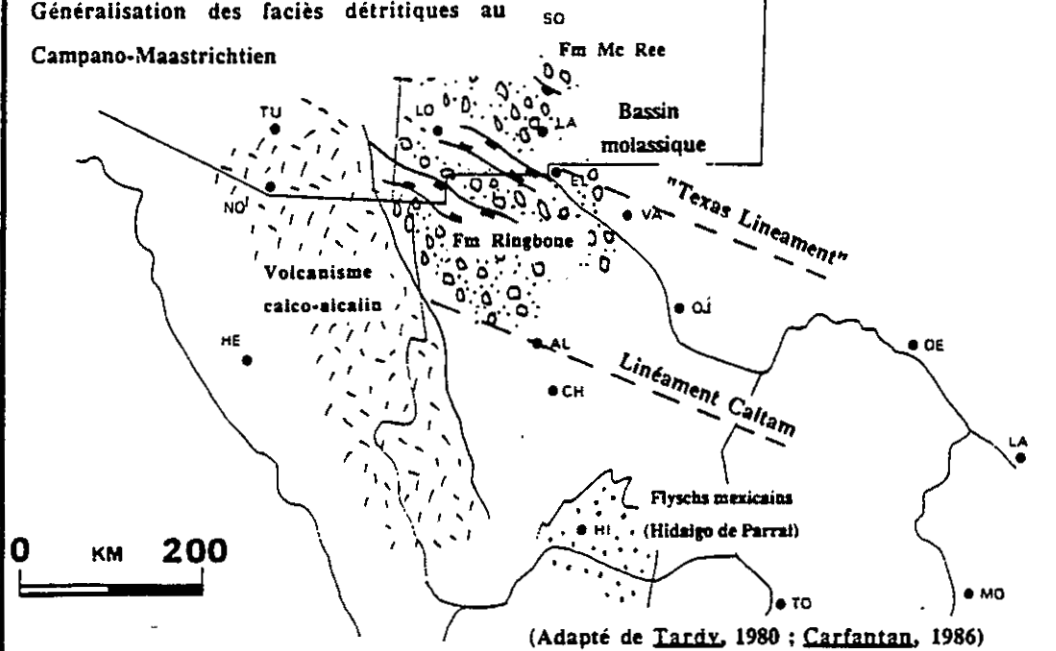
CAMPANIEN - MAASTRICHTIEN : 80 - 67 Ma

"Uplifts" dans le SW du Nouveau-Mexique

(Phase "sub-hercynienne")

Bassin molassique de Ringbone

Généralisation des faciès détritiques au
Campano-Maastrichtien

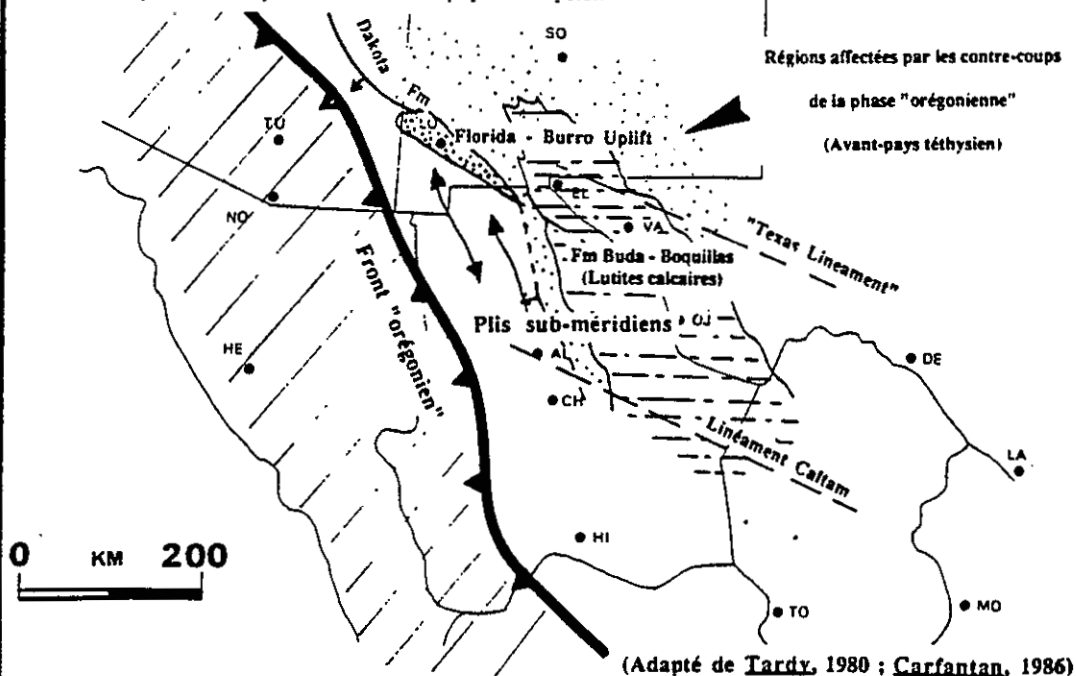


CENOMANIEN SUP. - SANTONIEN : 92 - 80 Ma

Fin du comblement des bassins téthysiens

Structuration "orégonienne"

Plis & dépôts détritiques dans l'avant-pays "téthysien"



Même légende que Fig. 146

Figure 148 Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Crétacé supérieur.

The Late Cretaceous geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.

- dans les Montagnes Rocheuses, entre le Lewis and Clark Lineament et le Texas Lineament, une tectonique de socle caractérisée par des empilements d'écaillles crustales à vergence Est et de vastes plis en genou à cœur précambrien limités par de profondes failles inverses ; la phase laramienne y est datée du Paléocène supérieur - Eocène supérieur (?) (Cabezas, 1989) ;

- dans la Sierra Madre Orientale, au Sud du Linéament Caltam, une tectonique de couverture avec des nappes déversées sur les plate-formes de Coahuila et d'Aldama (comme la nappe de Parras dont le déplacement est d'au moins 30 à 40 km vers le Nord ; Tardy, 1980). La mise en place de ces chevauchements est datée du Paléocène supérieur à l'Eocène inférieur (Tardy, 1980) ;

- entre le Texas Lineament et le Linéament Caltam, la déformation laramienne affecte, en les plissant et portant à émergence, les bassins téthysiens. Dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, cette déformation est datée du Paléocène inférieur à l'Eocène moyen (*cf. infra*), confirmant la synchronisation des déformations laramiennes de part et d'autre des linéaments.

Trois coupes sérieées à travers les bassins téthysiens de Bisbee - U-Bar, Chihuahua et Sabinas enchâssés entre des linéaments permettent d'apprécier l'influence de ces zones de fractures intracontinentales sur la déformation laramienne (Figures 149 & 150) :

+ celle du bassin de Bisbee - U-Bar à travers le faisceau d'accidents du Texas Lineament est tirée de ce travail (Fig. 124) ;

+ celle du bassin de Chihuahua entre les plate-formes d'Aldama et du Burro, limitées respectivement par le Linéament Caltam et le prolongement NW du Linéament Boquillas Salinas dans la région d'Ojinaga, a été levée avec M. Tardy en 1988 ; le lecteur en trouvera une description détaillée dans le texte accompagnant la Figure 140 ;

+ celle du bassin de Sabinas entre les plate-formes de Coahuila et du Burro, limitées respectivement par le Linéament Caltam et le Linéament Boquillas - Salinas, est tirée de la thèse de Tardy (1980) ;

Ces coupes sont orientées SW-NE à WSW-ENE ; compte-tenu de la direction générale NW-SE à NNW-SSE des plis laramiens, elles sont parallèles à la contrainte majeure. On peut noter que (Fig. 150) :

+ dans un premier temps, les trois bassins présentent des structures chevauchantes à vergences opposées témoignant de leur écrasement dans un système à double déversement ;

+ les fronts de déformations majeures se situent toujours en bordures des plate-formes encadrant les bassins : dans la Sierra de la Madera pour la plate-forme de Coahuila et dans la Sierra de Monillas pour la plate-forme d'Aldama. Dans le SW du Nouveau-Mexique, nous retrouvons le même dispositif, mais à une échelle différente ; les déformations sont localisées le long des zones hautes (uplifts) des Hatchet et Florida Mountains ;

+ les plate-formes sont affectées par une simple tectonique de couverture caractérisée par des plis alors que, dans les bassins, l'intensité de la déformation, favorisée par un décollement au niveau des gypses, est croissante vers le sud.

Ces remarques témoignent de l'influence des anciennes zones de fractures crustales sur la déformation laramienne. Par ailleurs, c'est à leur niveau que se réalise le double déversement des structures.

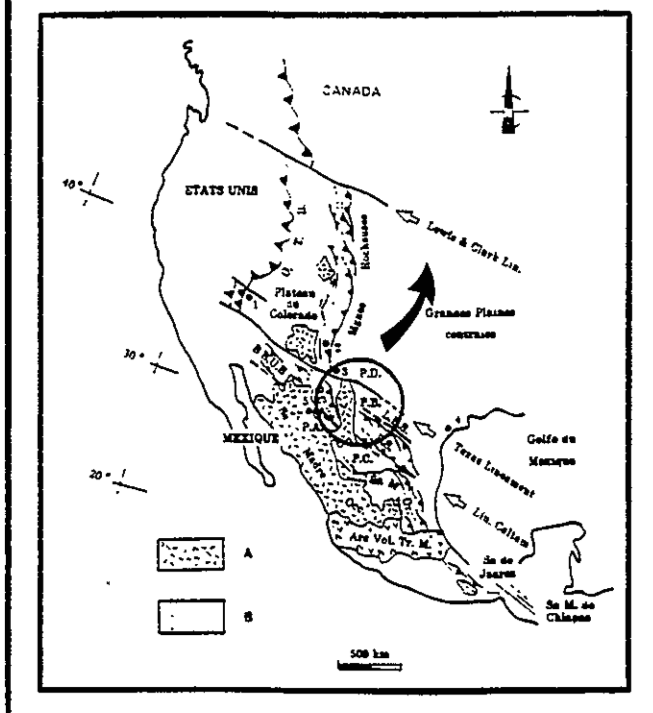
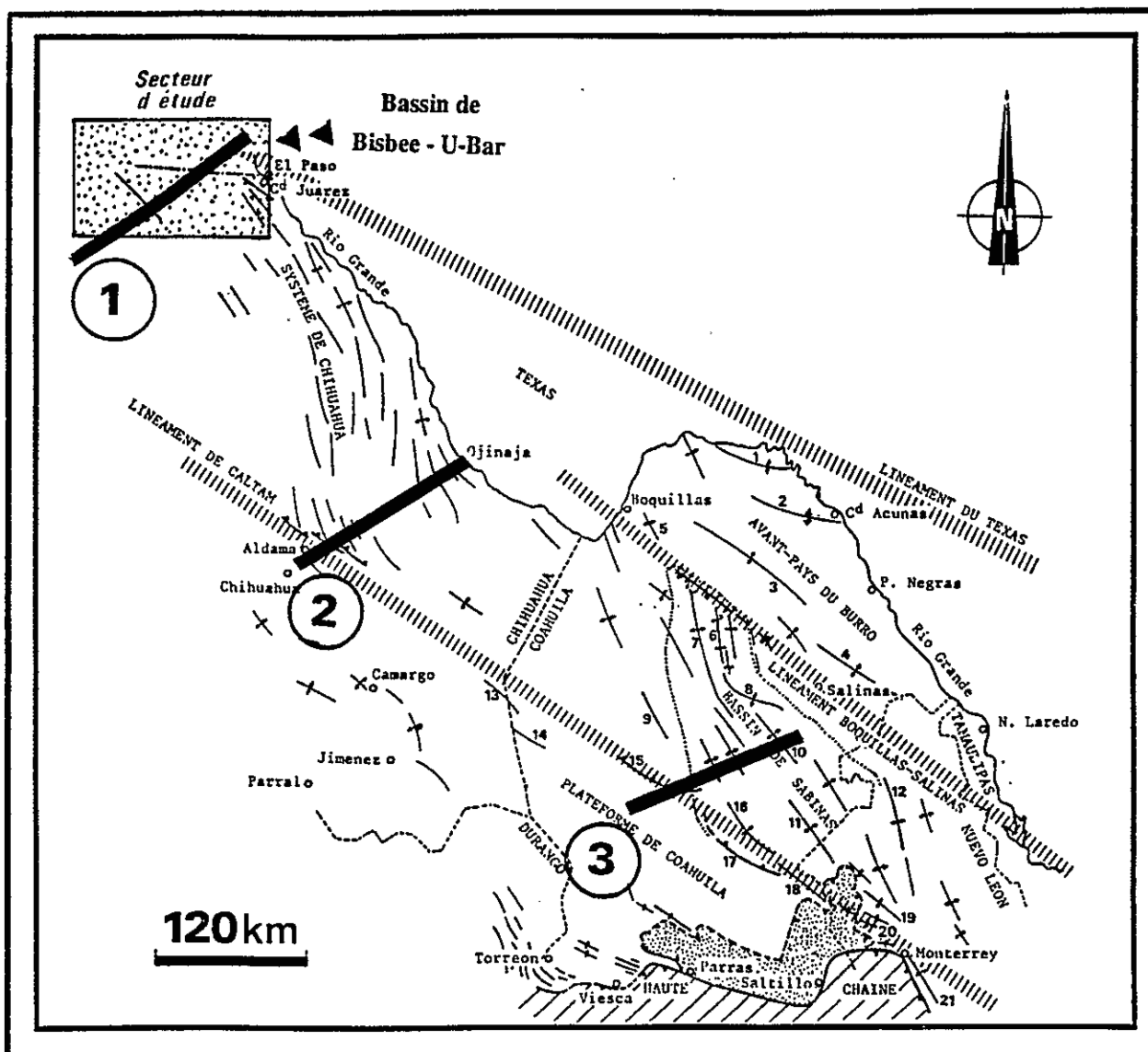


Figure 149

Emplacement des trois coupes de la Figure 150 à travers les bassins téthysiens de Sabinas, Chihuahua et Bisbee - U-Bar (Carte de Tardy, 1980)

*Location of the three cross sections within the
Sabinas, Chihuahuan and Bisbee - U-Bar Tethian
basins shown in Fig. 150 (map from Tardy, 1980).*

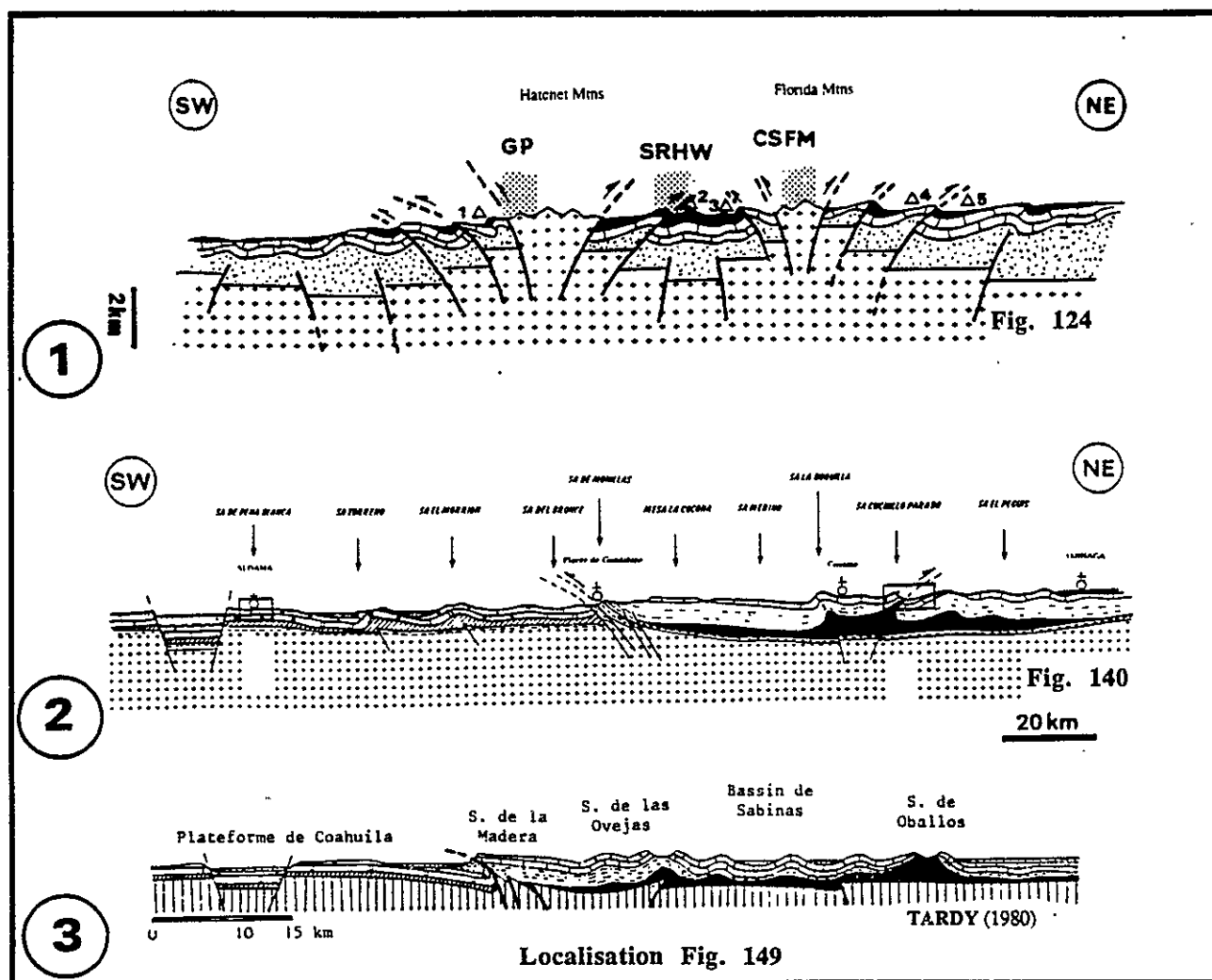


Figure 150 Coupes structurales à travers les bassins téthysiens de Bisbee - U-Bar, Chihuahua et Sabinas.
Structural cross-sections throughout the Bisbee - U-Bar, Chihuahua and Sabinas Tethian basins.

L'interprétation de quelques photos aériennes et images satellites permet d'étudier le tracé de ces linéaments et de caractériser les structures laramiennes (Fig. 151) :

+ sur le Linéament Caltam, dans la région d'Aldama, quelques observations permettent de confirmer l'existence d'un accident profond dont les manifestations se lisent d'une part dans la couverture crétacée du Bassin de Chihuahua et de la plate-forme d'Aldama et d'autre part dans la morphologie actuelle des sierras (Tardy, 1980 ; Chaulot-Talmont, 1984). Cette zone de fractures de direction WNW-ESE se manifeste par (Fig. 152) :

- une réorientation des plis laramiens qui passe de NNW-SSE (N160°E) à NW-SE (N120°E) et se traduit par de spectaculaires virgations morphostructurales dont la convexité est tournée vers le SW.
- une discontinuité dans les sierras qui ne se trouvent pas dans le même axe de part et d'autre du linéament ;
- une interruption brusque des sierras au droit de l'accident crustal.

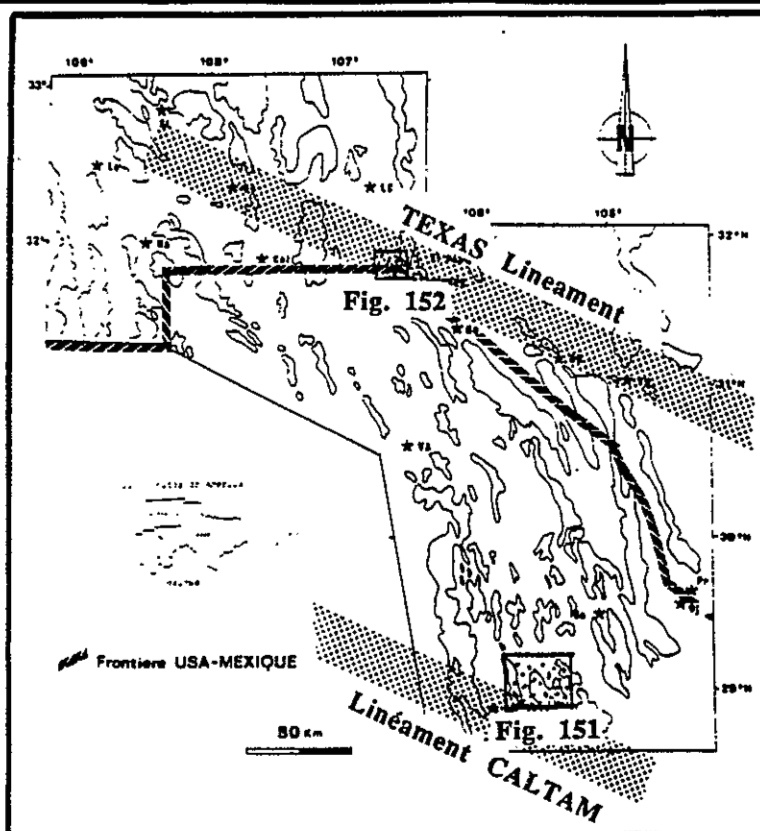


Figure 151 Localisation des photos aériennes le long des linéaments du Texas et Caltam.

Location of the aerial photos along the Texas and Caltam Lineaments.

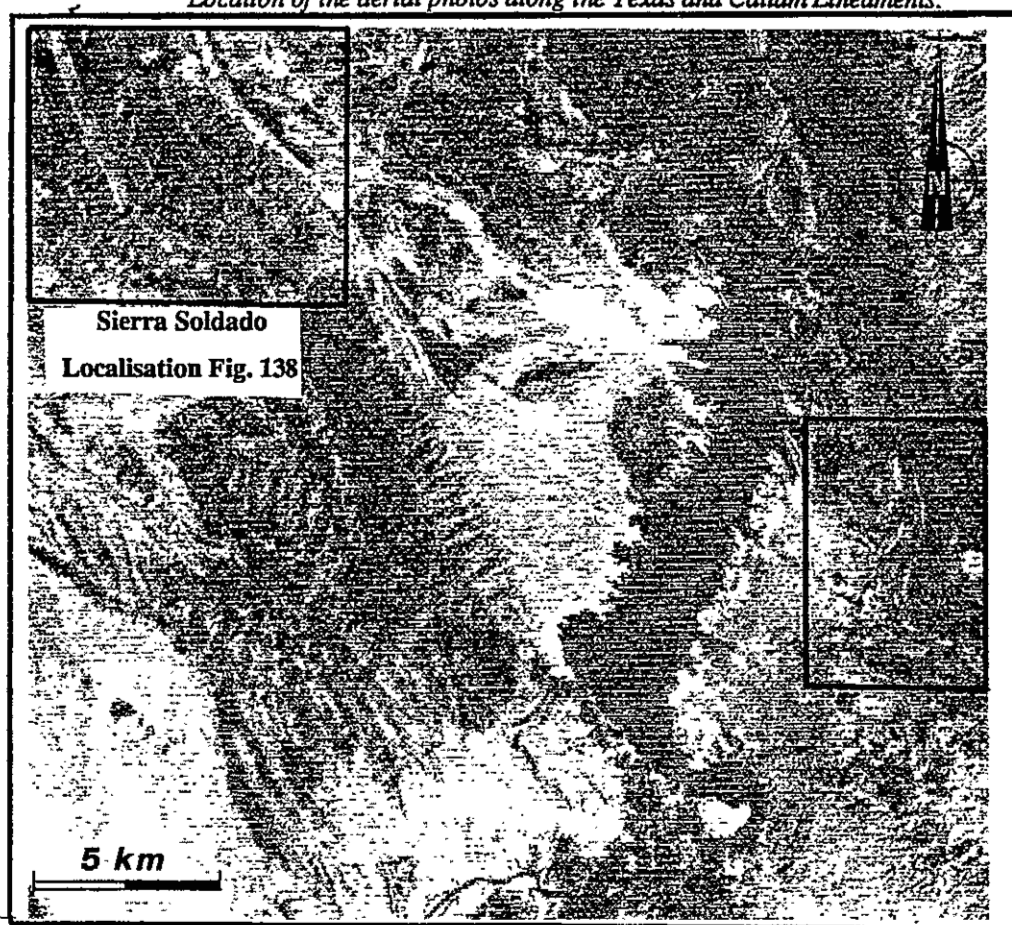
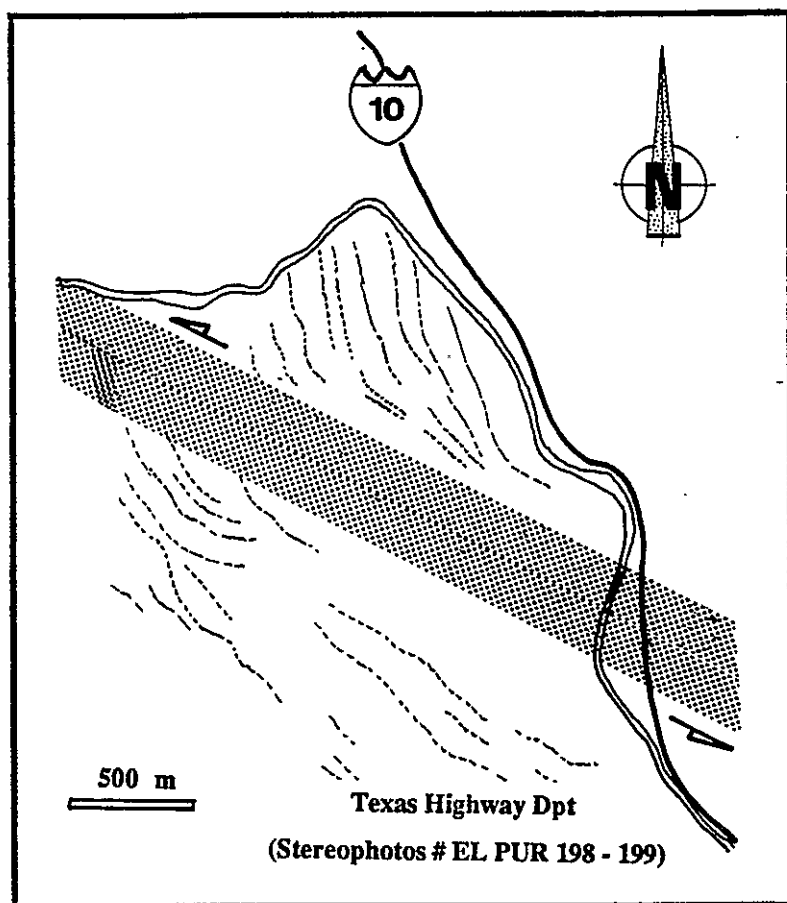


Figure 152 Le linéament Caltam au droit d'Aldama (Chihuahua).

The Caltam Lineament in the vicinity of Cd Aldama (Chihuahua).



+ dans la région d'El Paso (Tx), au droit du Cerro de Cristo Rey, le long du Texas Lineament, la morphologie des reliefs montrent également des virgations et des discontinuités à l'approche de la zone de fractures de direction N120°E soulignée par la Outer fault (Fig. 153).

Ces discontinuités observées sur les photos spatiales se retrouvent à l'affleurement ; nous avons notamment détaillé, dans le SW du Nouveau-Mexique, des structures transpressives localisées dans des couloirs tectoniques limités par des accidents de direction NW-SE interprétés comme appartenant au faisceau structural du Texas Lineament. Il convient de noter que Rangin (1982) signale l'alignement, selon une direction N120°E dans le prolongement du Linéament Caltam, de gisements cuprifères liés à des plutons de quartzomonzonite d'âge Paléocène.

Figure 153 Le Linéament du Texas au droit du Cerro de Cristo Rey (NM).

The Texas Lineament in the vicinity of the Cerro de Cristo Rey (NM).

En conclusion, les linéaments sont bien marqués dans les structures laramiennes des confins américano-mexicains ; ils induisent sur leur passage des virgations et contrôlent le style tectonique. En outre, dans le SW du Nouveau-Mexique et certainement dans la Sierra Madre Orientale dans la région du Big Bend (le long du Rio Grande), c'est à la faveur de ces accidents de socle que se manifeste une phase tardive transpressive reprenant, à l'Eocène moyen, les structures tangentielle précédentes.

V - Neogène

La tectonique distensive du Basin and Range

Les domaines mésogéen et pacifique, soudés au cours des phases compressives mésozoïques et cénozoïques, sont désormais étroitement associés ; dès la fin de l'Eocène, après la phase laramienne, une tectonique en extension affecte le SW des USA et le Nord du Mexique avec la mise en place de l'imposant plastron d'ignimbrites de la Sierra Madre Occidentale puis la distension du Basin and Range (Fig. 154). Après une période de quiescence due à une variation de pendage de la plaque plongeante (Zoback et al., 1981), le Texas Lineament connaît une nouvelle activité au Néogène et revêt le rôle de faille de transfert fonctionnant dans un système de failles décrochantes dextres (Michel Noel & Angelier, 1989). A la même époque, le Linéament Caltam a un comportement passif (Chaulot-Talmont, 1984).

Conclusion

L'idée maîtresse qui se dégage de cette synthèse intégrant nos résultats dans le cadre des principaux événements géodynamiques de l'histoire géologique de l'Amérique du Nord, est l'influence des linéaments sur la propagation et la localisation des déformations tectoniques ; les contraintes sont diffusées dans le faisceau d'accidents de socle du Texas Lineament au nord, et du Linéament Caltam au sud, sans d'ailleurs que ces discontinuités crustales aient eu, au cours des temps géologiques, des jeux contemporains. J'en veux pour preuve, le jeu décrochant sénestre du Linéament Caltam à l'ouverture du Golfe du Mexique alors que le Texas Lineament est inactif et, au contraire, le jeu dextre de ce dernier pendant la phase distensive du Basin and Range alors que son corollaire mexicain est passif ne limitant en rien l'extension vers le sud de la province du Basin and Range. Durant l'orogénèse laramienne, c'est entre ces deux linéaments que se met en place, dans un système compressif puis transpressif, une véritable chaîne laramienne (la New Mexican Cordillera Foldbelt), relais tectonique entre Cordillères nord-américaines et Sierras Madres mexicaines. Enfin, il convient de signaler que la phase décrochante miocène décrite en Basse Californie (Coletta, 1981), dans la Sierra Madre Orientale (Tardy, 1980) et dans le centre de Chihuahua le long du Linéament Caltam (Chaulot-Talmont, 1984), n'a pas été observée dans le SW du Nouveau-Mexique ; il semble que les contraintes tectoniques se sont diffusées et atténuées le long de la partie orientale du Texas Lineament et le long du Linéament Caltam.

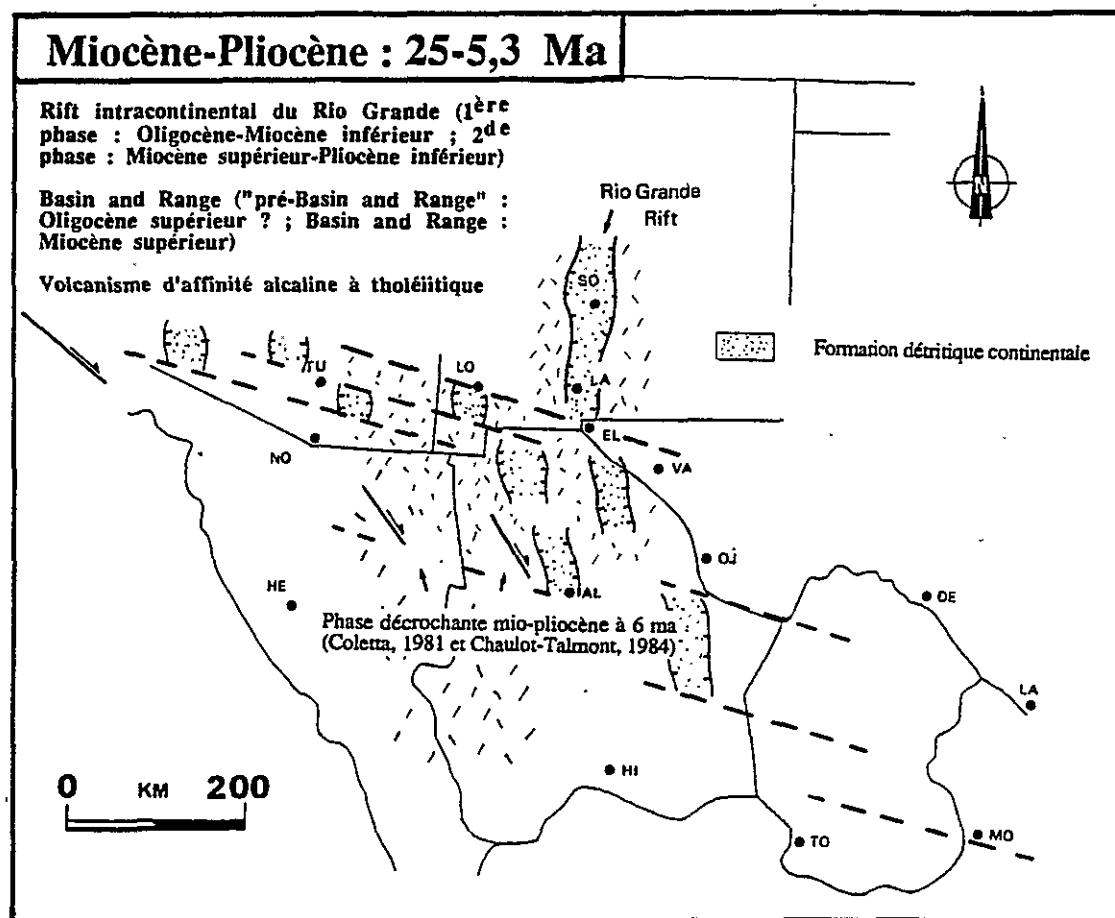


Figure 154 Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Néogène.

The Neogene geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.

CONCLUSION & BILAN

BILAN DE CETTE ETUDE

I - Apport bibliographique sur le Texas Lineament

II - Cartographie

III - Stratigraphie

IV - Géologie structurale

V - Rôle géodynamique du Texas Lineament

VI - Les problèmes soulevés

Le délicat problème du passage des Cordillères nord-américaines aux Sierras Madres mexicaines le long des Linéaments du Texas et Caltam a été discuté dans cette thèse qui n'est qu'une contribution à l'étude géologique du système cordillérain de l'Ouest américain dans le SW du Nouveau-Mexique (USA) et le Nord de Chihuahua (Mexique). Les ensembles géologiques enserrés dans cette bande de fractures crustales avaient fait l'objet d'un grand nombre de travaux antérieurs ; les nombreuses références citées tout au long de cet ouvrage témoignent de cette profusion d'informations et rappelle la part fondamentale de ces observations antérieures.

Des résultats nouveaux, précisions ou confirmations, ont toutefois été mis en évidence en cartographie, en stratigraphie et en tectonique ; ils s'intègrent bien dans le modèle géodynamique polyphasé de Tardy et al., (1989) qu'ils précisent au SW du Nouveau-Mexique et au Nord de Chihuahua. Cette conclusion dresse le bilan de ce travail en présentant les apports de cette thèse comparés aux travaux antérieurs et en mettant l'accent sur certains points restés obscurs.

I - Apport bibliographique sur le Texas Lineament

Au début de cette thèse, la description, tirée de la bibliographie, des principales caractéristiques du Texas Lineament montre que, si l'unanimité est faite sur son existence en tant que discontinuité géodynamique polyphasée fort complexe marquant la limite de la partie stable du continent nord-américain en bordure de la Téthys, son interprétation géodynamique est, par contre, sujette à controverses ; au modèle de type thin skin tectonic dont le front est souligné par ce linéament s'oppose celui en transpression guidé par un faisceau de failles crustales.

Au cours de cette synthèse, on a replacé la région étudiée dans son contexte géodynamique, présenté les différentes interprétations structurales du Texas Lineament et posé les problèmes abordés par cette thèse.

II - Cartographie

Plusieurs cartes géologiques ont été levées sur le terrain :

+ au 1/24000 dans les Little Hatched Mountains, le Nord des Animas Mountains, les Victorio Hills et le centre des Florida Mountains dans le SW du Nouveau-Mexique ;

+ au 1/50 000 dans le SE de la Sierra de Palomas, la Sierra de Boca Grande et la Sierra China dans le Nord de Chihuahua.

Dans le SW du Nouveau-Mexique, les contours de ces cartes sont voisins de ceux dressés par les géologues de l'USGS. Toutefois, des précisions sont apportées notamment en ce qui concerne le Crétacé supérieur et les structures enserrées dans les couloirs structuraux. Dans le Nord de Chihuahua, il n'existe que des cartes à petite échelle (1/200 000 et moins) ; nos cartes complètent, en les amendant, les travaux réalisés par R. Dyer de l'UTEP (University of Texas in El Paso) dans d'autres sierras du désert chihuahuense.

III - Stratigraphie

La stratigraphie du Paléozoïque était bien connue avant cette thèse ; les apports sont donc modestes. Toutefois, les coupes lithologiques détaillées et systématiquement levées dans chaque chaînon ont permis d'appréhender la paléogéographie des temps paléozoïques, notamment au Pennsylvanien et au Permien. Les quelques déterminations de *Fusulines* confirment les âges attribués antérieurement.

Pour le Crétacé inférieur, on s'est appliqué à établir des corrélations lithostratigraphiques entre le SW du Nouveau-Mexique, le SE de l'Arizona et le Nord de Chihuahua, en adoptant la nomenclature de R. Zeller. On a ainsi précisé, en accord avec G. Mack, les limites du Bassin de Bisbee - U-Bar aux confins américano-mexicains. Par ailleurs, en ajoutant aux résultats obtenus dans ce travail ceux de Tardy et d'Ortuno-Arzate dans le Mexique septentrional, on a montré que le Bassin de Bisbee - U-Bar appartient à la suite de bassins mexicains téthysiens nés, du Kimméridgien à l'Aptien, dans un système en transtension contrôlé par les linéaments du Texas et Caltam.

Un intérêt tout particulier a été porté sur le Crétacé supérieur représenté, dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, par la Formation molassique Ringbone alors mal connue et datée du Trias à l'Eocène. Cette étude a permis d'en préciser la nature, l'âge et l'origine :

- + la Formation Ringbone repose en discordance angulaire sur le Crétacé inférieur déformé au cours de phases compressives ante-laramiennes ;
- + les découvertes paléontologiques faites dans les Little Hatched Mountains et les déterminations de *Pollens* et d'os de *Dinosaures* permettent de lui attribuer un âge campanien supérieur à maastrichtien (Sénonien supérieur) ;
- + les analyses modales montrent qu'elle s'est déposée dans un bassin molassique dont les éléments remaniés sont hétérogènes ; la remobilisation du socle précambrien est confirmée par une étude de thermoluminescence des grains de quartz ;
- + les analyses de faciès et de séquences témoignent d'une sédimentation épicontinentale à lacustre le long de rides morphologiques de direction NW-SE.

Ces résultats conduisent à proposer une nouvelle interprétation pour la Formation Ringbone ; il s'agirait d'une molasse liée

à des phases tectoniques du Crétacé supérieur affectant la région avant la compression majeure laramienne. Nous apportons donc des faits géologiques et paléontologiques qui contraignent, avec un degré de certitude assez élevé, une paléogéographie de la fin du Crétacé se rattachant à celle du Mexique septentrional suggérée par Tardy et Rangin.

Au Tertiaire, les datations isotopiques amènent à distinguer, dans le SW du Nouveau-Mexique et le Nord de Chihuahua, deux épisodes magmatiques avec épanchements :

- + du Paléocène à l'Eocène moyen, d'andésites pour partie syn-laramiennes ;
- + de l'Eocène supérieur au Miocène, d'ignimbrites et de basaltes scellant les déformations compressives.

Ces résultats s'intègrent bien dans le calendrier tectono-volcanique du Basin and Range de Zoback et al. et de la Sierra Madre Occidentale de McDowell & Clabaugh ; ils confirment notamment l'extension de ces provinces volcaniques du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique jusqu'aux confins américano-mexicains.

IV - Géologie structurale

Les principaux acquis portent sur l'interprétation de la géométrie des structures liées aux phases tectoniques compressives mésozoïques et cénozoïques ; les résultats les plus importants concernent la reconnaissance de phases ante-laramiennes et l'individualisation d'une phase transpressive laramienne tardive. L'accent a également été mis sur le rôle prépondérant des accidents de socle dans l'évolution structurale de la région.

+ Au Crétacé supérieur, des tectoniques compressives mettent fin à l'influence de la Téthys dans le SW du Nouveau-Mexique ; les phases orégonienne (Cénomanién supérieur - Santonien) et subhercynienne (Campanien - Maastrichtien) caractérisées par des plis NS à NNW-SSE et des uplifts NW-SE nourrissant le bassin molassique sénonien supérieur de Ringbone affectent le Bassin crétacé de Bisbee - U-Bar. Les anciennes fractures crustales diffusent les contraintes compressives et les guident ; ces mouvements tectoniques sont considérées comme les lointains échos, dans l'avant-pays téthysien, des phases à l'origine, plus à l'Ouest, du charriage méso-crétacé du Continent occidental structuré et métamorphisé sur les parties occidentales du domaine mésogéen américano-mexicain dont le front principal serait situé dans le SE de l'Arizona et le NW du Sonora comme suggéré par Sosson et Rangin.

+ Du Paléocène à l'Eocène moyen, les phases laramiennes structurent l'ensemble de la région ; elles provoquent l'écrasement des bassins crétacés en deux déformations distinctes :

- une phase Paléocène - Eocène inférieur compressive est responsable de chevauchements à double vergence, déversés vers le NE et le SW et issus des anciennes fractures de socle bordières des uplifts du Crétacé supérieur. Dans le NW du Nouveau-Mexique, des chevauchements et des écaillés affectant le Précambrien ont été reconnus ; le style de revêtement de la couverture est guidé par la tectonique de socle. Dans le Nord-Est du Mexique, à la faveur des séries crétacées épaisses et incompetentes du bassin de Chihuahua, une tectonique de couverture avec des niveaux de décollement est décrite ; les structures à double vergence sont déversées sur la plate-forme d'Aldama à l'Ouest et sur celle du Burro à l'Est ;

- une phase Eocène moyen, transpressive, met en jeu des décrochements sénestres NW-SE reprenant les structures antérieures ; des structures « en fleur » sont décrites dans des couloirs tectoniques jalonnant le Texas Lineament.

Les déformations laramiennes du SW du Nouveau-Mexique présentent de bonnes corrélations avec celles décrites dans les régions voisines. Elles autorisent à envisager, au Paléocène - Eocène moyen, le passage des Cordillères nord-américaines aux Sierras Madres mexicaines dans la bande de fractures crustales du Texas Lineament où s'amortissent, au cours de l'orogénèse laramienne, les contraintes compressives. Le front serait représenté par un ensemble de structures en échelon ancrées sur des accidents de socle d'abord chevauchants puis décro-chevauchants dont le SW du Nouveau-Mexique donne un bon exemple.

L'ensemble de ces structures compressives est affecté, au Néogène, par les phases distensives du Basin and Range qui les découpent en « touches de piano » et les masquent. L'appartenance de la région étudiée à cette vaste province distensive de l'Ouest des Etats-Unis et du Nord du Mexique est confirmée.

V - Rôle géodynamique du Texas Lineament

Les données de terrain, tant stratigraphiques que structurales, et les découvertes paléontologiques et les datations isotopiques ont permis de dresser un calendrier tectonique qui s'intègre bien dans les grandes étapes de l'évolution géodynamique du Texas Lineament et du Linéament Caltam telles que définies par Tardy et al. (1989) :

- + du Jurassique supérieur à l'Aptien, le jeu transformant sénestre du Linéament Caltam se traduit, aux confins américano-mexicains, par l'ouverture et l'évolution du Bassin de Bisbee - U-Bar qui représenterait le bassin intra-continental le plus occidental de la Téthys ;
- + pendant les phases compressives crétacées et paléocènes, les deux linéaments ont un rôle de relais transpressif au sein duquel se développent les ensembles géologiques et structuraux décrits dans le SW du Nouveau-Mexique ;
- + au Néogène, le Texas Lineament fonctionne en faille de transfert entre la province distensive du Basin and Range et les régions orientales (Sud du Nouveau-Mexique, Nord de Chihuahua et façade ouest texane).

A l'issue de ces travaux et en accord avec Tardy et al. (1989), le Texas Lineament n'est plus considéré dans le SW du Nouveau-Mexique comme un accident rectiligne unique mais comme un faisceau d'accidents crustaux individualisant des couloirs tectoniques dans lesquels se concentrent, en s'y diffusant, les contraintes tectoniques. Cet écheveau structural est comparable aux zones décrochantes polystructurées du Lewis & Clark Lineament décrite au Nord des USA par Billingsley & Locke (1939) et du Linéament Caltam de Tardy (1980) dans le Nord du Mexique.

VI - Les problèmes soulevés

Ce travail n'est pas une fin en soi ; il en appelle d'autres que les remarques suivantes permettront de mieux définir :

- + une formation clastique présentant des faciès de type black shales (des évaporites sont même décrites par Zeller, mais elles n'ont pas été retrouvées) a été observée dans les Little Hatchet Mountains ; sa base n'est pas visible mais elle passe graduellement à la Formation Hell-to-Finish (Aptien inférieur). Il pourrait s'agir d'une série confinée déposée au cours de l'ouverture du bassin de Bisbee - U-Bar ;
- + l'âge de la Formation Ringbone déterminé dans cette thèse demande à être précisé afin de mieux serrer le calendrier

tectonique. Il convient de signaler que des missions de reconnaissance ont permis de reconnaître des conglomérats présentant les mêmes faciès que ceux rencontrés dans la Formation Ringbone en plusieurs endroits du désert chihuahuense. Par ailleurs, des analyses de faciès accompagnées d'études séquentielles permettraient de préciser, à l'échelle du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique, l'environnement de dépôt de la Formation Ringbone et d'établir, à grande échelle, la paléogéographie fini-crétacée qui n'a été qu'esquissée dans cette thèse ; en particulier, il est capital d'établir les relations existantes entre les flyschs mexicains et les molasses du front de l'OTB ;

+ les datations isotopiques manquent cruellement dans la région alors que les roches volcaniques représentent plus de 60% des affleurements ; l'établissement d'un calendrier radiochronologique précis permettrait de mieux connaître la durée de l'orogénèse laramienne et de préciser les phases distensives néogènes ;

+ la phase transpressive laramienne décrite aux confins américano-mexicains mériterait d'être reconnue et caractérisée dans les régions voisines et notamment dans l'Ouest du Texas et l'Est de Chihuahua ;

+ une étude structurale dans les régions du Trans Pecos et de Diablo-Van-Horn dans l'Ouest du Texas où le Texas Lineament est bien exprimé, permettrait de mieux appréhender l'influence de cet accident sur les déformations mésozoïques et cénozoïques ;

+ la phase miocène décrite par Colletta en Californie et par Chaulmot-Talmont et Tardy en Chihuahua n'a pas été retrouvée aux confins américano-mexicains ; il conviendrait d'en circonscrire les effets dans l'espace afin de rechercher les causes de sa disparition vers le nord : s'agit-il d'un amortissement dans le faisceau d'accidents crustaux des linéaments du Texas et Caltam ? n'est-elle liée qu'à un unique accident (le Linéament Caltam) ?

+ comment la phase du Basin and Range s'exprime-t-elle le long des accidents orientés N120°E ?

ABRIDGED ENGLISH VERSION

From the North American Cordillera to the Mexican Sierras Madres

Geology of Southwestern New Mexico (USA)

CONTENTS

Introduction

I. Geological setting

I.1. The Texas Lineament

I.2. The New Mexican Cordilleran Foldbelt

II. Stratigraphy

II.1. Precambrian

II.2. Paleozoic

II.3. Mesozoic

II.4. Cenozoic

III. Structural survey

III.1. The Upper Cretaceous tectonic event

III.2. The Laramide orogeny and its different tectonic events

IV. Conclusions

Introduction

The Mesozoic North American Cordilleran area extends southward from Alaska to Mexico along the western side of the North American continent (Fig. 1). Its structures are disturbed by three major tectonic features :

- the Lewis and Clark Lineament (Billingley & Locke, 1939) or Montana Lineament (Weidman, 1965) ;
- the Texas Lineament (Albritton & Smith, 1957 ; King, 1969 ; Aubouin et al., 1986) ;
- the Lineament Caltam (Tardy, 1978) and its corollaries : the Mojave-Sonora Megashear (Silver & Anderson, 1974) and the Coahuila Fault (Mc Kee & Jones, 1979).

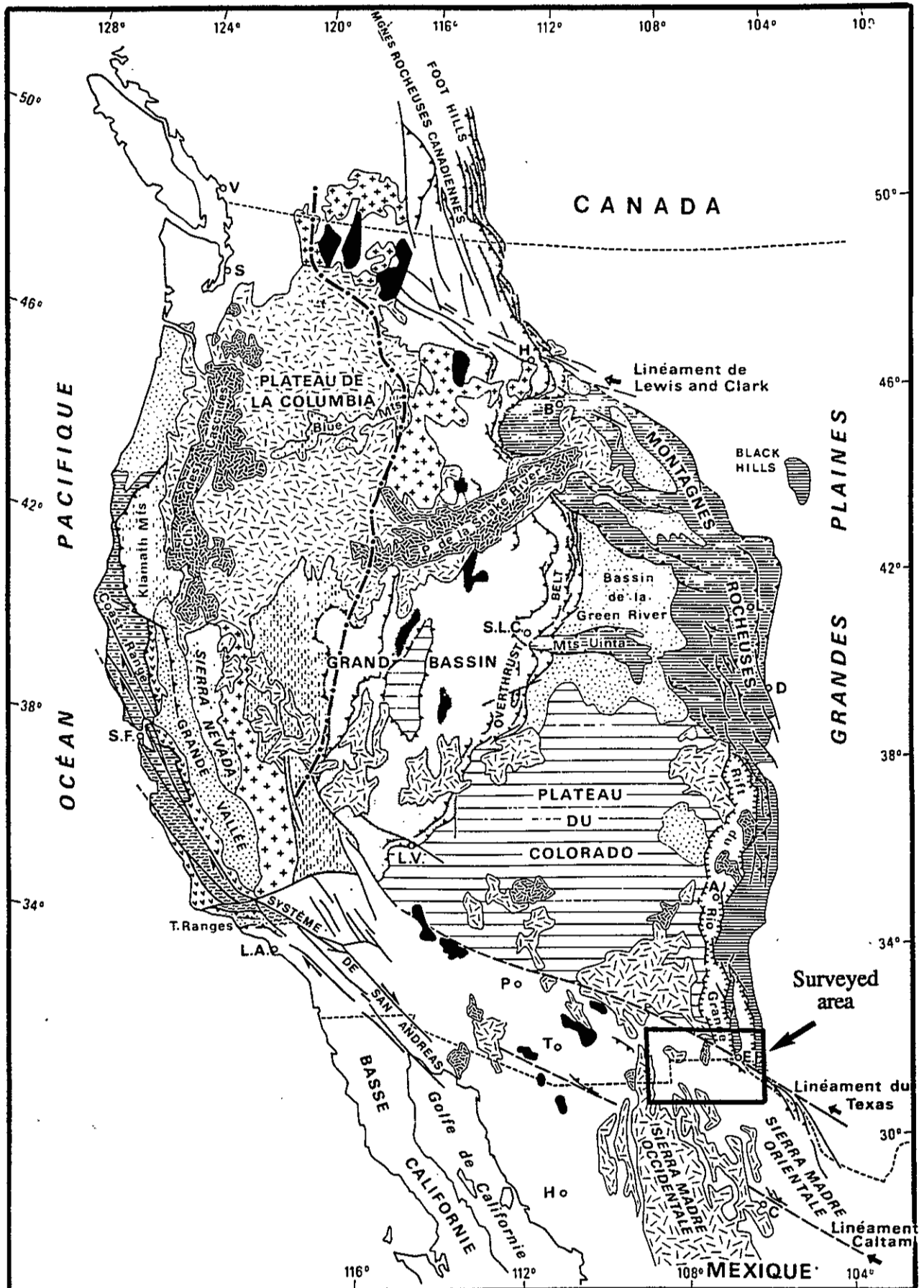


Figure 1 Presentation of the surveyed area located in Southwestern New Mexico (USA) and Northern Chihuahua (Mexico) (Aubouin et al., 1986).

These huge lineaments have been defined as major N120°E-trending structural features that cross the North American continent. They divide the American Cordillera into several structural segments : the Canadian Cordillera to the North of the Lewis and Clark Lineament ; the U.S. Cordillera (Overthrust Belt - OTB - and Southern Rockies) between the Lewis and Clark Lineament and the Texas Lineament ; the Mexican Sierra Madres to the South of the Lineament Caltam. From the Californian Transverse Ranges to the Gulf of Mexico, the two meridional crustal fractures (the Texas and the Caltam Lineaments) define a 150 km-wide and a N120°E-trending tectonic zone astride the American-Mexican international border. This area is considered to be one of the key point for an understanding of the geodynamic evolution of the US and Mexican Cordillera ; the changeover from the American Overthrust Belt and Rockies to the Mexican Sierra Madre Orientale is thought to be located within this complex zone. This memoir discusses the structural evolution of this area bounded by these two lineaments.

In the light of the recent researchs conducted by the Société Nationale Elf Aquitaine and its US branch, Elf Exploration Inc , in conjunction with the Universities of Paris VI (Université Pierre et Marie Curie), Brest (UBO, Université de Bretagne Occidentale), Chambéry (Université de Savoie) and Nice-Sophia Antipolis (UNSA, Institut de Géodynamique), a new interpretation of the structural organization of the US cordillera is proposed ; this paper is part of this scientific program (Aubouin et al., 1986 ; Plauchut, 1989).

I. Geological setting

The surveyed area is located in Southwestern New Mexico astride the American-Mexican international border. It belongs to the Basin and Range physiographic province at the southern termination of the US Cordilleran area. Its major structural feature is a Laramide foldbelt, known as the New Mexican Cordilleran Foldbelt extending from El Paso (Tx) to Las Vegas (Nv) (Albritton & Smith, 1957 ; King, 1969) ; it runs along the southern edge of the Colorado Plateau and may be closely linked to the N120°E-trending Texas Lineament.

I.1. The Texas Lineament.

It is a transverse and complex crustal fracture ; according to Muehlberger (1965), it represents a major structural feature where the two Mesozoic US Cordillera are sharply disrupted (Fig. 1) :

- on one hand, the OTB disappears in Southern Nevada within an area known as the Las Vegas Shear Zone ;
- on the other hand, the Rocky Mountains turn into a confused structure in the Las Cruces (NM) - El Paso (Tx) area where they are deeply affected by the faulting in Oligo-Miocene (Basin and Range) and Mio-Pliocene (Rio Grande Rift) (Cabezas, 1989).

The major discontinuity of the Texas Lineament outlines the southern border of the North American cratonic domain. Further south, the Mesozoic basins of the Northern Tethys Province are sandwiched between the two sub-parallel major crustal lineaments : the Texas and the Caltam. In its eastern extension, throughout Western Texas, the Texas Lineament is responsible for the offset of the Appalachian-Ouachita-Marathon Paleozoic thrustbelt within the Val Verde - Del Rio (Tx) area (Fig. 2). Towards the west, the Texas Lineament is parallel with the Rio Grande at the southern boundary of the Texan Platform and extends through New Mexico and Arizona as far as Las Vegas (Nv) where the pre-Eocene structural features are buried under a thick Cenozoic sequence of volcanic and detrital sediments geologically equated with the Basin and Range and Sierra Madre Occidentale Tertiary events (Albritton & Smith, 1957).

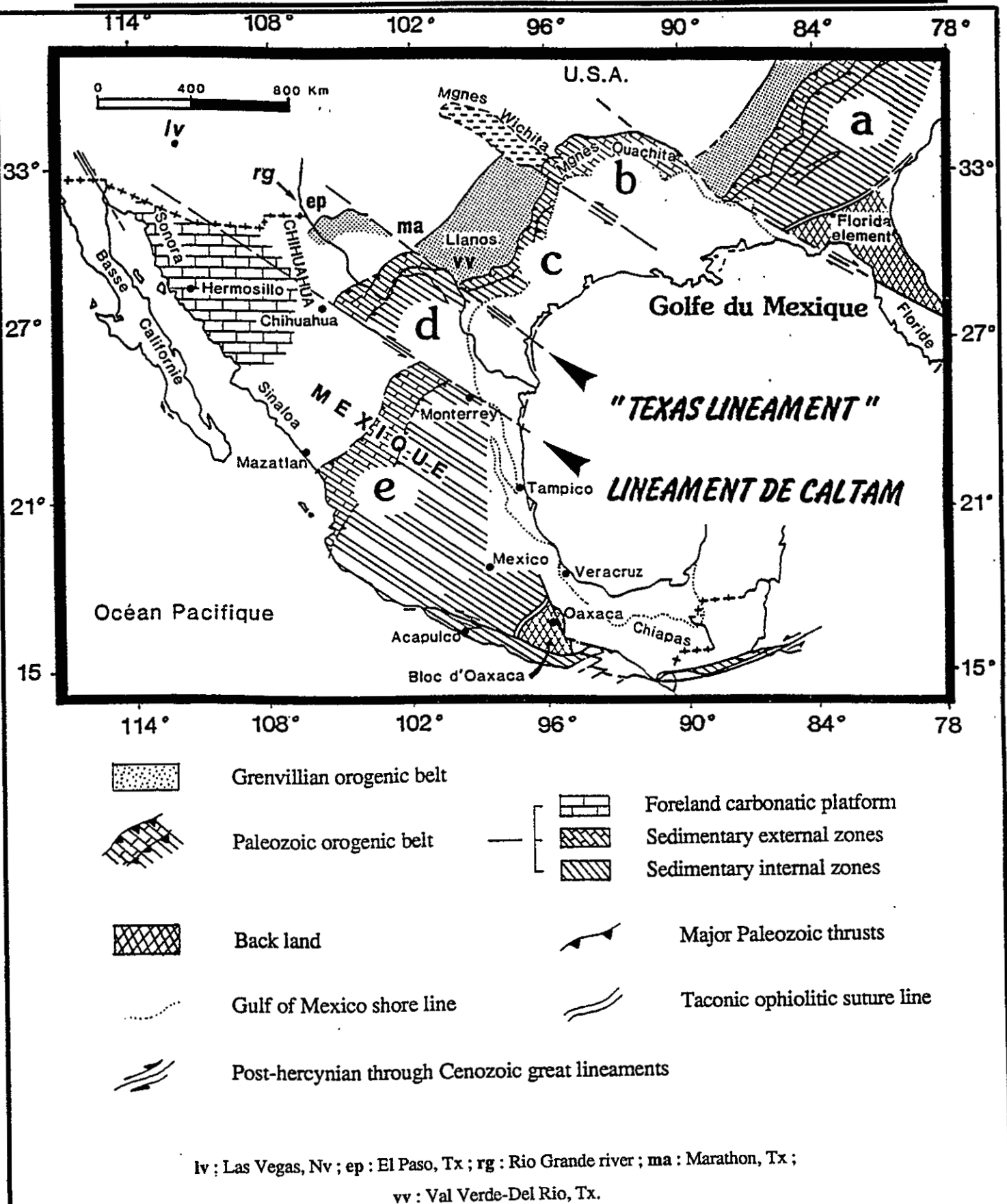


Figure 2 Simplified tectonic map of Mexico and adjacent areas (modified from King, 1975 and Tardy et al., 1986); offset Paleozoic orogenic belts (Appalachian (a), Ouachitan (b), Texas (c), Marathon (d) and Mexican (e)) are shown in their pre-Mesozoic geotectonic framework.

The majority of authors agree that the Texas Lineament separates two different geological domains (the North American craton and the Tethian Province) but its structural nature raises several questions : is it a major accident ? is it a single fault or a group of several «en échelons» faults ? Do the Southern Rockies whose features have been closely surveyed in the Socorro area (Cabezas, 1989) join the Texas Lineament ? And then, how does it happen ? With all these questions, we have to face the problem of the geodynamic interpretation of the Texas Lineament at the scale of the North American Cordillera. Two interpretations are suggested :

- Drewes (1978, 1981 and 1982), Nydegger (1982), Woodward & Duchêne (1981) and Corbitt & Woodward (1977) suggest that the Texas Lineament is a N-NE verging overthrust whose various elements form the Laramide orogenic belt of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona ; the Laramide orogeny is therefore characterized by a thin skinned tectonic style and results in thrusting, along decollements of the Tethian basins over the North American craton ;

- for Tardy (1978 and 1980), Muehlberger (1980), Rangin (1982), Coney (1982 and 1983), Tardy et al. (1986) and Aubouin et al. (1986), the crustal faults of the Texas Lineament controlled the geology of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona. From Lias to Late Paleocene, the Texas Lineament had a complex structural evolution : it was initiated at the end of Permian as an intracontinental fracture connected with the Pangea breakup (Dalmayrac et al., 1977 ; Tardy, 1978 and 1980). The 200 km-long dextral offset of the Appalachian-Ouachita-Marathon Permian thrustbelt along the Texas Lineament is ascribed to this tectonic event. During the Jurassic and the Early Cretaceous time, the Chihuahuan, U-Bar and Bisbee basins were opened within a transcontinental transtensional system bounded by the Texas (inactive at that time) and Caltam lineaments (active as a sinistral wrench fault) (Bilodeau, 1978 ; McKee & Jones, 1979 ; Tardy, 1980 ; Cordoba et al., 1980). The whole displacement occurs along the Lineament Caltam and it is estimated that the lateral offset is 750 km in length (Silver & Anderson, 1974 ; Tardy, 1980). This lineament is thought to represent a wrench fault related to the opening of the Gulf of Mexico at the western end of the Caribbean Tethys (Tardy, 1980 ; Carfanten, 1986 ; Stephan et al., 1989). During the Laramide orogeny (from Paleocene to Middle Eocene), the Texas Lineament controlled the structures of the Cordilleran Foldbelt in Southwestern New Mexico ; thus, a left-lateral wrench-fault model combined with major vertical uplift along the N120°E-trending boundary faults of the Texas Lineament is inferred (Tardy et al., 1986 ; Coney, 1972 ; 1982 and 1983).

The problem raised by the Texas Lineament is associated with the southern end of the North American Cordillera in space and time.

I.2. The New Mexican Cordilleran Foldbelt

The most important morphologic feature in Southwestern New Mexico is a wide 1300 m-high plain bounded to the north by the southern buttresses of the Colorado Plateau represented by the Burro Mountains and the Cook's Range (Fig. 3). Several scattered mountains whose structural features belong to the New Mexican Cordilleran Foldbelt emerge from the desert plain. Although this Laramide NW-trending foldbelt has been recognized for many years throughout Southwestern New Mexico, the age, location, trends and structural style of deformation have proven difficult to define with any confidence (Fig. 3). It lies within the extensional geologic province of the New Mexican Tertiary Basin and Range and Rio Grande provinces ; as a result, the structural elements of the Laramide foldbelt are cut by Tertiary normal faults and buried under a thick Cenozoic sequence made of volcanics and detrital sediments geologically equated with these distensive events. Thus, the Laramide structures and sedimentary rocks are only exposed in scattered isolated fault-blocks. The structural interpretations are largely in dispute. Three models have been described in order to explain the structures of the Cordilleran Foldbelt :

- a thin skinned tectonic model with imbricate thrusts and a decollement along the contact between the Paleozoic strata

and the underlying basement ; klippes and N-NE verging decollements over 200 km are described by Corbitt & Woodward, 1977 ; Drewes, 1978 & 1982 ; Drewes & Thorman, 1978 and Woodward & Duchêne, 1981 ;

- a basement cored uplift model with uplifts along large basement fault blocks accompanied by subsidence of complementary basins filled with clastic rocks (Seager & Clemons, 1982 ; Seager, 1983 ; Seager & Mack, 1986 ; Brown & Dyer, 1987) ;

- a wrench faulting and transpressional tectonic model combined with major vertical uplift along NW-trending boundary faults (Donnan & Wilson, 1986 ; Donnan, 1987).

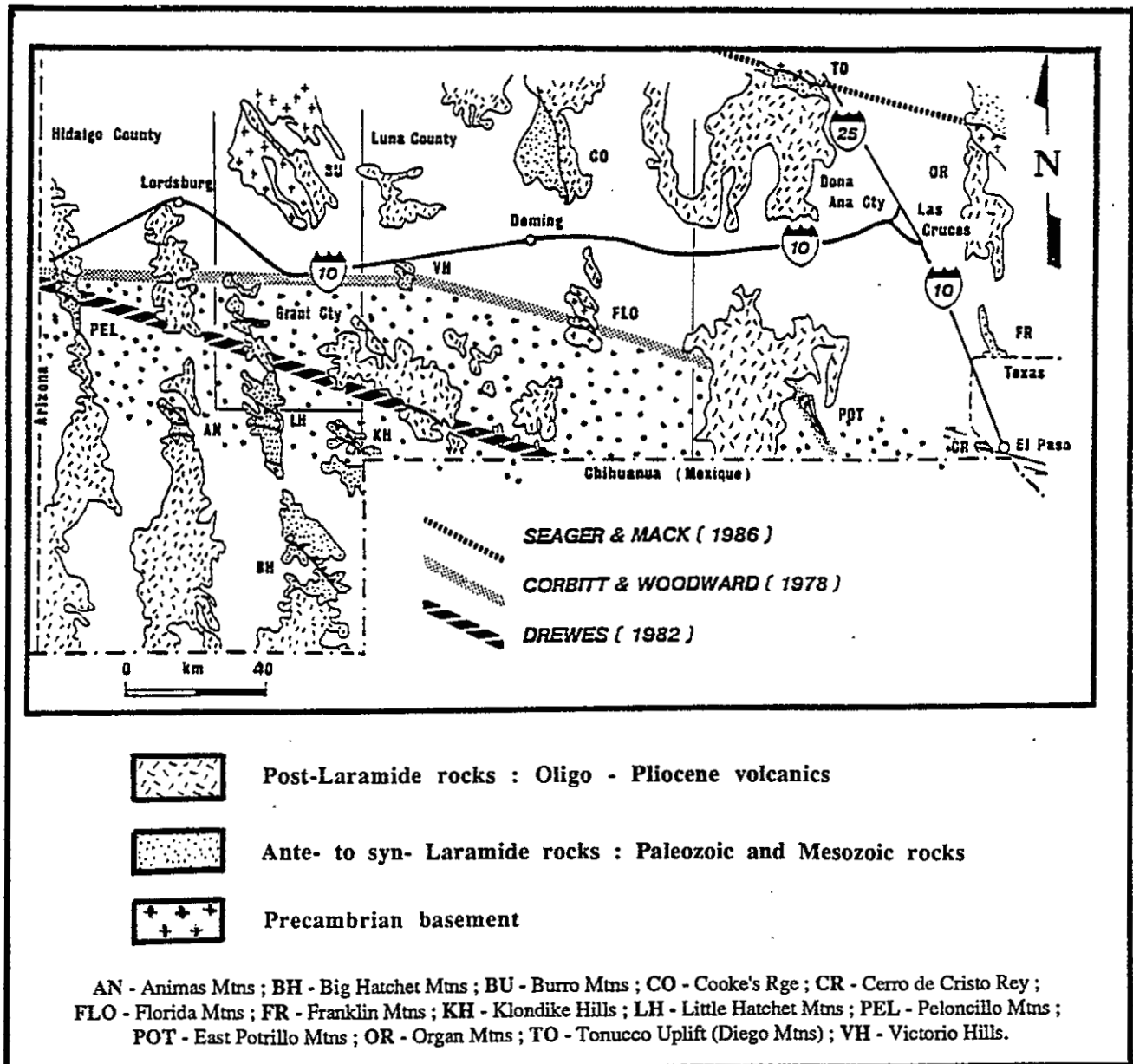


Figure 3 Tectonic map of Southwestern New Mexico (USA) showing the approximate northern limits of the New Mexican Cordilleran Foldbelt of Corbitt (1978), Drewes (1982) and Seager & Mack (1986). Dotted area : Texas Lineament zone.

This survey has specially turned on three mountain ranges which belong to the New Mexican Cordilleran Foldbelt and whose structural features are clearly visible (Fig. 3) : the Animas Mountains located about 30 km South of Lordsburg (NM), the Little Hatchet Mountains 10 km east of the Animas Mountains and the Florida Mountains to the Southeast of Deming (NM).

II. Stratigraphy

The basement of Southwestern New Mexico is made of Precambrian and Paleozoic rocks (Fig. 4).

II.1. Precambrian

Precambrian rocks are represented by alkaline and feldspathic granites, gneisses and syenites dated at 1500 and 1570 My in the Florida Mountains (Evans & Clemons, 1987) and in Central New Mexico (Cabezas, 1989). Precambrian rocks outcrop in narrow tectonic zones where the Laramide deformation is concentrated. The few basement outcrops in Southwestern New Mexico as well as in Southeastern Arizona seem to be «satellites» of the North American craton whose main element is the Colorado Plateau.

II.2. Paleozoic

Unconformable on the Precambrian basement (D1), the Paleozoic is represented by two sedimentary cycles (Kottlowski, 1963 & 1965) separated by an angular unconformity (D) : the Lower Paleozoic and Upper Paleozoic cycles.

During Lower Paleozoic time, sediments were deposited on the northern flank of what was referred to as the Sonoran Geosyncline (El Paso - Tobasa Basin). Generally speaking, the Paleozoic strata thin northward into shoreline facies. The basal Paleozoic phase of sedimentation is represented by the sandstones of the Bliss Fm, a hematitic-arkosic-glaucconitic sequence deposited on an eroded Precambrian surface. The sandstones are of Late Cambrian to Early Ordovician age. The carbonates of the El Paso Fm of Early Ordovician age are in gradational contact with the underlying Bliss Fm and are abruptly truncated by an erosion surface developed in Middle Ordovician time. Overlying the El Paso Fm disconformably, the dolomites of the Late Ordovician Montoya Fm are a uniform blanket of shallow-marine carbonate rocks about 115 meters thick throughout most of the area. During Late Silurian and Early to Mid Devonian time, most of the area was exposed to erosional scouring that stripped off parts of the pre-Devonian units (Fusselman Fm). Most of the clay and fine grained quartzitic-clastic sediments of the black fossiliferous Upper Devonian Percha Fm were derived from Central New Mexico and Central Arizona where scouring cut down to the Precambrian rocks.

The Upper Paleozoic sedimentary cycle is represented by the Pedregosa Basin deposits (Armstrong et al., 1979). Mississippian strata are 60 to 150 meters thick in Southwestern New Mexico and thicken southward into the Pedregosa Basin to more than 475 meters ; these are the limestones of the Escabrosa Group overlain by the Late Mississippian arenaceous and shallow-marine type carbonates of the Paradise Fm. During Pennsylvanian time and through Permian time, the Pedregosa Basin received as much as 2300 meters of sediments represented by the limestones of the Horquilla Fm, the red beds of the Earp Fm, the limestones of the Colina Fm, the dolomites of the Epitaph Fm, the sandstones of the Scherrer Fm and the shallow marine limestones of the Concha Fm.

The structural features that affected sedimentation during this period (and especially from Pennsylvanian) are emergent high zones along the southern and eastern limits of the Colorado Plateau. They delimit several sedimentary basins among which are the Orogrande and the Pedregosa Basins (Greenwood & Kottlowski, 1975). In New Mexico, these morphologic paleo-features have a NS orientation in the central part and a N120°E one in the southwestern end of the state.

Set between the Burro-Florida uplift in Southern New Mexico and the Diablo-Hueco Uplift in Western Texas, the Pedregosa Basin is connected to the Orogrande Basin of Central New Mexico and the Delaware Basin of Western Texas. At the end of the Paleozoic, the Pedregosa Basin is limited by N120°E-trending uplift from Texas to Arizona. It should be noted that these positive structures ruling the Upper-Paleozoic paleogeography, have their major axis parallel to the Texas Lineament direction (Fig. 5).

No Late Permian wrench faulting has been recorded in the Pennsylvanian - Permian neritic sediments in Southwestern New Mexico ; only facies changes are observed between those formations and those of the Colorado Plateau (Kottlowski, 1965). The Precambrian and Paleozoic substratum is weakly folded at the end of the Paleozoic and is unconformably overlapped by Mesozoic rocks whose earliest, in Southwestern New Mexico, are Lower Aptian.

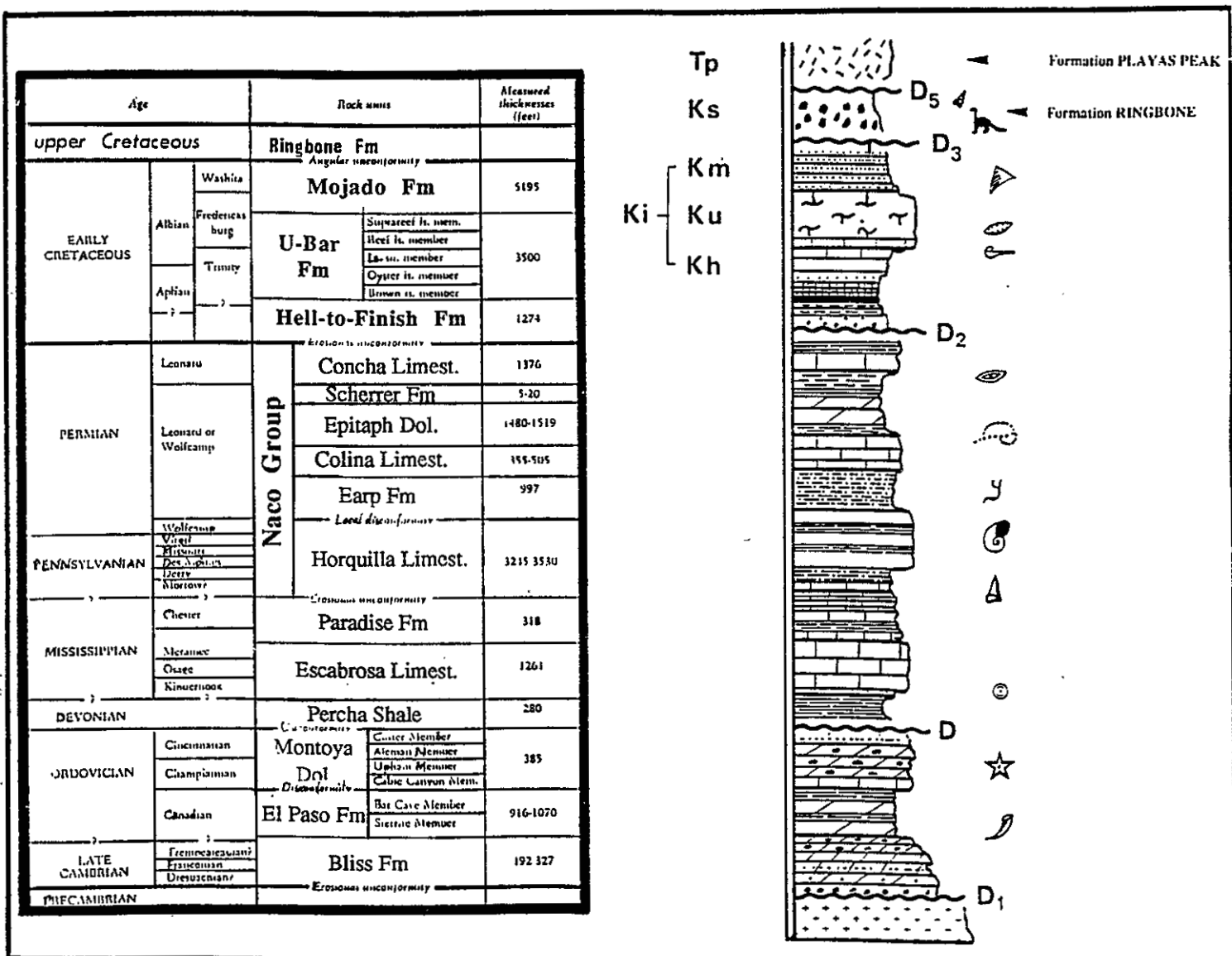


Figure 4 General stratigraphic column for Southwestern New Mexico (compilations).

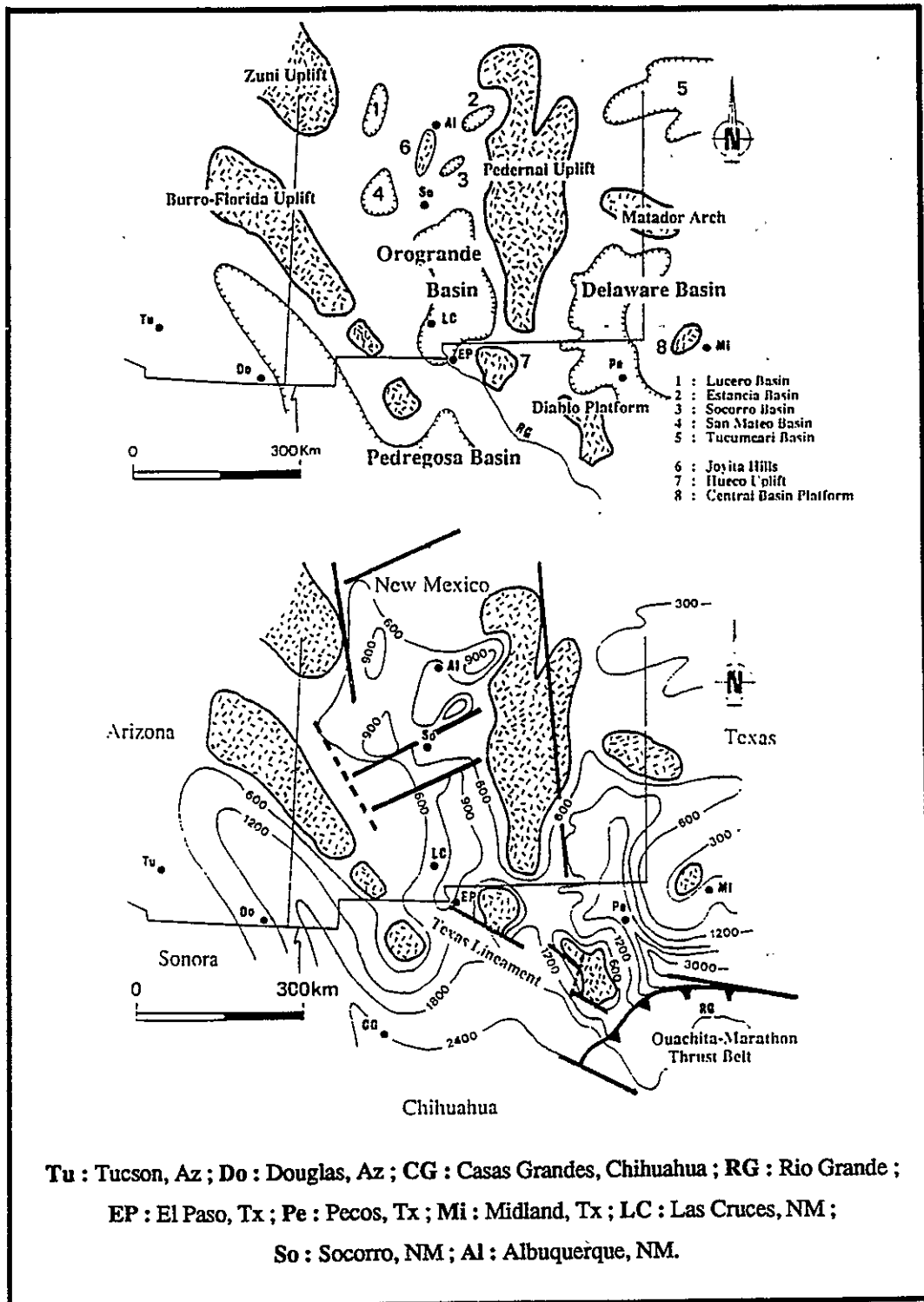


Figure 5 A : Major geological features of Southern New Mexico : the uplifts and basins. Modified from Armstrong et al., 1979. B : Pennsylvanian - Lower Wolcampian (Permian) isopach (in meters). Modified from Greenwood & Kottowski, 1975.

II.3. Mesozoic

Mesozoic sedimentary rocks in Mexico are related to the Tethian area which originated during Early Jurassic and Cretaceous times with the opening of the Gulf of Mexico. Further north, in Central New Mexico, a total hiatus of Lower Cretaceous rocks is observed (Cabezas, 1989). The first Mesozoic deposits in Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona are sandstones and arkoses giving evidence of the great Aptian transgression which increased the Tethian area at its ENE and NW margins within a transcontinental transtensional system bounded by the passive Texas Lineament and the active Lineament Caltam ; the Sabinas, Chihuahua and Bisbee-U Bar basins came into being (Tardy, 1978 ; Ortuno Arzate, 1985).

In the surveyed area, the Mesozoic deposits occur in a single basin which extends throughout Arizona and which is referred to as the Bisbee-U Bar Basin (Fig. 6) ; the nomenclature established by Zeller (1966 & 1970) is used in this thesis. The Aptian-Cenomanian time is represented by three formations : Hell-to-Finish, U-Bar and Mojado.

Overlying the Lower Cretaceous strata disconformably, the Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm is mainly composed of conglomerates and sandstones from various origins.

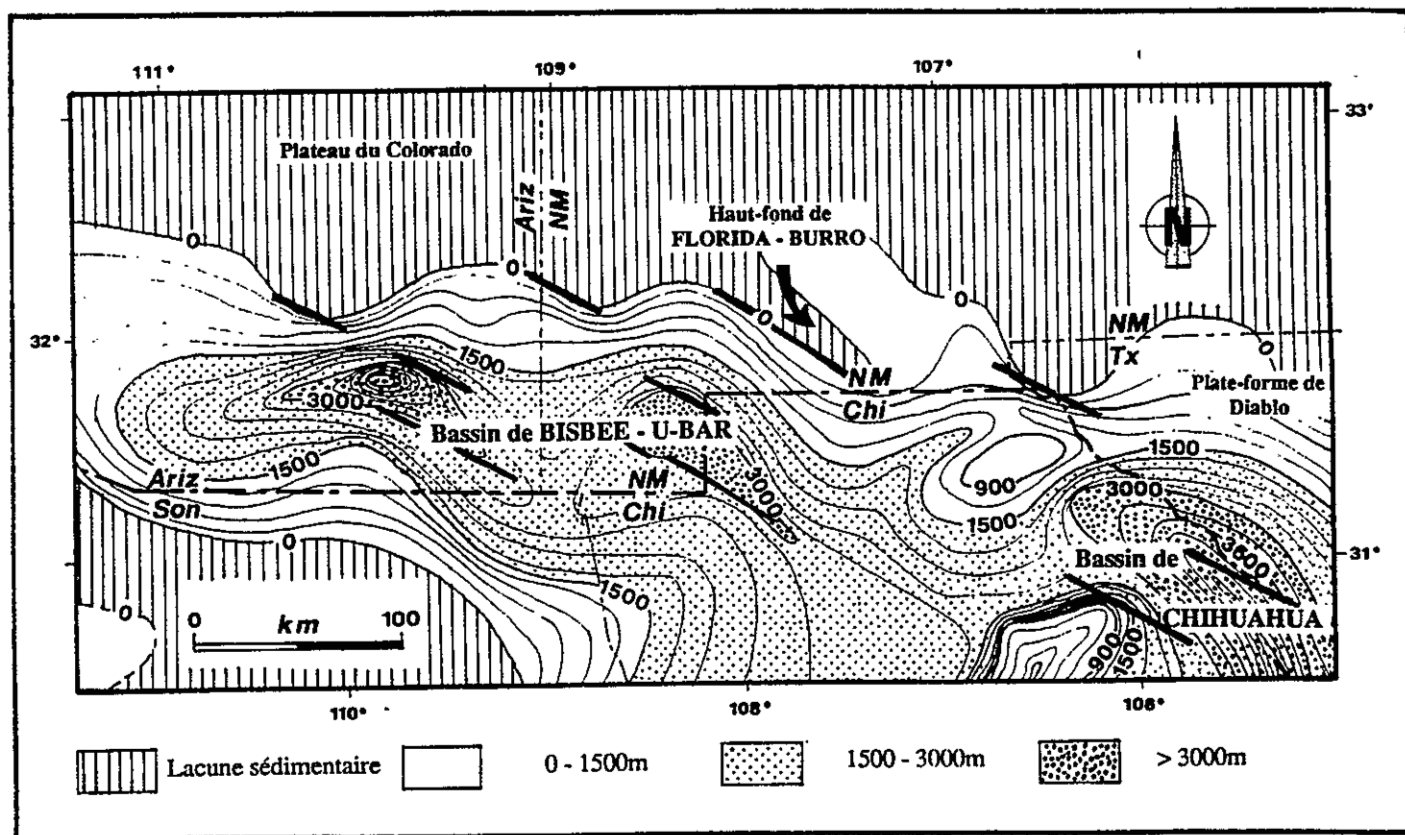


Figure 6 Lower-Cretaceous isopachous map (in meters) in Southwestern New Mexico and adjoining areas.

II.3.1. Lower Aptian - Lower Cenomanian : the Tethian deposits

II.3.1.a. Lower Aptian : Hell-to-Finish Fm (Kh)

The formation is 350 to 400 meters thick and consists of a basal conglomerate overlain by badly sorted sandstones, siltstones and shales that outline the Aptian transgression on the Paleozoic substratum (angular unconformity D2). Overlying, silty red beds are interbedded with limy- and marly-sandstones and make a gradual transition to the overlying U-Bar Fm.

II.3.1.b. Upper Aptian - Lower Albian : U-Bar Fm (Ku)

From 1600 to 1900 meters thick, it consists of brown limestones and limy shales capped by a cliff-forming reef bar (Zeller, 1966). Among Ammonites and benthonic Foraminifera, we notice the Upper Aptian - Lower Albian genera *Kazanskyella*, *Chelonicerias* and *Beudanticeras* (Guthrie, 1987), *Orbitolina texana texana* (Upper Aptian), *Sabaudiaminuta*, *Pseudocyclamina* and *Coskinolinoïdes sunnilandensis* (Lower Albian) (determinations : W. Wornardt from Microstrat Inc. - Denver, Colorado USA - and M. Moullade from the Institut de Géodynamique de l'Université de Nice-Sophia Antipolis).

II.3.1.c. Upper Albian - Lower Cenomanian : Mojado Fm (Km)

The Bisbee - U-Bar Basin is finally filled with the Mojado Formation sediments which are increasingly detrital (Galemore, 1986 ; Mack, 1987). It is represented by 1600 meters of sandstones and quartzites resulting from the regression of the Lower-Cretaceous sea (Mack, 1987). Pelecypods (*Trigonia emoryi*), Gastropods, Ammonites and Foraminifera indicate an Upper Albian to Lower Cenomanian age (Texas Gulf Coast Washita Group ; Griswold, 1961 ; Zeller, 1966 ; Galemore, 1986).

Thus, at the end of Paleozoic time, the differentiation of two paleogeographic areas takes place on either sides of the Texas Lineament : a cratonic and emerged area in the north and a Tethian basin dying out along the lineament to the south.

So far, the sedimentary Mesozoic history does not record any significant tectonic event as demonstrated by the lack of angular unconformities. However, the configuration of the Bisbee - U-Bar basin shows that sedimentation was affected by surrounding paleogeographic elements ; in the north, the Colorado Plateau and the Burro-Florida uplift and, in the east, the Texan Diablo Plateau. It is worth noticing that those N120°E-trending high zones are those that controlled the paleogeography at the end of Paleozoic time (Fig. 6).

II.3.2. Upper Campanian - Maastrichtian : Ringbone Fm (Kr)

One of the keys to the regional geological history of Southwestern New Mexico is the non marine Ringbone Fm that is locally as much as 2000 meters thick. Named by Zeller (1970), it is siliclastic and conglomeratic and hardly outcrops in the Little Hatched Mountains (Grant County ; T. 28 S - R. 16 W.) where it was first described by Lasky (1947). It rests on the Lower Cretaceous rocks with an angular unconformity (D3).

There are various detrital elements within this formation : Precambrian gneiss, Paleozoic cherts and dolomites, Lower Cretaceous Fusulina-bearing limestones and ante- to syn-Laramide volcanics. An analysis of the sandstones shows that the sources of detrital deposits are separate from those of Lower Cretaceous sandstones, so proving the existence of a Senonian molasse basin whose origin is not connected with the Tethys history of the Lower Cretaceous Bisbee - U-Bar Basin. A study

of thermoluminescence on quartzitic grains (J.P. Ivaldi, UNSA) indicates the heterogeneous origin of the Ringbone detrital elements and the reworking of Precambrian basement. Paleocurrents were inferred from clast inclusions in conglomerates and through cross-bed axes in sandstones; paleocurrent trends reflect a deposit system showing many directions along a N120°E-trending uplift. Dinosaur remains and palynomorphs recovered recently in the northwestern part of the Little Hatched Mountains on the slopes of the Playas Peak (Sec. 5, T.28 S., R. 16 W.), indicate a Late Campanian - Maastrichtian age. Among these fossils are the Late Cretaceous Tyrannosaurids *Albertosaurus* and *Daspletosaurus* (Lawton et al., 1989) and the Late Cretaceous palynomorphs *Verrumonoletes* sp., *Retitricolpites* sp., *Aequitiredites spinulosus* (Cookson & Dettmann) and *Cicatricosisporites* sp. (Determinations: W. Wornhardt, Microstrat Inc. Denver, Co).

The Ringbone Fm can be closely connected with the Fort Crittenden Fm (Santonian - Maastrichtian) of Eastern Arizona (Drewes, 1981), the Boca Grande Fm of Chihuahua (Senonian?), the Mc Ree Fm (Maastrichtian) of Southeastern New Mexico (Wolberg, 1986) and the Dakota Fm (Senonian) of Central New Mexico (Fig. 7).

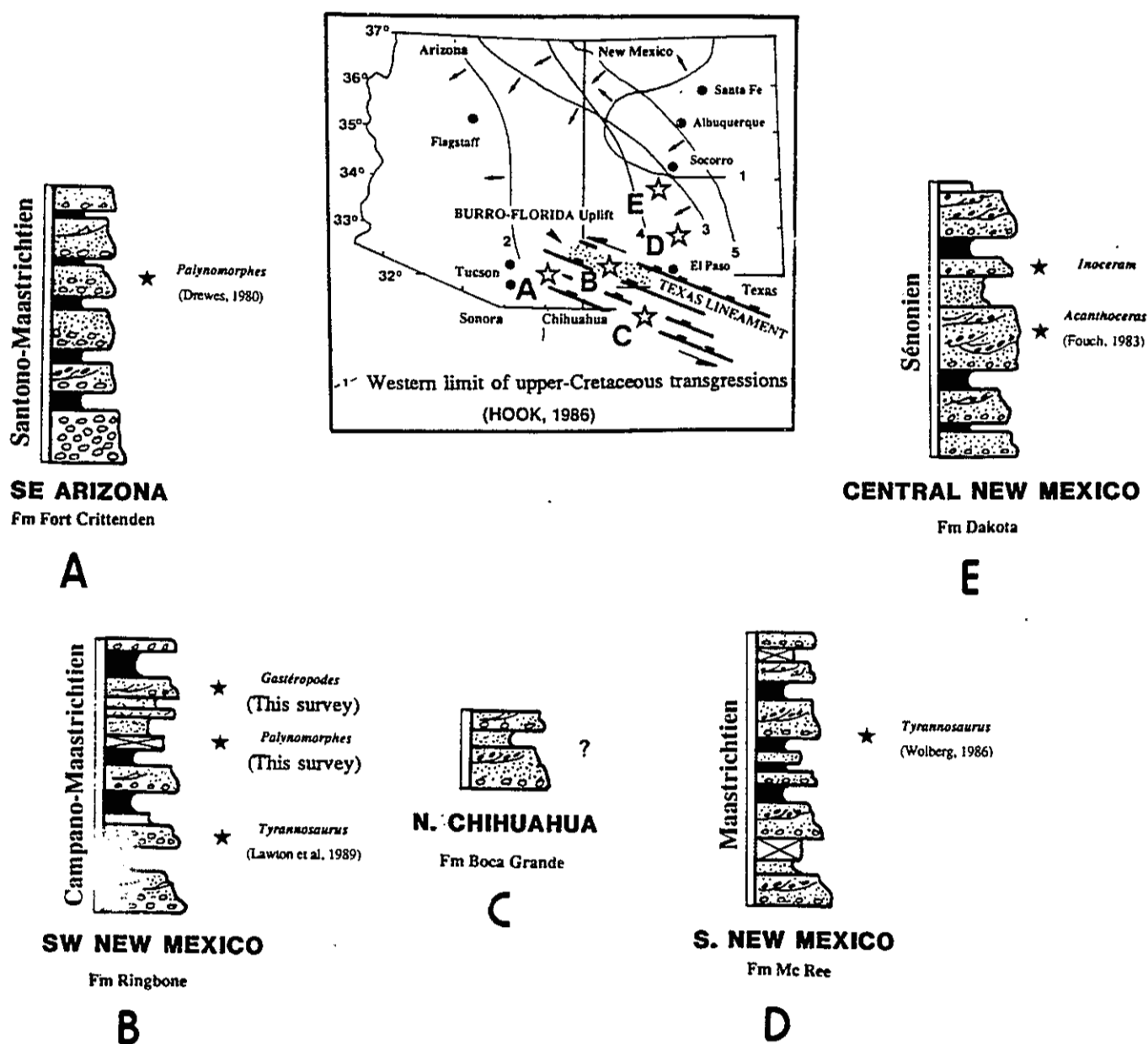


Figure 7 Upper-Cretaceous formations throughout Southwestern New Mexico and adjoining areas.

Determination of the age of the Ringbone Fm is essential for understanding the tectonic history of the area. It rests with an angular unconformity on the folded and deformed Lower Cretaceous strata and is in turn thrust and faulted by the Laramide deformation. As a result, the Ringbone Fm appears to be an important tool for timing the structural history of Southwestern New Mexico and adjoining areas. The combination of all the stratigraphic and tectonic data yield a preliminary outline of the sedimentologic and tectonic evolution of the surveyed area during early phases of the Laramide orogeny ; the molasse was deposited along a N120°E-trending uplift nourishing the intra-montane basin. Sedimentation is that of an epicontinental alluvial - fan and began in the Upper Cretaceous in response to a Late Cretaceous tectonic event (Fig. 8).

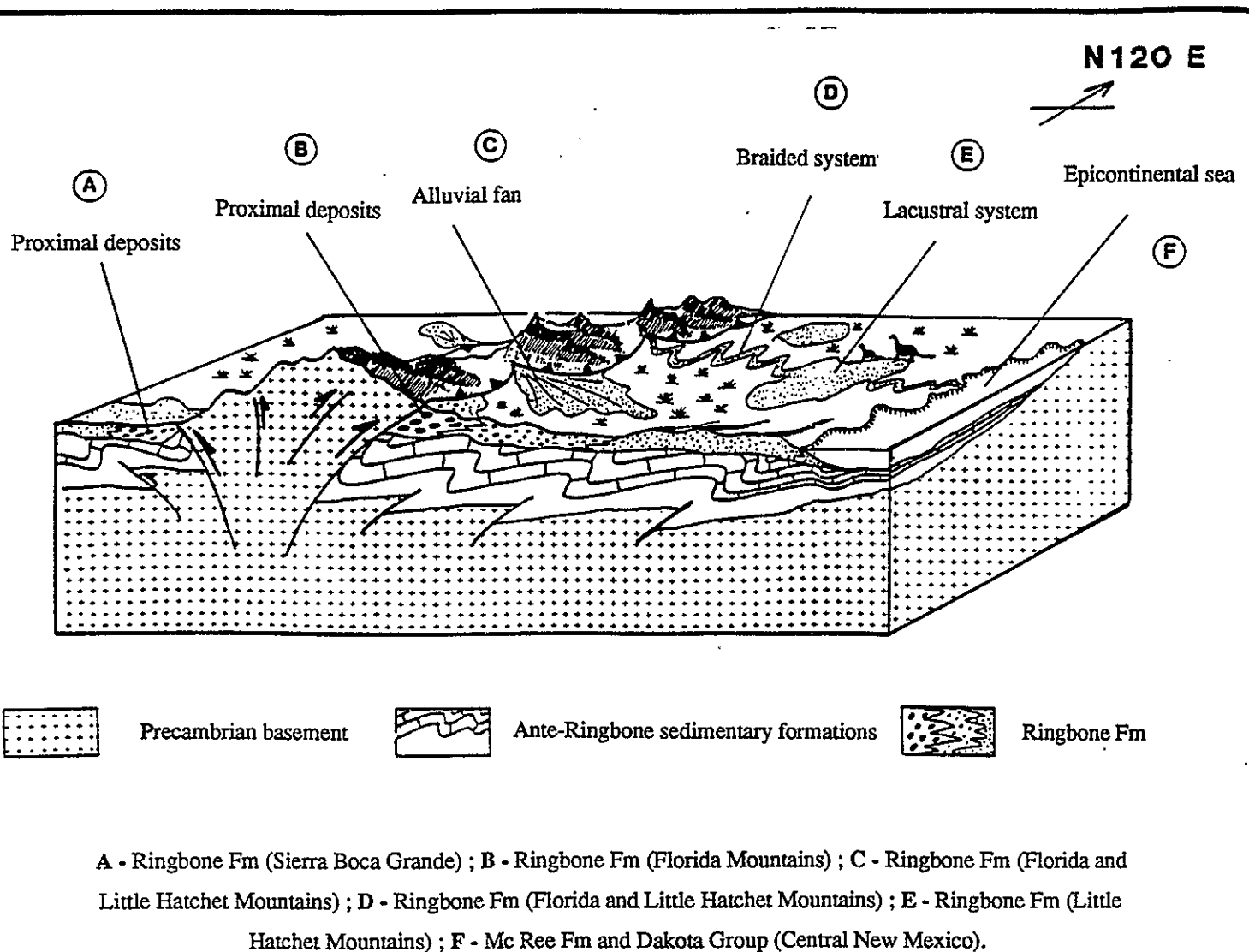


Figure 8 Upper Campanian - Maastrichtian paleogeography throughout Southwestern New Mexico and adjoining areas : bloc diagram showing the different sedimentologic environments.

II.4. Cenozoic

The Cenozoic is chiefly made of detrital volcanic formations (Fig. 9).

II.4.1. Paleocene - Mid Eocene : Hidalgo Fm (Th)

In the Victorio Hills, a calc-alkaline andesitic dike (Sample # 70) and a rhyolitic dike (Sample # 202, Fig. 9) have yielded K-Ar ages of 57,7 My and 59,1 My. These dikes are deformed by a Laramide EW trending syncline that is overfolded under a thrust slice. The isotopic results fit with the K-Ar age (58,2 My) obtained by Loring & Loring, 1980 (Sample # L1, Fig. 9) on hornblende from synorogenic diorite mapped by Zeller (1970) as intruding a Laramide thrust. The Hidalgo Fm rests on the Ringbone Fm with a slight angular unconformity (D4) and is locally concordant. This formation is deformed ; folds with vertical axes have been described in the Little Hatchet Mountains and, near El Paso (Tx), 45 to 49 My old andesites are affected by N120°E-trending strike slip faults in the Cerro de Cristo Rey.

II.4.2. Upper Eocene - Lower Oligocene : Playas Peak Fm (Tp)

Calc-alkaline rocks (basalts and andesites) contemporaneous with volcanics of the Sierra Madre Occidentale and the Mogollon Plateau are characteristic of this post-orogenic formation which overlies unconformably the older formations (D5). Andesites are dated at :

- 44,7 My (Marving et al., 1978 : Sample # M1, Fig. 9) and 37,6 My (Sample # 69 : Fig. 9) in the Little Hatchet Mountains ;
- 36,2 My and 33,9 My (Thorman, 1977 : Sample # T1, Fig. 9) in the Klondike Hills ;
- 41,7 My (Thorman & Drewes, 1980 : Sample # T2, Fig. 9), 46,2 My and 44,4 My (Samples # 192 & 224 : Fig. 9) in the Victorio Hills ;
- 37,6 My (Clemons, 1982 : Sample # C1, Fig. 9) in the Florida Mountains.

These volcanics seal the Laramide structures throughout Southwestern New Mexico. Dates from sills (35,7 My in the Little Hatchet Mountains for one intercalated in the U-Bar Fm ; Sample # 59 : Fig. 9 and 42,5 My in the Florida Mountains for a basaltic and calc-alkaline sill ; Sample # 26 : Fig. 9) have added to these facts.

All these data suggest an upper limit of 45 My for the end of the Laramide orogeny in Southwestern New Mexico.

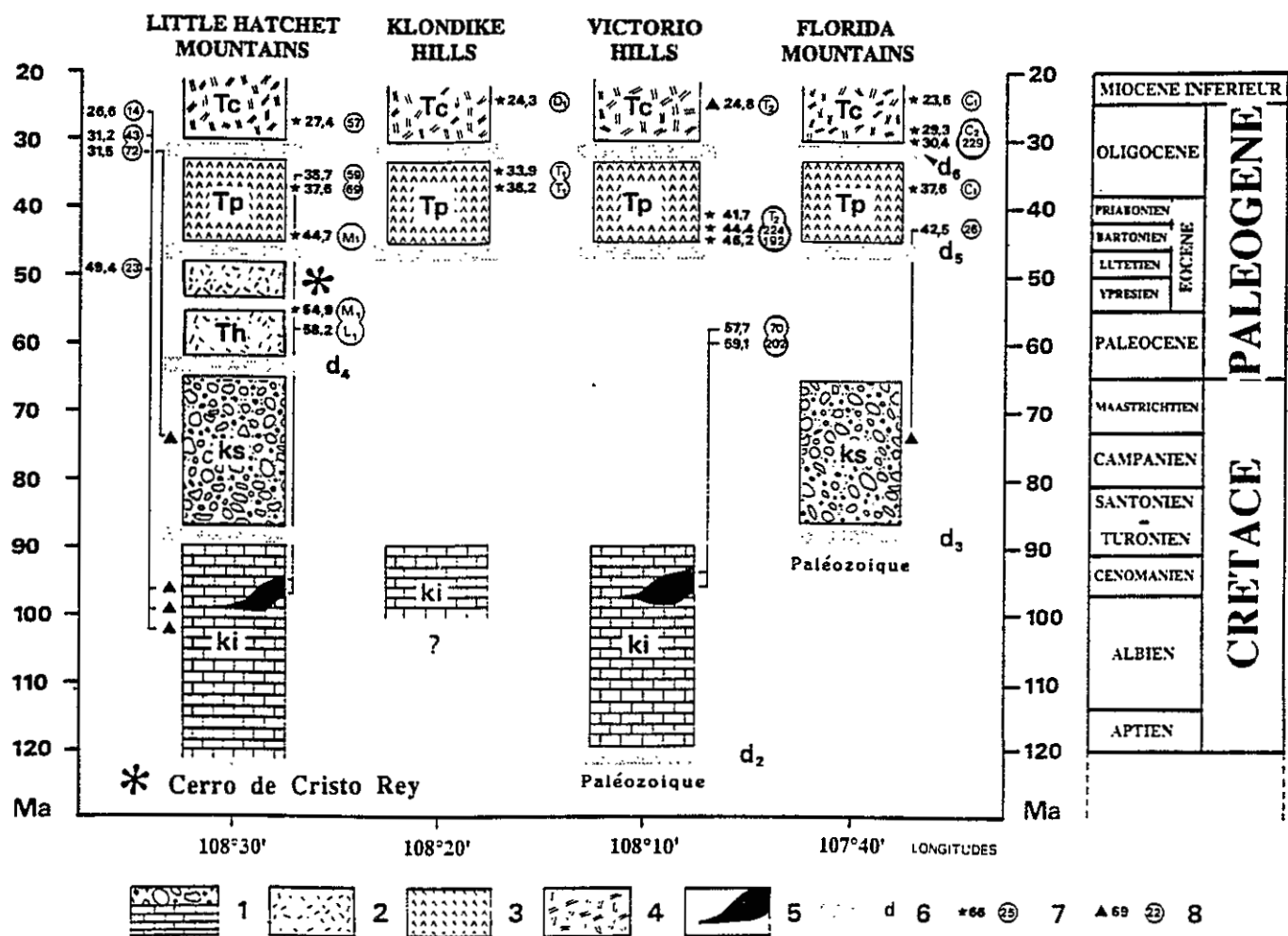
II.4.3. Upper Oligocene - Miocene : Coyote Fm (Tc)

Southwestern New Mexican ranges are limited by normal sub-meridian faults equated with the Basin and Range extensive tectonic event. They cut Laramide structures and Upper Eocene - Lower Oligocene volcanic formations. Along with this extensional tectonic event, a volcanic emission occurs and is represented by the Coyote Fm which rests unconformably (D6) over the older formations.

- In the Little Hatchet Mountains, a rhyolitic flow has yielded an age of 27,4 My (Sample # 57 : Fig. 9).
- In the Klondike Hills, a sill is dated at 24,3 My (Deal et al., 1978 : Sample # D1, Fig. 9).

- In the Victorio Hills, Thorman & Drewes (1980) obtained an age of 24,8 My on a volcanic intrusive (Sample # T2, Fig. 9).

- In the Florida Mountains, intrusive volcanics have yielded ages of 29,3 My et 23,6 My (Clemons, 1982 and 1985 : Samples # C1 and C2, Fig. 9) while an age of 30,4 My was obtained on a Baryum-rich (1700 ppm) latitic flow (Sample # 229, Fig. 9).



1 - Ante-Laramide sedimentary formations ; 2 - Syn-Laramide volcanic formations ; 3 - Post-Laramide (Upper Eocene - Lower Oligocene) volcanic formations ; 4 - Upper Oligocene - Lower Miocene volcanic formations of the Sierra Madre Occidentale ; 5 - Dykes ; 6 - Angular unconformity ; 7 - K-Ar ages for massive volcanic rocks, followed by the bibliographic reference (a) or the sample reference (b) ; 8 - K-Ar ages for sills, followed by the bibliographic reference (a) or the sample reference (b). NB : For the bibliographic references (M1, T1, D1 ...) please see the text.

Ki : Lower Cretaceous U-Bar Group ; Ks : Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Formation ; Th : Paleocene - Middle Eocene Hidalgo Formation ; Tp : Upper Eocene - Lower Oligocene Playas Peak Formation (Sierra Madre Occidentale volcanic event) ; Tc : Upper Oligocene - Miocene Coyote Formation (Basin and Range volcanic event).

Figure 9 Radiochronologic and stratigraphic correlations throughout Southwestern New Mexico (datations : 40K-40Ar method, H.Bellon, Université de Bretagne Occidentale de Brest)

III. Structural survey

Throughout Southwestern New Mexico and adjoining areas, only one Mesozoic and Cenozoic compressive tectonic event (the Laramide Orogeny) has been described. Our recent field investigations and the new ages of the Ringbone and Hidalgo Formations yield a preliminary outline of the sedimentological and tectonic evolution of the study area during Mesozoic and Cenozoic times and have resulted in a tectonic calendar. Two major compressive tectonic events are observed : the Upper Cretaceous event and the Laramide tectonic event.

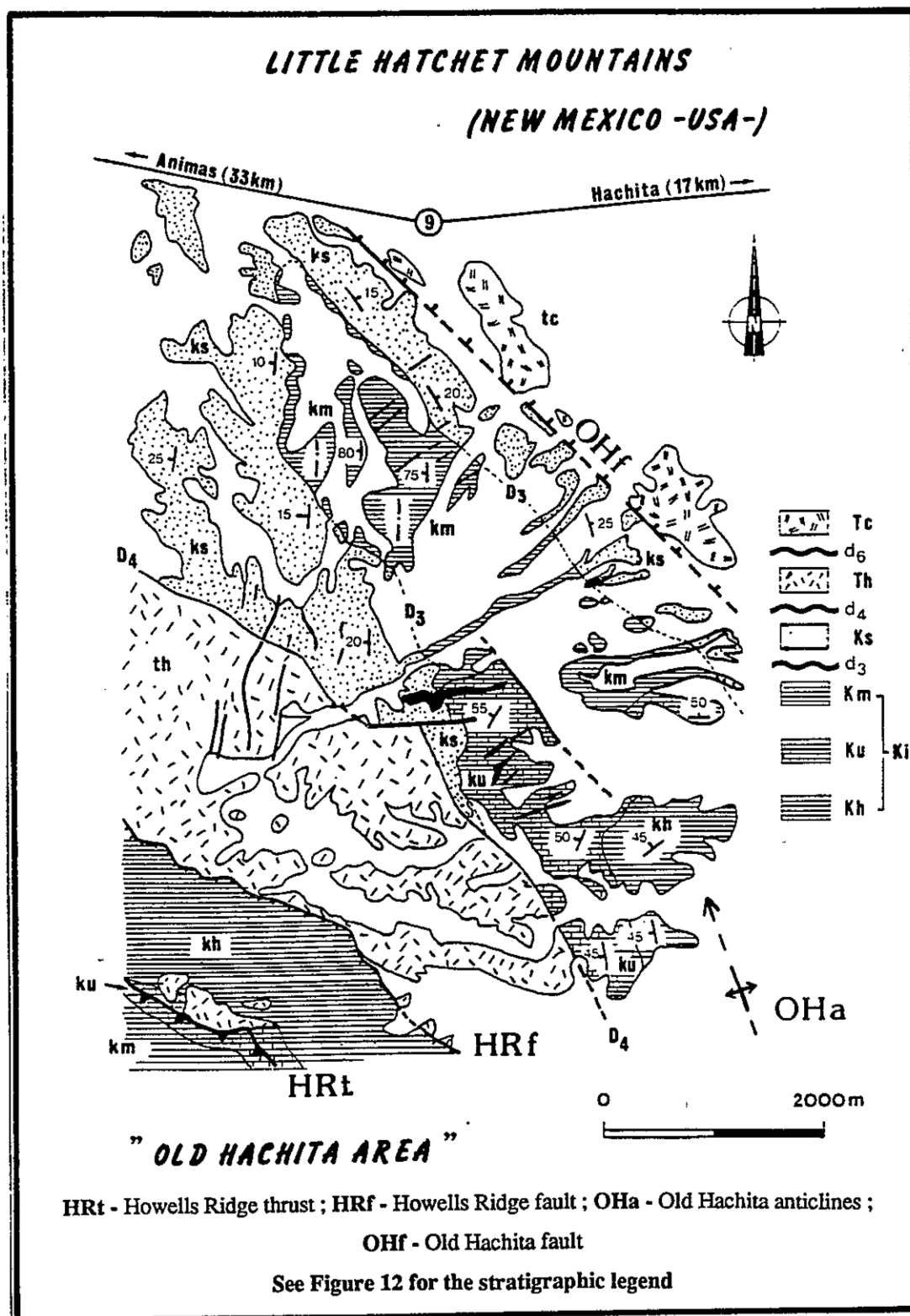


Figure 10 Geologic map of the Old Hachita area (Northeastern part of the Little Hachet Mtns).

III.1. The Upper-Cretaceous tectonic event

This compressive deformation with E-W compressional stresses was initiated during Early Campanian and resulted in NS - trending folds. The Upper Campanian - Maastrichtian molassic Ringbone Basin was filled by detrital elements coming from the uplifted ridges ; granitic cobbles and arkosic sandstones indicate that the Ringbone Fm was deposited during unroofing of the basement. The northern part of the Little Hatchet Mountains (the Old Hachita area) supplies us with a nice example (Fig. 10) ; there, an angular unconformity labelled D3 is observed between the quartzites of the Mojado Fm and the conglomerates of the Ringbone Fm (Fig. 11). The orientation of structural elements within the Lower Cretaceous rocks indicates a stress field whose compressional direction is N90°E with N60°E-N75°E dextral shearing direction and N115°E-N130°E sinistral shearing direction. NS-trending folds are also present and a succession of large sub-meridian synclines and anticlines affects the Aptian - Cenomanian formations on the northeastern side of the range (Old Hachita anticlines, Figures 10, 11 & 12). Such NS-trending folds are also observed elsewhere throughout Southwestern New Mexico, in the northernmost part of the Animas Mountains (Fig. 14) and in other ranges.

This compressive tectonic event which affected the Lower Cretaceous (Lower Aptian through Lower Cenomanian) formations is post-Cenomanian. The sub-meridian folds and structures are buried by the synorogenic Ringbone Fm (Upper Campanian - Maastrichtian). Therefore, these data allow us to insert this tectonic compressive event between Upper Cenomanian and Maastrichtian. Compared with the Cretaceous tectonic event described in Northern Mexico by Tardy (1980), Rangin (1982) and Coney (1982), this deformation is thought to belong to the Upper Cenomanian - Santonian orogonian and Campanian - Maastrichtian subhercynian tectonic phases.

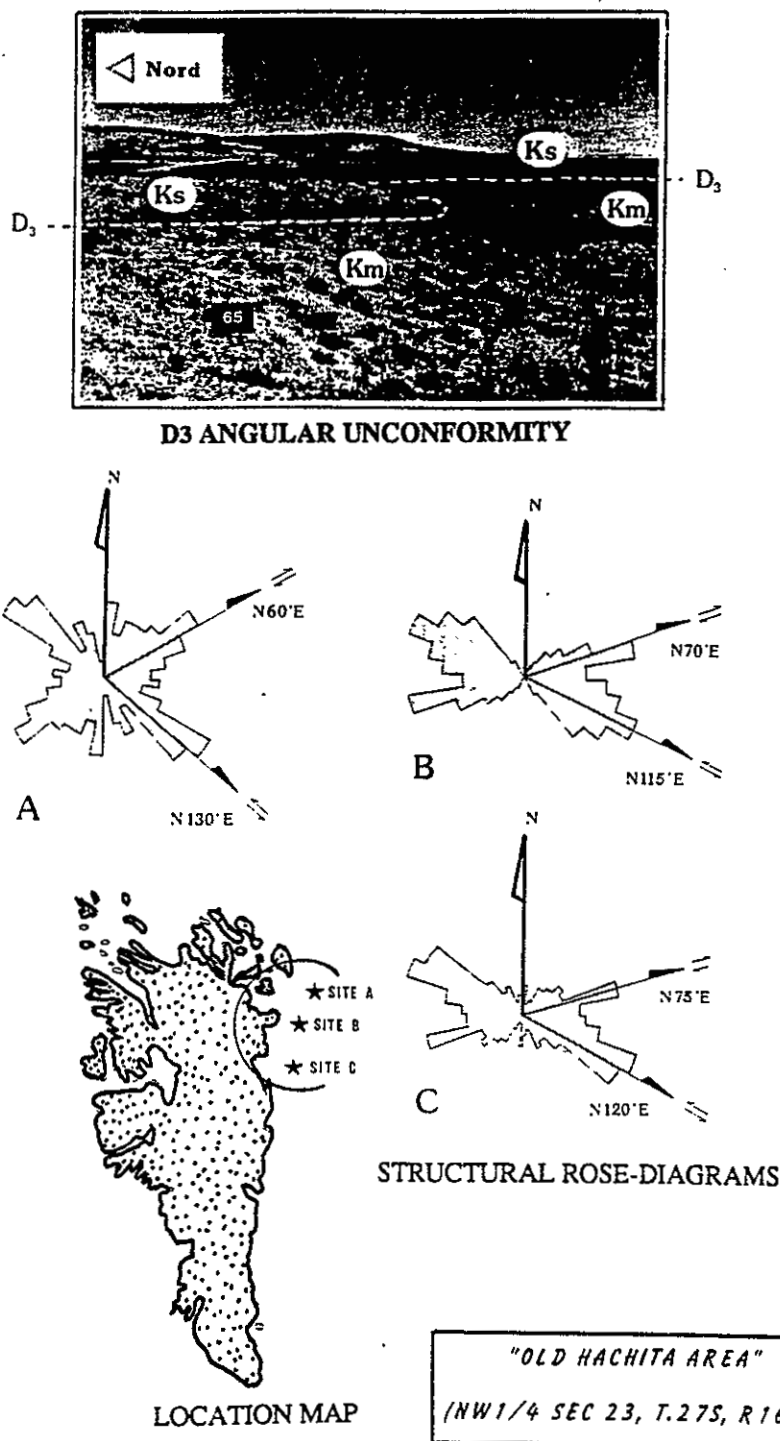
III.2. The Laramide tectonic event

This event resulted in the formation of the Cordilleran Foldbelt that trends WNW throughout Southwestern New Mexico. Structures in the foldbelt are characterized by flat NE- and SW-verging thrust faults, closely related compressed and overturned folds and narrow N120°-trending wrenching areas.

Laramide compressive faults always occur within N90°E to N120°E-trending tectonic zones limited by sub-vertical faults :

- in the Little Hatchet Mountains, the Howells Ridge thrust (4 - Fig. 12) is closely connected to the sub-vertical Southern Fault (7 - Fig. 12) ;
- in the Animas Mountains, the Laramide thrusts are deeply rooted with the Curry and Zeller faults (cf and zf - Figures 14 & 15) ;
- in the Florida Mountains, the Precambrian imbricated reverse faults (the Mahoney Thrust) are linked up with the vertical and wrenching Florida Fault (Fig. 16).

All these N120°E-trending sub-vertical crustal accidents are faults located within a horse tail-like tectonic zone which is thought to represent the Texas Lineament structural expression throughout Southwestern New Mexico. The new tectonic interpretation of this area is based on an idea of a structural inheritance with a control of the Laramide deformation. Referring to maps, various geologic sections and the recent dating of the Ringbone Fm, the following tectonic calendar may be suggested for the Laramide orogeny in Southwestern New Mexico.



Km : Mojado Fm (Upper Albian - Lower Cenomanian) ; Ks : Ringbone Fm (Upper Campanian - Maastrichtian) ;
D3 : Upper Cretaceous angular unconformity.

Figure 11 The Upper Cretaceous deformation in the Old Hachita area, Little Hachet Mountains : the D3 angular unconformity and the submeridian folds. Microtectonic data : structural rose-diagrams for the "en échelons" fissure zones within the Lower Cretaceous formations.

+ Paleocene - Lower Eocene

This tectonic deformation is characterized by N120°E-trending folds and NE-verging thrusts. Several ranges throughout Southwestern New Mexico provide nice examples of these structures (Figures 12 & 13) :

- in the Little Hatchet Mountains, the main compressive feature is the Howells Ridge thrust (4 - Fig. 12 and HRT - Fig. 13) along which the northern edge of the Howells Well syncline (5 - Fig. 12 and HWs - Fig. 13) is thrust over the Cretaceous strata (See cross sections Fig. 13) ;

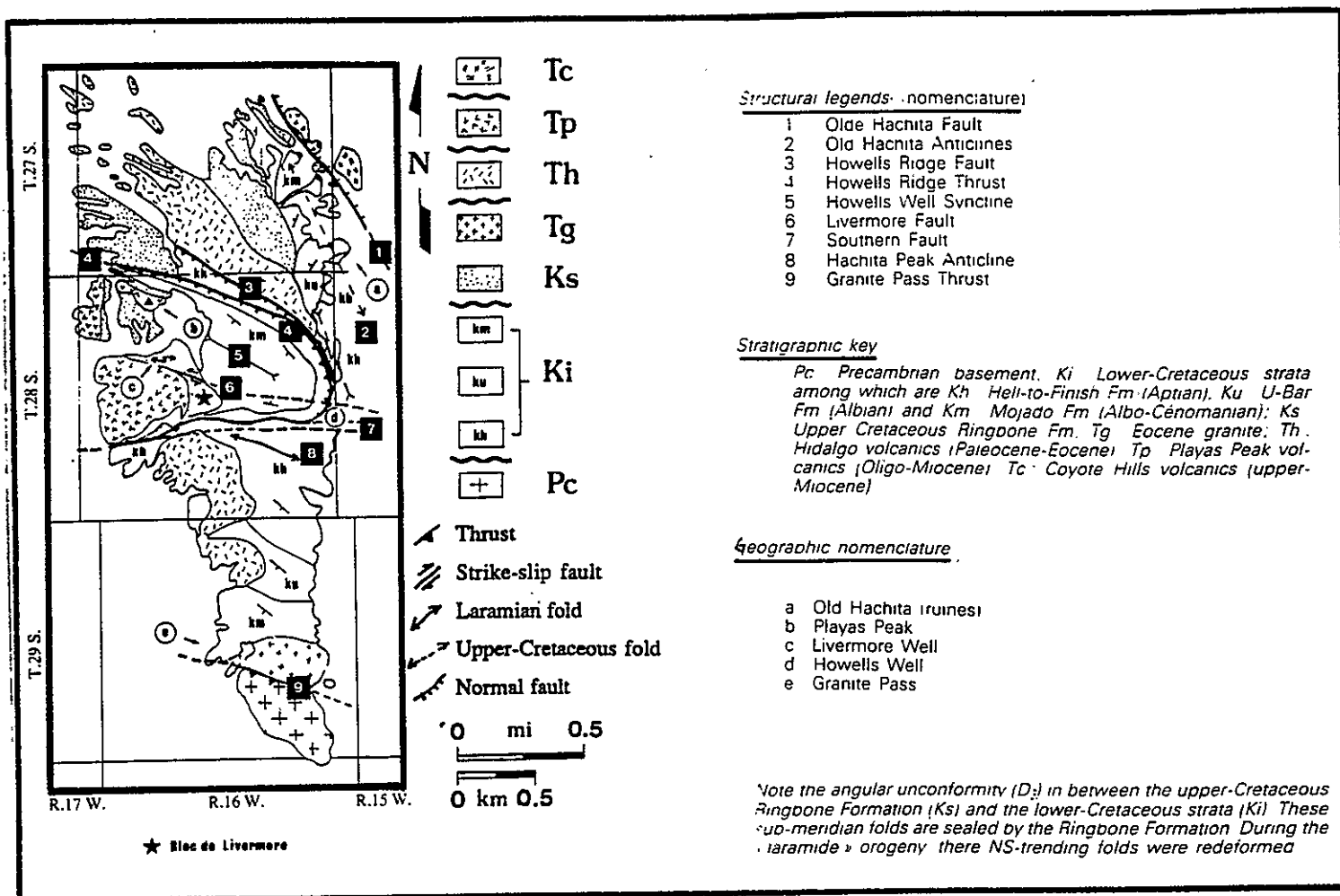
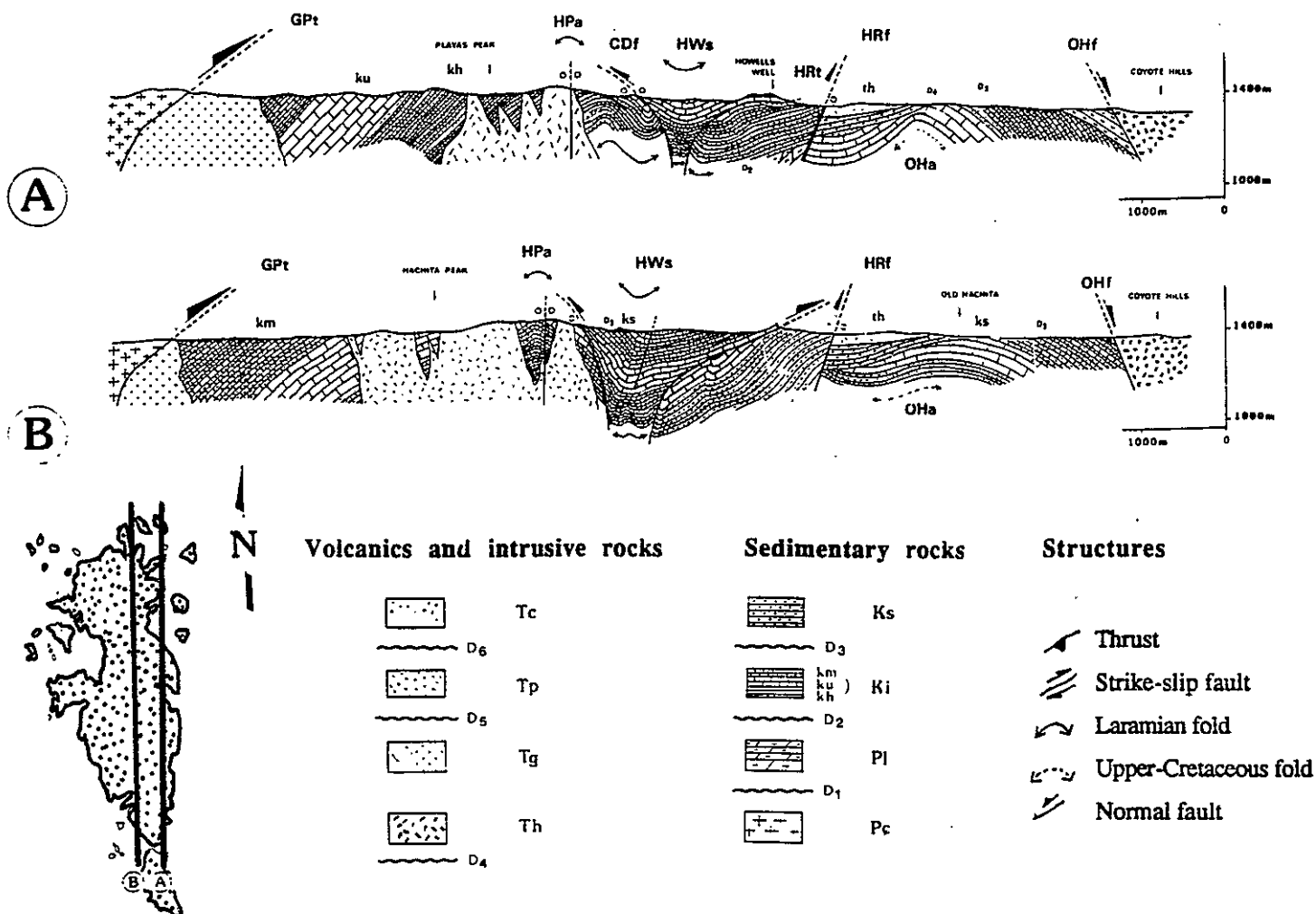


Figure 12 Structural map of the Little Hatchet Mountains (Hidalgo and Grant Counties, NM).

Sud

Nord

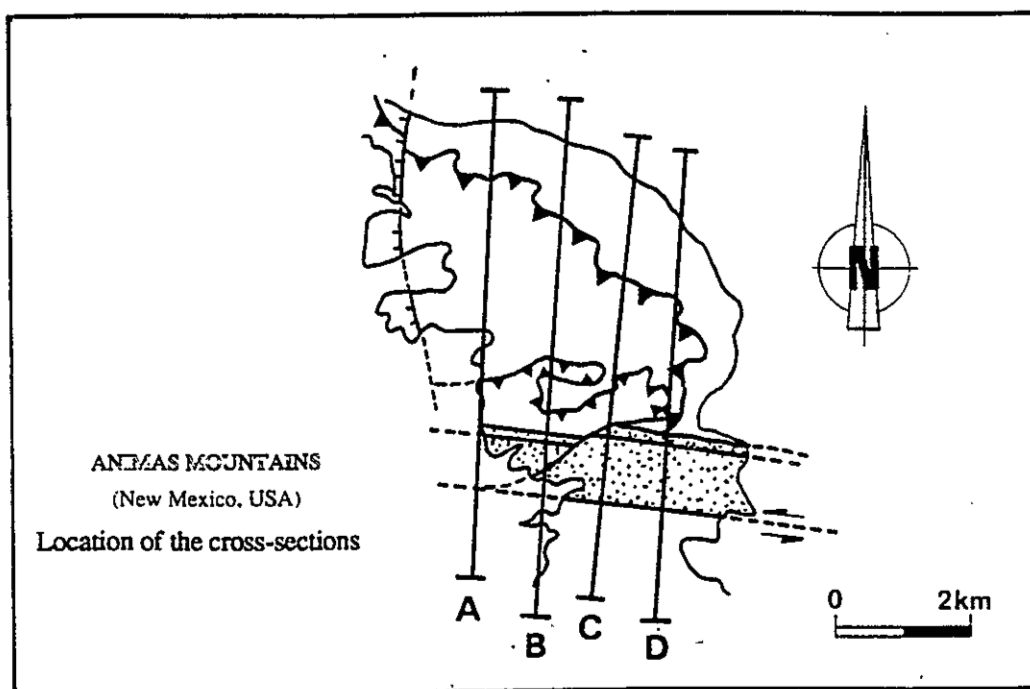


Stratigraphic key : Pc - Precambrian ; Pz - Paleozoic ; Ki - Lower Cretaceous among which are : Kh - Lower Aptian Hell-to-Finish Fm ; Ku - Aptian - Albian U-Bar Fm and Km - Lower Cenomanian Mojado Fm ; Ks - Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm ; Th - Paleocene - Mid Eocene Hidalgo Fm ; Tg - Paleocene - Mid Eocene granites ; Tp - Upper Eocene - Lower Oligocene ; Tc - Upper Oligocene - Miocene Coyote Fm.

Structural nomenclature : GPt - Granite Pass thrust ; Ha - Hachita Peak anticline ; HRf - Howells Ridge fault ; HRT - Howells Ridge thrust ; HWs - Howells Well syncline ; Lf - Livermore fault ; OHa - Old Hachita anticlines ; OHf - Old Hachita fault ; Sf - Southern fault.

Figure 13 Geological cross sections of the Little Hatchet Mountains (Hidalgo and Grant Counties, NM).

- in the Animas Mountains, the Ringbone thrust (Rt - Figure 14) delimits a Precambrian and Paleozoic allochthonous unit overlying the Apto-Cenomanian and Campano-Maastrichtian strata ;



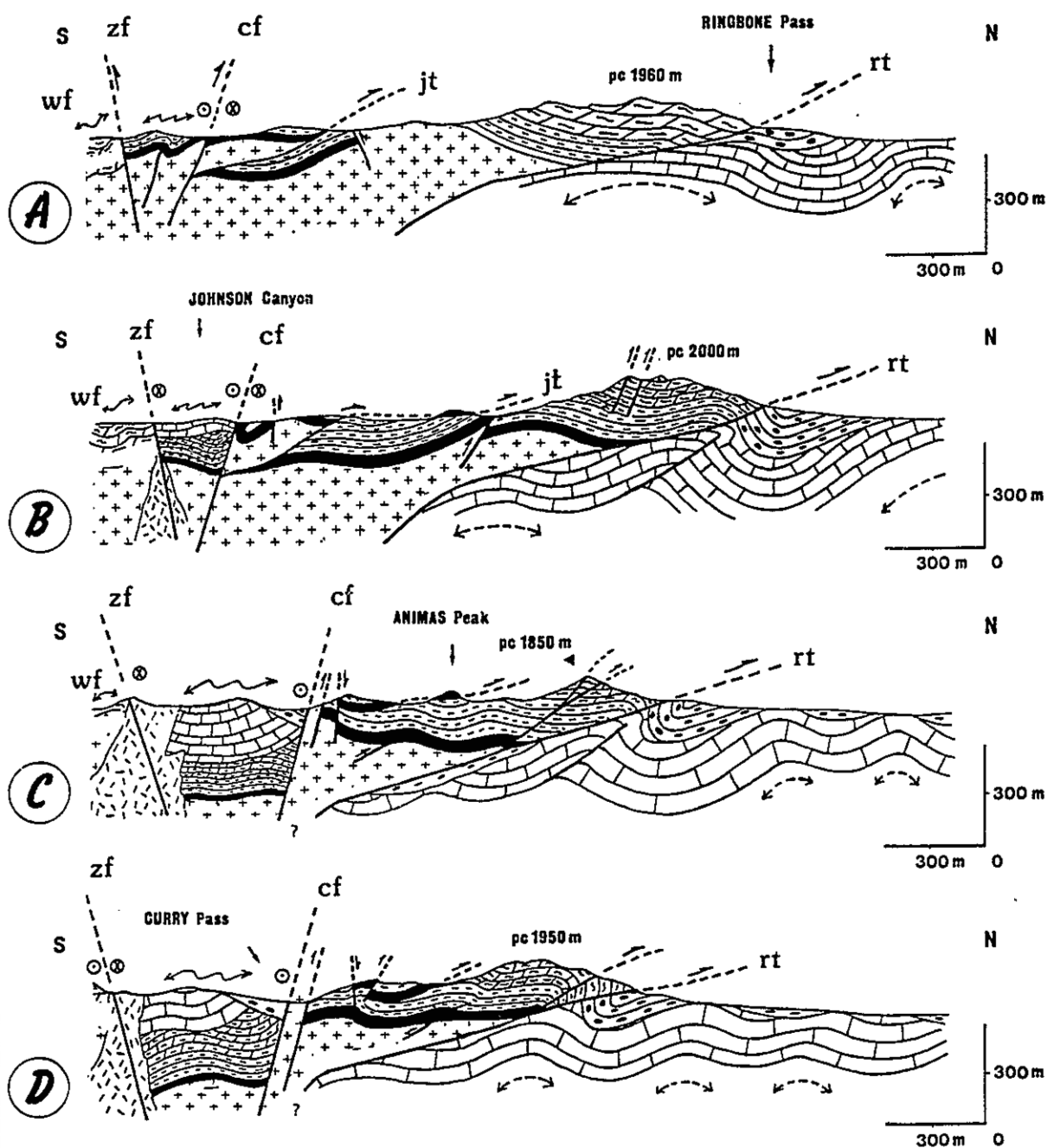
Structural key

- Laramide folds including the Wilson Folds (wf)
- Laramide thrusts including the Johnson Thrust (jt) and the Ringbone Thrust (rt)
- Highly deformed and shattered zone with the Curry Fault (cf.) and the Zeller Fault (zf)
- NS upper-Cretaceous folds

Stratigraphic key : 1 - Precambrian ; 2 - Cambrian Bliss Fm ; 3 - Paleozoic (Ordovician through Pennsylvanian) ; 4 - Lower Cretaceous among which are the Lower Aptian Hell-to-Finish Fm, the Aptian - Albian U-Bar Fm and the Lower Cenomanian Mojado Fm ; 5 - Upper Campanian - Maastrichtian Ringbone Fm ; 6 - Oligocene monzonite dated at 34,9 My (Drewes, 1986).

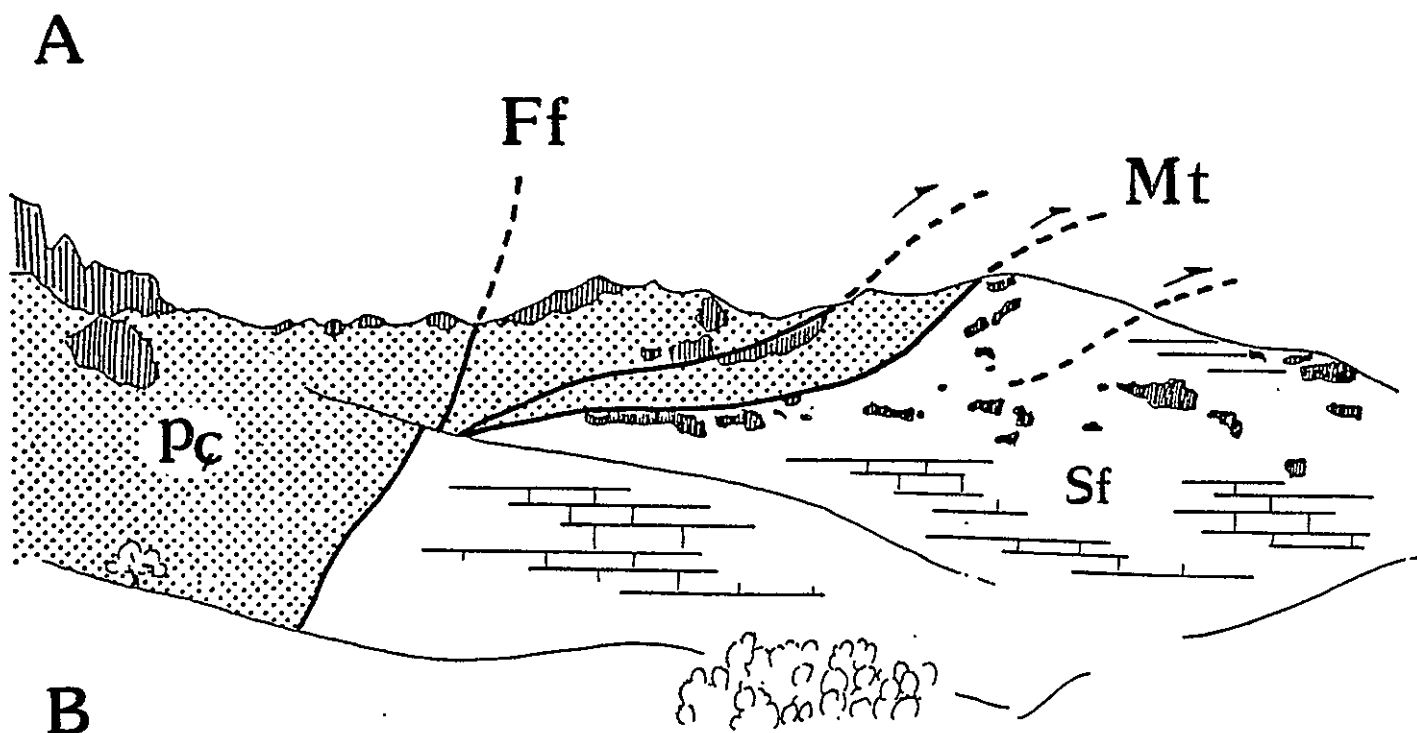
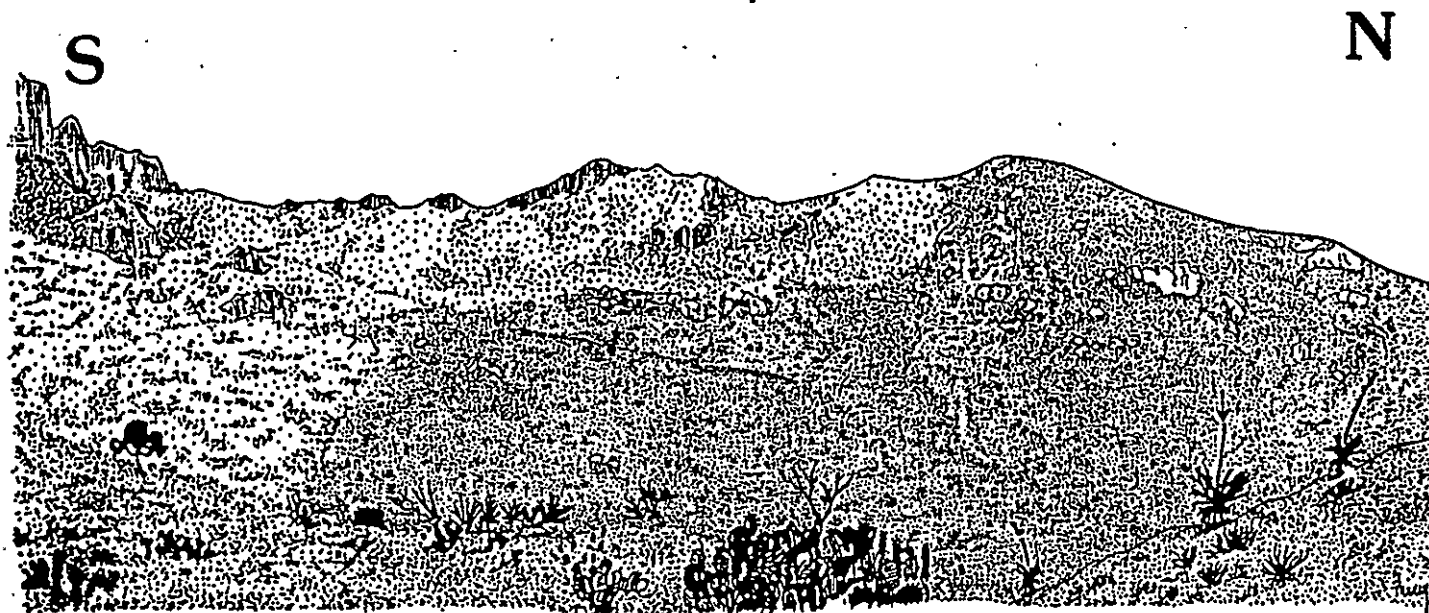
Figure 14 Geological cross sections of the Northern Animas Mountains (Hidalgo County, NM).

ANIMAS MOUNTAINS NEW MEXICO USA.



- in the Florida Mountains, the Mahoney thrust is characterized by several Precambrian thrust slices overthrusting Ordovician strata (Figure 15).

FLORIDA MOUNTAINS (NEW MEXICO -USA-)



GEOLOGICAL LEGENDS

Ff : Florida fault

Mt : Mahoney thrust

Pc : socle précambrien (granite)

Sf : Formation Fusselman (Silurien)

Figure 15 Tectonic slices in the Florida Mountains (Luna County, NM).

+ Middle Eocene

Flower structures are the tectonic expression of this phase. This late compressive structural event is mainly characterized by strike faulting along N120°E direction. Astride the international border near El Paso (Tx), the recent structural investigation in the Cerro de Cristo Rey (Dona Ana County, NM) shows that folding and strike-slip faulting with N70°E-N75°E compressional axis was the major structural event during the Early Eocene followed by a generalized N120°E wrenching at 47 My. Throughout Southwestern New Mexico, wrenching along N100°E to N120°E trending faults is common and postdates the thrusts; in the Little Hatchet Mountains, left-lateral striking faulting is observed along the Southern Fault and the Livermore Fault in the central part of the range (6 & 7 - Fig. 12). These wrenching movements postdate the NE-verging folds and thrusts that are sealed by the Eocene-Oligocene volcanic Playas Peak Fm. Thanks to this new datations on volcanic rocks, this transpressional event is thought to be Middle Eocene; thus, we propose that the end of the Laramide orogeny throughout SW New Mexico is at 45 My.

All these Laramide structures are truncated by the NS-trending faults of the Basin and Range. This extensional tectonic event began in late-Oligocene.

IV. Conclusions

The southwestern part of the USA along the international border provides an excellent example of a basement tectonic heritage related to a major lineament, the Texas Lineament. Along with the Lewis and Clark and the Caltam Lineaments, this crustal fault is thought to represent one of the major structural features of the North American continent. West of El Paso (Tx), this lineament generates a set of N120°E-trending faults that constitute a broad polystructural wrench zone. The Texas lineament has a Tethian history related to the Jurassic opening of the Gulf of Mexico; during Lower Cretaceous, the stratigraphic rift-basins of Sabinas, Chihuahua and U-Bar - Bisbee were formed in a transtensional system along the Lineament Caltam along which sinistral wrenching is recorded. The transpressional Laramide Cordilleran Foldbelt of New Mexico was formed within this tectonic system. Thanks to new datings and to new structural investigations in the Cerro de Cristo Rey near El Paso, Tx the Laramide tectonic event is constrained from Paleocene to Middle Eocene (45 My); throughout time, N120°E trending uplifts and adjoining detritic basins (Late Cretaceous), NE and SW-verging thrusts closely related to crustal faults (Paleocene - Lower Eocene) and flower structures within a dominantly strike-slip tectonic system (Middle Eocene) were formed along the Texas Lineament faults. The transition between the US Cordillera and the Mexican Sierras Madres takes place within this complex structural zone bounded by N120°E-trending complex structural zone during Laramide orogeny (Paleocene to Middle Eocene).

LISTE DES FIGURES

LISTE DES FIGURES

- Figure 1** Emplacement des études menées en Amérique du Nord dans le cadre du Programme Etudiants des Universités, du CNRS-INSU et de la SNEA(P)-EAP.
Location of the SNEA(P)-EAP students program throughout Northern America.
- Figure 2** Les grandes provinces géologiques de l'Amérique du Nord.
The Major Geological provinces of North America.
- Figure 3** Carte structurale des Cordillères de l'Ouest des Etats-Unis.
Structural map of the Western US Cordillera
- Figure 4** Carte structurale schématique montrant les grands ensembles structuraux du Mexique septentrional.
Structural map of Mexico showing the Major Structural provinces.
- Figure 5** Présentation des grandes structures entre les linéaments du Texas et Caltam durant l'orogène laramienne.
Presentation of the Major Laramide structures controlled by the Texas and Caltam lineaments.
- Figure 6** Le Texas Lineament au début du siècle.
The Texas Lineament in the early 1900" s.
- Figure 7** Carte tectonique simplifiée de la région de Van Horn-Sierra Blanca.
Structural map of the Van Horn-Sierra Blanca area (Texas).
- Figure 8** Réseau faillé au sein du chevelu structural du Texas Lineament.
Fault pattern within the Southern part of Arizona and New Mexico.
- Figure 9** Carte tectonique schématique du Mexique et des parties Sud et Sud-Est des USA.
Simplified tectonic map of Mexico and adjacent southern USA.
- Figure 10** Carte de l'Amérique du Nord : les Cordillères nord-américaines.
Map of North America showing distribution of Cordilleran orogenic belts.
- Figure 11** Physionomie de l'Ouest du continent nord-américain.
Physiographic provinces in Western North America.
- Figure 12** Physiographie des confins américano-mexicains.
Major depressions throughout Southwestern New Mexico and Northern Mexico.
- Figure 13** Itinéraires des Conquistadores espagnols au XVIème siècle.
Spanish Conquistadores Itineraries during the XVIth century.
- Figure 14** La piste de la «Butterfield Overland Mail and Coach Company».
Location of the «Butterfield Overland Mail and Coach Company» trail.
- Figure 15** Failles normales et décrochements du Cénozoïque supérieur dans l'Ouest des USA.
Late Cenozoic extensional faults and arike-slip faults in Western North America.
- Figure 16** Schéma structural et réseau faillé des rifts du Rio Grande et est-africain.
Generalized patterns of faulting in the Rio Grande rift and in the East African rift .
- Figure 17** Carte structurale simplifiée du Sud-Ouest du Nouveau-Mexique (USA).
Structural Tectonic map of southwestern New Mexico (USA) .
- Figure 18** Présentation générale de la zone d'étude aux confins américano - mexicains.
Presentation of the surveyed area astride from the Americano-Mexican International border.
- Figure 19** Présentation des huit ranges et sierras étudiés aux confins américano - mexicains.
Presentation of the Surveyed area : the eight sierra and ranges located astride from the International border in the Southwesternmost part of New Mexico (USA)
- Figure 20** Système de localisation géographique du Township and Range aux Etats-Unis.
Township and Range and section numbering system in the United States.
- Figure 21** Emplacement, dans le système du Township and Range, des cartes géologiques.
Location of the surveyed geologic maps in the Township and Range system .
- Figure 22** Affleurements précambriens du SW du Nouveau-Mexique.
The Precambrian outcrops throughout Southwestern New Mexico.
- Figure 23** Colonne stratigraphique du Paléozoïque du SW du Nouveau Mexique - USA - (Compilation).
Paleozoic Stratigraphic column in Southwestern New Mexico - USA -

- Figure 24a** Nomenclature de l'Ordovicien inférieur (Canadian) : la Formation El Paso.
The Canadian (lower - Ordovician) El Paso Formation nomenclature.
- Figure 24b** Nomenclature de l'Ordovicien supérieur (Cincinnatian) : la Formation Montoya.
The Cincinnatian (upper - Ordovician) Montoya Formation nomenclature.
- Figure 25** Nomenclature du Silurien du SW du Nouveau Mexique : la Formation Fusselman.
The Silurian Fusselman Formation nomenclature.
- Figure 26** Nomenclature du Mississippien inférieur (Kinderhookian-Meramecian) du SW du Nouveau Mexique : le Groupe Escabrosa.
The Kinderhookian-Meramecian (lower-Mississippian) Escabrosa Group nomenclature.
- Figure 27** Nomenclature du Pennsylvanien-Permien (Desmoinesian-Guadalupean) du SW du Nouveau Mexique : le Groupe Naco.
The Desmoinesian-Guadalupean (Pennsylvanian - Permian) Naco Group nomenclature.
- Figure 28** Colonne synthétique du Paléozoïque du Nord des Animas Mountains (Hidalgo County, NM).
Synoptic column for the Paleozoic strata, Animas Mountains (Hidalgo County, NM).
- Figure 29** Coupe de Johnson Canyon, Animas Mountains : le Paléozoïque inférieur.
The Johnson Canyon stratigraphic section, Animas Mountains : the Lower-Paleozoic strata.
- Figure 30** Coupe de Ringbone Pass, Animas Mountains : le Paléozoïque supérieur.
The Ringbone Pass stratigraphic section, Animas Mountains : the Upper-Paleozoic strata.
- Figure 31** Colonne synthétique du Paléozoïque supérieur de la Sierra de Palomas (Chihuahua).
Synoptic column for the Upper-Paleozoic strata of the Sierra de Palomas (Chihuahua).
- Figure 32** Coupe de l'Arroyo Grande, Sierra de Palomas : le Mississippien.
The Arroyo Grande stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Mississippian strata.
- Figure 33** Coupe du Cerro la Hoya, Sierra de Palomas : le Pennsylvanien.
The Cerro la Hoya stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Pennsylvanian strata.
- Figure 34** Coupe de la Sierra Alta, Sierra de Palomas : le Permien.
The Sierra Alta stratigraphic section, Sierra de Palomas : the Permian strata.
- Figure 35** Colonne synthétique du Paléozoïque inférieur des Victorio Hills, (Luna County, NM).
Synoptic column for the Lower-Paleozoic strata of the Victorio Hills, (Luna County, NM).
- Figure 36** Coupes de Mine Hill et de Quarry Hill dans les Victorio Hills : le Paléozoïque inférieur.
The Mine Hill and Quarry Hill sections, Victorio Hills : the Lower-Paleozoic strata.
- Figure 37** Rifting du Précambrien supérieur-Cambrien moyen sur le craton nord-américain (Arbenz, 1989).
Late Precambrian to Middle Cambrian rift-transform breakup and failed rift arms of the southern continental margin of Paleozoic North America. After Arbenz (1989).
- Figure 38** Coupe stratigraphique du Bassin de Tobosa - El Paso.
Stratigraphic section across the Tobosa - El Paso Basin.
- Figure 39** Taux de sédimentation en mètres par millions d'années pour plusieurs régions de l'avant-pays du système orogénique des Ouachita et pour le SW du Nouveau-Mexique. D'après Arbenz (1989) sauf pour les courbes 1 et 2.
Sedimentation rates in meters per million years for several regions of the Ouachita system and in cratonic foreland. From Arbenz (1989) except for the slopes 1 and 2.
- Figure 40** Les 2 transects utilisés pour les corrélations lithostratigraphiques du Paléozoïque supérieur.
The 2 transects used for the regional lithostratigraphic correlations for Upper-Paleozoic strata.
- Figure 41** Corrélations pour le Paléozoïque supérieur des confins américano-mexicains (Transect A-A').
Regional biostratigraphic correlations for the Upper-Paleozoic strata (Transect A-A').
- Figure 42** Corrélations pour le Paléozoïque supérieur des confins américano-mexicains (Transect B-B').
Regional biostratigraphic correlations for the Upper-Paleozoic strata (Transect B-B').
- Figure 43** Evolution des bassins de Delaware et de Pedregosa et configuration du socle selon un transect E-W le long du 32° de latitude Nord depuis le Texas occidental jusqu'au SE de l'Arizona.
Basement configuration along 32° North Latitude, West Texas to Arizona.
- Figure 44** Horsts et grabens pennsylvano-permiens et carte isopaque (en mètres) du Pennsylvano-Permien.
Major structure features of southern New Mexico region and Upper-Paleozoic isopach.
- Figure 45** Nomenclature du Crétacé inférieur (Aptien inférieur à Cénomanién).
Stratigraphic chart of the lower-Cretaceous strata.

- Figure 46 Colonne synthétique du Crétacé inférieur : Little Hatched Mountains.
Lower Cretaceous synoptic stratigraphic column : Little Hatched Mountains
- Figure 47 Coupes stratigraphiques : Little Hatched Mountains.
Cross-sections within the Little Hatched Mountains : the lower-Cretaceous strata.
- Figure 48 Colonne synthétique du Crétacé inférieur : Sierra Boca Grande, Chihuahua (Mexique).
Synoptic stratigraphic column for the lower-Cretaceous strata : Sierra Boca Grande, Chihuahua.
- Figure 49 Coupes stratigraphiques : Sierra Boca Grande.
Stratigraphic cross-sections, Sierra Boca Grande.
- Figure 50 Coupes et colonne stratigraphique synthétique : le Crétacé inférieur des Victorio Hills.
Stratigraphic cross-sections and synoptic column for the lower-Cretaceous strata of the Victorio Hills.
- Figure 51 Corrélations générales pour le Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains.
Correlation of lower-Cretaceous strata throughout southwestern New Mexico and adjacent areas.
- Figure 52 Colonnes stratigraphiques synthétiques pour le Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains (Compilations bibliographiques et apports personnels) et carte isopaque (en mètres).
Synoptic stratigraphic columns for the lower-Cretaceous formations in southwestern New Mexico and adjacent areas (personal and bibliographical data).
- Figure 53 Carte isopaque (en mètres) du Crétacé inférieur aux confins américano-mexicains.
Lower-Cretaceous isopachous map (in meters) in southwestern New Mexico.
- Figure 54 Coupe stratigraphique de Playas Peak, Little Hatched Mountains : Crétacé et Néogène.
The Playas Peak cross section, Little Hatched Mountains : the Cretaceous and Paleogene strata.
- Figure 55 Colonne synthétique de la Formation Ringbone : Coupe de Playas Peak.
Synoptic stratigraphic column for the Ringbone Formation : Playas Peak section.
- Figure 56 Bivalves et Gastéropodes récoltés dans la Formation Ringbone : Coupe de Playas Peak.
Pelecypods and Gasteropods found within the Ringbone Formation : Playas Peak section.
- Figure 57 Analyses lithologiques, géochimiques et palynologiques : Fm Ringbone ; Coupe de Playas Peak.
Lithologic, source rock geochemical and palynologic analysis of the Ringbone Formation.
- Figure 58 Colonne synthétique de la Fm Ringbone : Coupe du Rancho de la Boca Grande, Sa Boca Grande.
Synoptic stratigraphic column for the Ringbone Fm: Rancho de la Boca Grande section, Sa Boca Grande.
- Figure 59 Colonnes synthétiques de la Formation Ringbone : Florida Mountains.
Synoptic stratigraphic columns for the Ringbone Formation : Florida Mountains.
- Figure 60 Analyse séquentielle des coupes levées : Formation Ringbone.
Sequential analysis of the Ringbone Formation.
- Figure 61 Analyse lithologique des conglomérats de la Formation Ringbone.
Lithologic nature of the cobbles of the Ringbone Formation.
- Figure 62 Analyse modale : Crétacé inférieur et Crétacé supérieur des Little Hatched Mountains.
Framework modes for the Lower and Upper Cretaceous rocks of the Little Hatched Mtns.
- Figure 63 Diagrammes ternaires QFL et QmFLt : Crétacés inférieur et supérieur des Little Hatched Mountains.
QFL and QmFLt diagrams for the Lower and Upper Cretaceous rocks of the Little Hatched Mtns.
- Figure 64 Principaux paramètres de thermoluminescence (TL).
Major TL parameters.
- Figure 65 Principales caractéristiques TL des granites précambriens et des séries détritiques des confins américano-mexicains.
Major TL characteristics for Precambrian granite and terrigenous lower and upper Cretaceous formations of Southwestern New Mexico.
- Figure 66 Diagramme ($R_{1,3}$ - In) des séries gréseuses et granitiques des confins américano-mexicains.
($R_{1,3}$ - In) diagram for the granitic and terrigenous formations of Southwestern New Mexico.
- Figure 67 Carte régionale des paléo-courants pour la Formation Ringbone.
Regional paleocurrent map of the Ringbone Formation throughout Southwestern New Mexico.
- Figure 68 Paléogéographie des confins américano-mexicains au Campano-Maastrichtien.
Campano-Maastrichtian paleogeography throughout southwestern New Mexico and adjoining areas.
- Figure 69 Corrélations radiochronologique et stratigraphique dans le SW du Nouveau-Mexique.
Radiochronologic and stratigraphic correlations throughout Southwestern New Mexico.

- Figure 70** La discordance angulaire D5 entre les Formations Playas Peak et Ringbone.
The «D5» angular unconformity between the Playas Peak Formation and the Ringbone Formation.
- Figure 71** Les provinces volcaniques du Mexique septentrional (McDowell & Clabaugh, 1979)
Distribution of the major volcanic provinces in western Mexico and adjacent United States. (McDowell & Clabaugh, 1979).
- Figure 72** Evolution géodynamique du Bassin de Chihuahua au Crétacé inférieur (Ortuno-Arzate, 1985).
Lower Cretaceous geodynamic evolution of the Chihuahua Basin (Ortuno-Arzate, 1985).
- Figure 73** Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : coupe géologique (Lasky, 1938 & 1947 ; Zeller, 1970).
Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : geological cross section (Lasky, 1938 & 1947 ; Zeller, 1970).
- Figure 74** Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : carte géologique.
Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : geologic map.
- Figure 75** Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : diagrammes de densité des pôles de la stratification du Crétacé.
Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : stratification poles density diagrams for the Cretaceous strata.
- Figure 76** Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : la déformation du Crétacé supérieur.
Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : the Upper-Cretaceous deformation.
- Figure 77** Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : coupe géologique.
Old Hachita area, Little Hatchet Mtns : geological cross.
- Figure 78** Partie nord des Animas Mtns : carte structurale et coupe géologique.
Northern Animas Mtns : structural map and geological cross-section.
- Figure 79** Carte paléogéographique des confins américano-mexicains au Turonien - Sénomien inférieur.
Paleogeographic map of Southwestern New Mexico during Turonian - lower-Senonian.
- Figure 80** Carte paléogéographique des confins américano-mexicains au Sénomien supérieur.
Paleogeographic map of Southwestern New Mexico during upper-Senonian.
- Figure 81** Les structures laramiennes du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique.
The Laramide structures throughout Southwestern USA and Northern Mexico.
- Figure 82** Coupes géologiques à travers les fronts laramiens du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique.
Geological cross-sections through the Laramide belts of Southwestern USA and Northern Mexico.
- Figure 83** Little Hatchet Mountains : coupe schématique (Zeller, 1970).
Little Hatchet Mountains : generalized structural cross sections (Zeller, 1970).
- Figure 84** Little Hatchet Mountains : carte structurale.
Little Hatchet Mountains : structural map.
- Figure 85** Little Hatchet Mountains : coupes structurales sub-méridiennes.
Little Hatchet Mountains : structural sub-meridian cross-sections.
- Figure 86** Secteur de Smith's Ranch - Howells Well (Little Hatchet Mtns) : coupes structurales.
Smith's Ranch - Howells Well, area (Little Hatchet Mtns) : schematic structural cross-sections.
- Figure 87** Partie centrale des Little Hatchet Mountains : carte structurale et stations de mesures tectoniques.
Central part of the Little Hatchet Mtns : structural map and structural survey stations.
- Figure 88** Partie centrale des Little Hatchet Mountains : géométrie des plis et structures microtectoniques.
Central part of the Little Hatchet Mtns : geometrical analysis of the folded and strike-slip structures.
- Figure 89** Partie centrale des Little Hatchet Mountains : déformations le long des décrochements.
Central part of the Little Hatchet Mtns : drag folds along the strike-slip faults.
- Figure 90** Secteur de Smith's Ranch - Howells Well (Little Hatchet Mtns) : les interprétations structurales.
Smith's Ranch - Howells Well, area (Little Hatchet Mtns) : the different structural interpretations.
- Figure 91** Little Hatchet Mountains : bloc diagramme structural.
Little Hatchet Mountains : structural bloc-diagram.
- Figure 92** Région des Little & Big Hatchet Mountains : bloc diagramme structural..
Big & Little Hatchet Mountains : structural bloc-diagram.
- Figure 93** Animas Mountains : coupes structurales d'après Drewes (1986) & Donnan (1987).
Animas Mountains : geological cross sections from Drewes (1986) & Donnan (1987).
- Figure 94** Animas Mountains : carte géologique.
Animas Mountains : geological map.

- Figure 95 Animas Mountains : coupes géologique.
Animas Mountains : geological cross sections.
- Figure 96 Animas Mountains : carte structurale et stations de mesures microtectoniques.
Animas Mountains : structural map and structural survey stations.
- Figure 97 Animas Mountains : coupes géologiques sériées et les différents domaines structuraux.
Animas Mountains : geological cross sections and the different structural domains.
- Figure 98 Couloir Déformé de Zeller Pass : Carte structurale, stéréogramme et modèle.
The «Zeller Pass» area : structural map and stereograms.
- Figure 99 Animas Mountains : bloc diagramme structural.
Animas Mountains : structural bloc diagram.
- Figure 100 Animas Mountains et des Little & Big Hatchet Mountains : carte structurale.
Animas Mountains and the Little & Big Hatchet Mountains : structural map.
- Figure 101 Victorio Hills : coupes structurales d'après Thorman & Drewes (1976).
Victorio Hills : geological cross sections from Thorman & Drewes (1976).
- Figure 102 Victorio Hills : carte structurale.
Victorio Hills : structural map.
- Figure 103 Victorio Hills : coupes géologiques.
Victorio Hills : geological cross sections.
- Figure 104 Florida Mountains : carte structurale d'après Clemons (1985).
Florida Mountains : generalized map showing major structural features after Clemons (1985).
- Figure 105 Florida Mountains : carte structurale montrant les trois domaines du CSFM défini dans cette étude.
Florida Mountains : structural map showing the three tectonic domains defined in this survey.
- Figure 106 Mahoney Park Amphitheater : panorama et habillage structural.
Mahoney Park Amphitheater : panorama and structural interpretation.
- Figure 107 Mahoney Park Amphitheater : les écailles chevauchantes de Mahoney Park.
Mahoney Park Amphitheater : the Mahoney Park tectonic slices.
- Figure 108 Gym Peak : carte structurale et coupe géologique.
Gym Peak : structural map and geological cross section.
- Figure 109 Copper Kettle Canyon : carte structurale, coupe géologique et plis à axes redressés.
Copper Kettle Canyon : structural map, geological cross section and drag folds.
- Figure 110 Florida Mountains : interprétation structurale du Couloir des South Florida Mountains.
Florida Mountains : structural interpretation of the «Couloir des South Florida Mountains».
- Figure 111 Le Boca Grande trend : carte structurale (modifiée d'après Brown & Dyer, 1987).
The Boca Grande trend : structural map (modified from Brown & Dyer, 1987).
- Figure 112 Sierra Boca Grande : carte structurale.
Sierra Boca Grande : structural map.
- Figure 113 Sierra Boca Grande : diagramme de densité des axes de plis du 1^{er} ordre.
Sierra Boca Grande : contoured density plot of 1st order folds axes.
- Figure 114 Sierra Boca Grande : plis d'entraînement le long de décrochements.
Sierra Boca Grande : drag folds along strike-slip faults.
- Figure 115 Sierra Boca Grande, Sierra Enmedio et Cerro la Cueva : schéma structural.
Sierra Boca Grande, the Sierra Enmedio & the Cerro la Cueva : structural interprétation.
- Figure 116 Sierra de Palomas : localisation et carte structurale.
Sierra de Palomas : location and structural map.
- Figure 117 Sierra de Palomas : canevas stéréographiques.
Sierra de Palomas : stereonets.
- Figure 118 Sierra de Palomas : concertina structural et coupes sériées.
Sierra de Palomas : cross sections
- Figure 119 Caractéristiques d'une zone décrochante (Christie-Blick & Biddle, 1985).
Characteristics of a wrenching-fault zone (Christie-Blick & Biddle, 1985).

- Figure 120** Sierra China : carte structurale.
Sierra China : structural map.
- Figure 121** Sierra China : panoramas montrant le style structural.
Sierra China : panoramas showing the structural style.
- Figure 122** Cerro de Cristo Rey : photo-interprétation et carte structurale.
Cerro de Cristo Rey : structural aerial map.
- Figure 123** Cerro de Cristo Rey : localisation des linéations structurales.
Cerro de Cristo Rey : location of the structural lineations.
- Figure 124** Structures laramiennes majeures des confins américano-mexicains.
Major Laramide structures throughout Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua.
- Figure 125** Côte en mètres du toit du Précambrien dans les différents puits d'exploration du SE de l'Arizona, du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua.
Map of exploration wells drilled to Precambrian in Southeastern Arizona, Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua.
- Figure 126** Analyse statistique des diaclases et accidents distensifs du SW du Nouveau-Mexique.
Structural rose-diagrams for the extensional fractures throughout Southwestern New Mexico.
- Figure 127** SW du Nouveau-Mexique : calendrier tectonique.
Southwestern New Mexico : structural timing.
- Figure 128** Les bassins et uplifts pennsylvaniens des Ancestral Rockies et du SW du Nouveau-Mexique.
The Pennsylvanian uplifts and basins of the Ancestral Rockies and Southwestern New Mexico.
- Figure 129** Les ensembles structuraux du Mexique et de l'Ouest des Etats-Unis.
The major Mexican and Southwestern US structural provinces.
- Figure 130** Déformations du Crétacé supérieur dans le NW du Nevada : carte et coupe géologiques.
The Upper-Cretaceous deformations of Northwestern Nevada : geologic map and cross section.
- Figure 131** Overthrust Belt de l'Utah et du SW du Wyoming : principales figures tectoniques.
The main tectonic features in the Utah-Wyoming portion of the Overthrust Belt.
- Figure 132** Système cordillérain mexicain : coupes transversales.
Northern Mexican Cordillera : geological cross sections.
- Figure 133** Carte paléogéographique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Crétacé supérieur.
Southwestern USA and northern Mexico paleogeographic map during the upper-Cretaceous time.
- Figure 134** Datation des phases tectoniques cénozoïques du SW du Nouveau-Mexique et du Nord de Chihuahua.
Cenozoic tectonic timing throughout Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua.
- Figure 135** Sud du Nouveau-Mexique : carte structurale de la terminaison méridionale des Montagnes Rocheuses.
Southern New Mexico : structural map of Southern Rocky Mountains.
- Figure 136** East Potrillo Mountains : carte structurale.
East Potrillo Mountains : structural map.
- Figure 137** Malone Mountains : carte structurale et déformation laramienne en Chihuahua oriental.
Malone Mountains : structural map and Laramide structures of Eastern Chihuahua.
- Figure 138** Transect Cd Chihuahua - Ojinaga : nomenclature et localisation.
Location and names of the main sierras of the Cd Chihuahua - Ojinaga area.
- Figure 139** carte géologique.
Geological map of the Cd Chihuahua - Ojinaga area.
- Figure 140** Transect Cd Chihuahua - Ojinaga : coupe structurale.
Cross-section of the Cd Chihuahua - Ojinaga.
- Figure 141** Evolution spacio-temporelle de l'orogénèse laramienne dans l'Ouest du continent nord-américain.
The Laramide orogeny throughout Western North American continent.
- Figure 142** Relation entre le Texas Lineament et les failles distensives du Basin and Range.
Relation between the Texas Lineament and the extensive Basin and Range faults.
- Figure 143** Le «grain» tectonique du Nouveau-Mexique replacé dans le contexte des grands linéaments du continent nord-américain.
The New Mexican crustal structural features.

- Figure 144** Evolution géodynamique du domaine caraïbe au Jurassique - Crétacé inférieur.
Caribbean realm geodynamic evolution during Late Jurassic - Neocomian time.
- Figure 145** Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.
The Late-Jurassic - Neocomian geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.
- Figure 146** Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique du Jurassique supérieur au Crétacé inférieur.
The Late-Jurassic - Neocomian geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.
- Figure 147** Evolution géodynamique du domaine caraïbe au Crétacé supérieur - Paléocène.
Caribbean realm geodynamic evolution from Late Cretaceous to Paleocene.
- Figure 148** Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Crétacé supérieur.
The Late Cretaceous geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.
- Figure 149** Structures laramiennes des Bassins téthysiens de Sabinas, Chihuahua et Bisbee - U-Bar.
Laramide structures of the Sabinas, Chihuahuan and Bisbee - U-Bar Tethian Basins.
- Figure 150** Coupes structurales à travers les Bassins téthysiens de Sabinas, Chihuahua et Bisbee - U-Bar.
Structural cross-sections throughout the Sabinas, Chihuahuan and Bisbee - U-Bar Tethian Basins.
- Figure 151** Localisation des photos aériennes le long des linéaments du Texas et Caltam.
Location of the aerial photos along the Texas and Caltam Lineaments.
- Figure 152** Le linéament Caltam au droit d'Aldama (Chihuahua).
The Caltam Lineament in the vicinity of Cd Aldama (Chihuahua).
- Figure 153** Le Linéament du Texas au droit du Cerro de Cristo Rey (NM).
The Texas Lineament in the vicinity of the Cerro de Cristo Rey (NM).
- Figure 154** Evolution géodynamique du SW des Etats-Unis et du Nord du Mexique au Néogène.
The Neogene geodynamic evolution of Southwestern USA and Northern Mexico.

ABSTRACT

The Mesozoic Overthrust Belt of Western Canada and United States of America extends southward from Alaska to Las Vegas, Nevada. South of the Colorado Plateau, the structures of the US Cordillera (Overthrust Belt -OTB- and Southern Rockies) are disturbed by the Texas and Caltam Lineaments, two major tectonic features which have a complex structural evolution from Late Permian to Neogene :

- + the Texas Lineament was initiated at the end of Permian time as an transcontinental feature connected with the Pangea breakup ; the 200 km-long dextral offset of the Permian thrustbelt along the Texas Lineament is inferred from this tectonic event ;
- + from Kimmeridgian to Upper-Aptian, the Lineament Caltam was a sinistral wrench fault related to the opening of the Gulf of Mexico ; the Mesozoic Chihuahua, U-Bar and Bisbee basins were created at that time in a transcontinental transtensional system bounded by the inactive Texas Lineament and the Caltam Lineament ;
- + from Late-Cretaceous to Middle-Eocene, the Texas and Caltam Lineaments controlled the structures of the Cordilleran Foldbelt, especially during the Laramide orogeny.
- + during Neogene, the western part of the Texas Lineament is considered to be an active transfer fault between the extensional Basin and Range and Rio Grande Rift provinces.

The surveyed area lies within the extensional geologic province of the New Mexican and Chihuahuan Tertiary Basin and Range province along the Texas Lineament. One of the key points for the regional geological history is the non marine siliclastic and conglomeratic Ringbone Formation that is locally as much as 2,000 m thick. Dinosaurian remains and Palynomorphs indicate a Late cretaceous (Upper Campanian - Maastrichtian) age for this formation. Our field investigations and the new age of the Ringbone Formation yield a preliminary outline of the sedimentological and tectonic evolutions of this area during Mesozoic and Cenozoic time and have resulted in the following tectonic calendar :

From Upper Cenomanian to Maastrichtian, compressive deformations with E-W compressional stresses have resulted in N-S to NNW-SSE trending folds and basement cored uplifts. Throughout New Mexico, these Upper-Cretaceous structures are buried by the Upper Campanian - Maastrichtian molassic Ringbone Formation that rests with an angular unconformity on the deformed and folded Lower Cretaceous strata. This Upper Cretaceous molassic basin is filled by detritic elements coming from the uplifted ridges ; granitic cobbles and arkosic sandstones indicate that the deposit is contemporaneous with the unroofing of the granitic basement. These deformations are thought to be related to the oregonian (Upper Cenomanian - Santonian) and sub-hercynian (Campanian - Maastrichtian) Late Cretaceous tectonic phases.

From Paleocene to Middle-Eocene, the Laramide tectonic event results in the formation of the Cordilleran Foldbelt that trends WNW through southwestern New Mexico. It can be divided into two different phases :

- + from Paleocene to Lower Eocene, a tectonic deformation is characterized by flat thrust faults, closely related, compressed and overturned folds with N70°E compressional stresses. N120°E-trending folds and NE-verging and SW-verging thrusts are created ;
- + during Middle-Eocene, a late structural event is mainly characterized by strike faulting along N120°E direction. Flower structures and other transpressional associated features are formed within left-lateral strike-slip tectonic systems. These wrenching movements postdate the NE-verging folds and thrusts.

These structures are sealed by the Upper Eocene - Oligocene Playas Peak volcanic Formation. The end of the Laramide orogeny throughout SW New Mexico is thought to take place at the end of the Lutetian time (45 Ma). All these structures are truncated by the NS-trending faults of the Basin and Range. This extensional tectonic event began in late-Oligocene.

These new results lead us to believe that Southeastern Arizona, Southwestern New Mexico and Northern Chihuahua belong to the same geological entity where the connection between the US Cordillera and the Mexican Sierra Madre Oriental takes place in a complex structural zone bounded in the north by the transcontinental Texas Lineament. This structural feature controlled the deformation from late Paleozoic up to Neogene. Within this broad zone, the Laramide tectonic event in Southwestern New Mexico is constrained from Paleocene (Danian) to Middle-Eocene (Lutetian-Bartonian) (67 - 45 Ma)

The Southwestern part of the USA along the international border provides an excellent example of a basement tectonic heritage related to a major transcontinental lineament.

Key Words : North American Cordillera - Sierra Madre Orientale - Overthrust belt - Southern Rockies - New Mexican Cordilleran Foldbelt - Stratigraphy - Structural heritage - Lineaments - Compression - Wrenching - Tectonic calendar - USA New Mexico - Mexico - Chihuahua.

RESUME

La région étudiée est située de part et d'autre de la frontière américano-mexicaine dans le SW du Nouveau-Mexique (USA) et le Nord de Chihuahua (Mexique) près de la ville texane d'El Paso. Elle concerne une bande de fractures crustales large de 150 km et orientée NW-SE au droit de laquelle s'interrompent brusquement les ceintures orogéniques mésozoïques de l'Overthrust Belt, des Montagnes Rocheuses méridionales et de la Sierra Madre Orientale. Ce faisceau structural, tronqué et masqué par la tectonique extensive Néogène du Basin and Range et du Rift du Rio Grande, comprend des ensembles géologiques variés et polystructurés ; il appartient au Texas Lineament qui assure le passage entre les Cordillères nord-américaines et les Sierras Madres mexicaines, occupant une position charnière dans l'édifice cordilléraire américano-mexicain. Les levés ont porté sur neuf chaînons montagneux de la New Mexican and Chihuahuan Cordilleran Folbelt dont les structures sont enserrées dans un écheveau de failles de socle. L'analyse de la stratigraphie et de la déformation laramienne constitue la pierre angulaire de cette étude. Les observations de terrain, additionnées des données d'une coupe dans le Bassin de Chihuahua, sont confrontées à une photo-interprétation d'images aériennes et spatiales ; elles permettent une reconstitution des jeux successifs du Texas Lineament et d'en apprécier le rôle dans l'histoire paléogéographique et structurale des confins américano-mexicains puis, au delà, dans l'évolution géodynamique du SW du continent nord-américain.

LA PREMIERE PARTIE EST CONSACREE AU CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

La région étudiée est replacée dans le dispositif cordilléraire nord-américain, l'accent étant particulièrement mis sur les linéaments transcontinentaux qui le segmentent. A partir de la bibliographie, on montre que le Texas Lineament est une frontière géologique majeure soulignant la partie stable du continent nord-américain en bordure du domaine téthysien mésozoïque auquel appartient le Bassin crétacé de Bisbee - U-Bar.

LA SECONDE PARTIE EST CONSACREE A LA STRATIGRAPHIE

- + Discordant sur le socle Précambrien polydéformé et polymétamorphisé caractéristique du Plateau du Colorado, le Paléozoïque est représenté par deux méga-cycles sédimentaires. Au Paléozoïque inférieur, le cycle du El Paso-Tobosa Basin voit l'installation sur le craton nord-américain d'une mer épicontinentale ; il s'interrompt brusquement au Mississippien avec le début de l'orogénèse des Appalaches-Ouachita-Marathon. Au Paléozoïque supérieur, le cycle sédimentaire du Pedregosa Basin est marqué par l'existence de zones hautes émergées de direction N120°E régissant la paléogéographie.
- + Le Crétacé inférieur (il y a hiatus du Trias et du Jurassique) s'est déposé dans le Bassin épicontinental de Bisbee - U-Bar né à l'Aptien inférieur. Il est étroitement lié à l'évolution des bassins téthysiens intracontinentaux dont il représente le satellite le plus occidental : de l'Aptien inférieur à l'Albien supérieur, une série transgressive essentiellement carbonatée s'y développe. Dès le Cénomaniens, la surrection du domaine cordilléraire met fin à l'évolution du bassin en le structurant.
- + Le Crétacé supérieur est représenté par la Formation Ringbone datée du Campanien supérieur - Maastrichtien et discordante sur le Crétacé inférieur ; elle correspond à une molasse déposée dans un environnement fluvial le long d'escarpements morphologiques limités par des failles NW-SE liées aux phases tectoniques du Crétacé supérieur.
- + Le Paléocène est marqué par les andésites de la Formation Hidalgo contemporaine des phases tectoniques laramiennes.
- + A partir de l'Eocène supérieur et jusqu'à l'Oligocène inférieur, des ignimbrites rattachées à la Sierra Madre Occidentale se mettent en place ; elles cachètent les structures laramiennes.
- + Au Néogène, des volcanites d'affinité alcaline ou tholéitique recouvrent les séries antérieures et accompagnent la distension du Basin and Range et du Rift du Rio Grande : des formations détritiques continentales remplissent les bassins sub-méridiens

LA TROISIEME PARTIE EST CONSACREE A LA TECTONIQUE

Il est montré que la structure des chaînons montagneux des confins américano-mexicains telle qu'on l'observe aujourd'hui résulte de la superposition dans le temps de plusieurs phases tectoniques.

- + Du Pennsylvanien au Permien inférieur, une tectonique distensive affecte la bordure méridionale du craton nord-américain où s'installent des bassins sédimentaires limités par des accidents de direction N120°E.
- + Du Kimméridgien à l'Aptien supérieur, une phase de rifting intra-continental est responsable de l'installation d'un bassin d'obédience téthysienne dans un régime tectonique transpressif contrôlé par les linéaments transcontinentaux du Texas et Calam.
- + Du Cénomaniens supérieur au Maastrichtien, des tectoniques compressives mettent fin à l'influence téthysienne dans le SW du Nouveau-Mexique ; les phases orogénique (Cénomaniens sup. - Santonien) et subhercynienne (Campanien - Maastrichtien) caractérisées par des plis NS à NNW-SSE et des uplifts NW-SE nourrissant un bassin molassique d'âge Campano-Maastrichtien affectent le Bassin crétacé de Bisbee - U-Bar. Les anciennes fractures crustales guident ces déformations.
- + Du Paléocène à l'Eocène moyen, la tectogénèse laramienne structure l'ensemble de la région ; elle provoque l'écrasement des bassins du Crétacé. Deux phases de déformation sont distinguées :
 - la phase Paléocène - Eocène inférieur, purement compressive est responsable de chevauchements à double vergence, déversés vers le NE et le SW et issus des anciennes fractures de socle bordières des uplifts. Dans le NW du Nouveau-Mexique, des chevauchements et des écaillures affectant le Précambrien ont été reconnus ; le style de revêtement de la couverture est guidé par la tectonique de socle. Dans le Nord de Chihuahua, à la faveur des séries crétacées épaisses et incompétentes, une tectonique de couverture avec des niveaux de décollement est décrite ; les structures à double vergence sont déversées sur la plate-forme d'Aldama à l'Ouest et sur la plate-forme du Burro à l'Est ;
 - la phase Eocène moyen, transpressive, met en jeu des décrochements sénestres NW-SE reprenant les structures antérieures ; des structures « en fleur » sont décrites dans des couloirs tectoniques jalonnant le Texas Lineament.
- + Au Néogène, les phases distensives du Basin and Range et du Rift du Rio Grande se manifestent par des failles normales agencées dans un système décrochant dextre dicté par la bande structurale du Texas Lineament.

L'analyse des photos aériennes et spatiales viennent préciser le rôle et l'influence des grandes cassures intracontinentales sur les différentes tectoniques, notamment celle de la phase laramienne et celle distensive du Basin and Range.

LA DERNIERE PARTIE TRAITE DES CONCLUSIONS GENERALES

Les principales étapes de la géodynamique de la frontière linéamentaire qui sépare les Cordillères nord-américaines des Sierras Madres mexicaines sont soulignées du Pennsylvanien à l'actuel ; l'accent est mis sur la notion d'héritage structural. Enfin, un bilan de cette étude est dressé.

MOTS CLES : Cordillères nord-américaines, Sierras Madres mexicaines, Overthrust Belt, Montagnes Rocheuses, Sierra Madre Orientale, Stratigraphie, Tectoniques superposées, Compression, Transpression, Distension, Transtension, Calendrier tectonique, Phases du Crétacé supérieur, Orologie laramienne, Tectonique de revêtement, Tectonique de socle, Chevauchement, Faille, Décrochement, Texas Lineament, Nouveau-Mexique, Chihuahua, USA, Mexique.



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

**LE PASSAGE DES CORDILLERES NORD-AMERICAINES
AUX SIERRAS MADRES MEXICAINES LE LONG DU «TEXAS LINEAMENT»**

Stratigraphie et tectonique du SW du Nouveau-Mexique (USA)
et du Nord de Chihuahua (Mexique)

ANNEXES & REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

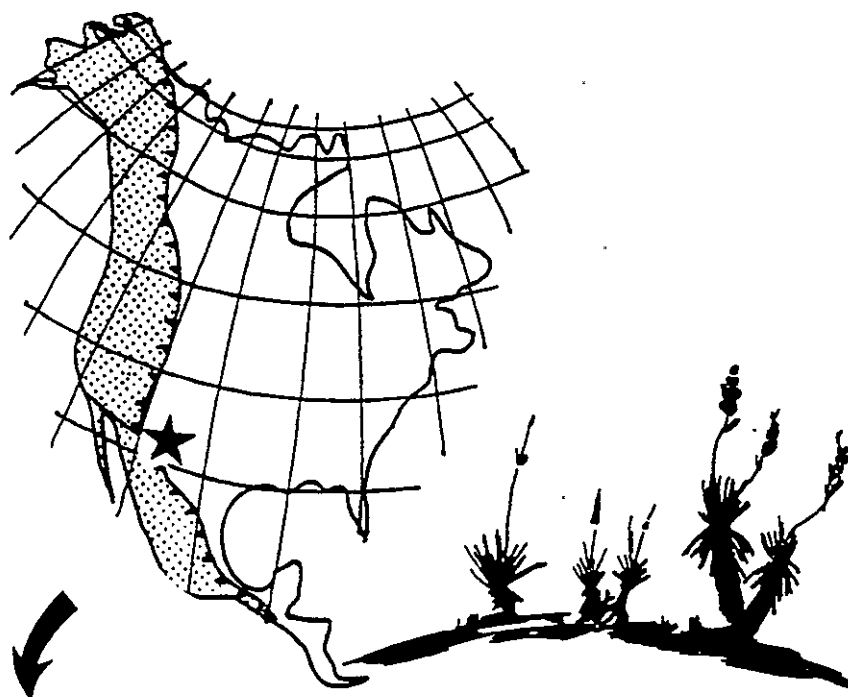
Annexe # 0	Figures et pictogrammes utilisés dans les colonnes stratigraphiques
Annexe # 1	Localisation des coupes stratigraphiques
Annexe # 2	Description des lames minces : Formation Ringbone (Campano-Maastrichtien)
Annexe # 3	Analyse modale par analyse d'image : présentation de la méthode et résultats
Annexe # 4	Thermoluminescence : présentation physique et méthodologique par <u>J.P.IVALDI</u>

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

(sur feuilles vertes)

**LE PASSAGE DES CORDILLERES NORD-AMERICAINES
AUX SIERRAS MADRES MEXICAINES LE LONG DU «TEXAS LINEAMENT»**

**Stratigraphie et tectonique du SW du Nouveau-Mexique (USA)
et du Nord de Chihuahua (Mexique)**



1986 - 1990



SNEA(P) - CNRS - INSU - MRT

ANNEXES & REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Sommaire

Annexe # 0	Figures et pictogrammes utilisés dans les colonnes stratigraphiques	3
Annexe # 1	Localisation des coupes stratigraphiques	5
Annexe # 2	Description des lames minces : Formation Ringbone (Campano-Maastrichtien)	15
Annexe # 3	Analyse modale par analyse d'image : présentation de la méthode et résultats	27
Annexe # 4	Thermoluminescence : présentation physique et méthodologique par <u>J.P.IVALDI</u>	47
Bibliographie (<i>Feuilles verte</i>)		63

ANNEXE 0

FIGURES ET PICTOGRAMMES UTILISES DANS LES COLONNES STRATIGRAPHIQUES

STRUCTURES SEDIMENTAIRES

	Cross-bedding
	Cherts
	Conglomérats
	Oolites
	Slumps
	Mud-mounts
	Gypse
	Bioturbations
	Terriers
	Crachées sableuses
	Rides de plage
	Flute-casts
	Glaucanie
	Racines
	Chenaux emboîtés
	Stratifications obliques
	Charbons

FOSSILES

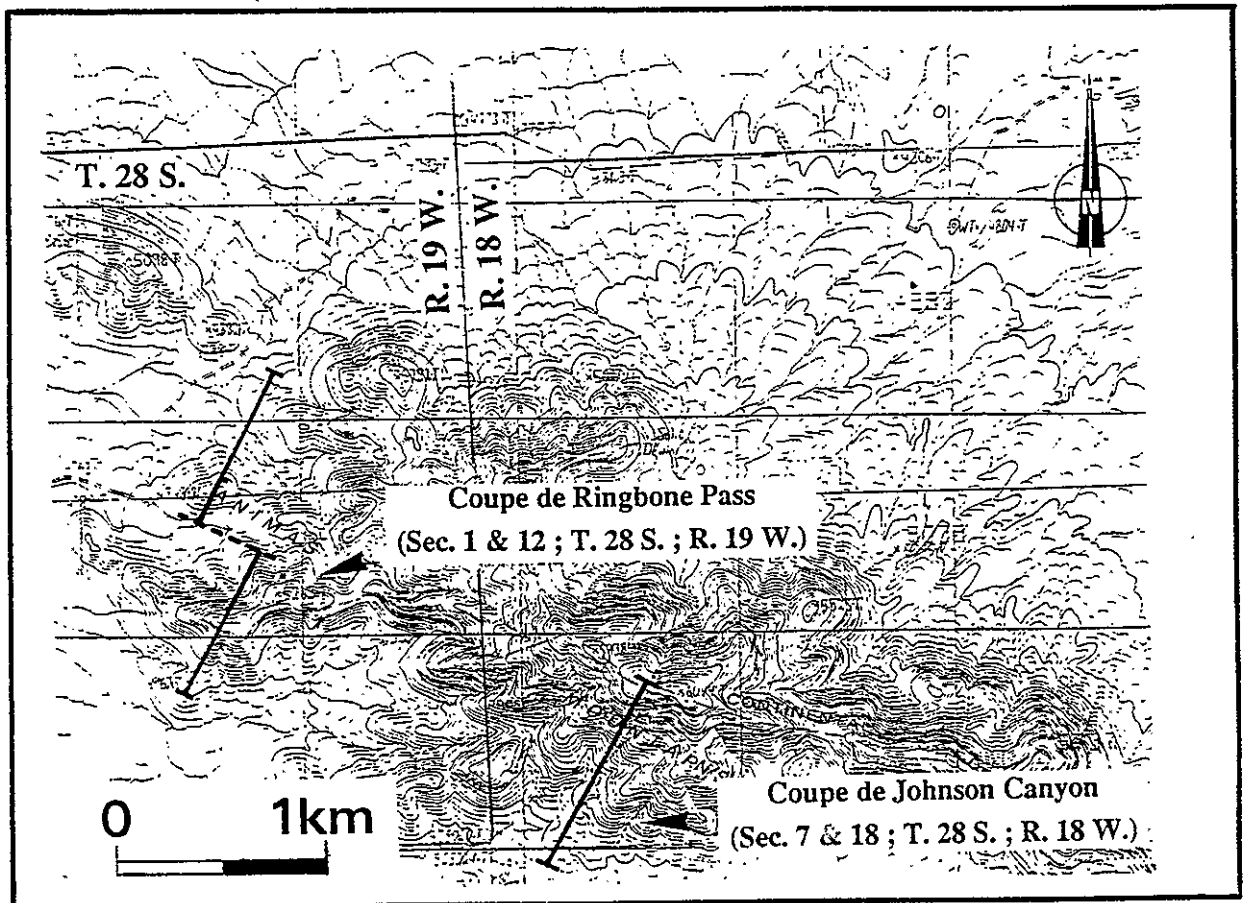
	Crinoïdes, Echinodermes
	Gastéropodes
	Brachiopodes
	Coraux
	Bryozoaires
	Fusulines
	Algues
	Céphalopodes
	Pélicypodes (Bivalves)
	Lumachelles
	Dinosaures
	Plantes
	Orbitolines

ANNEXE 1

LOCALISATION DES COUPES STRATIGRAPHIQUES

LISTE DES FIGURES

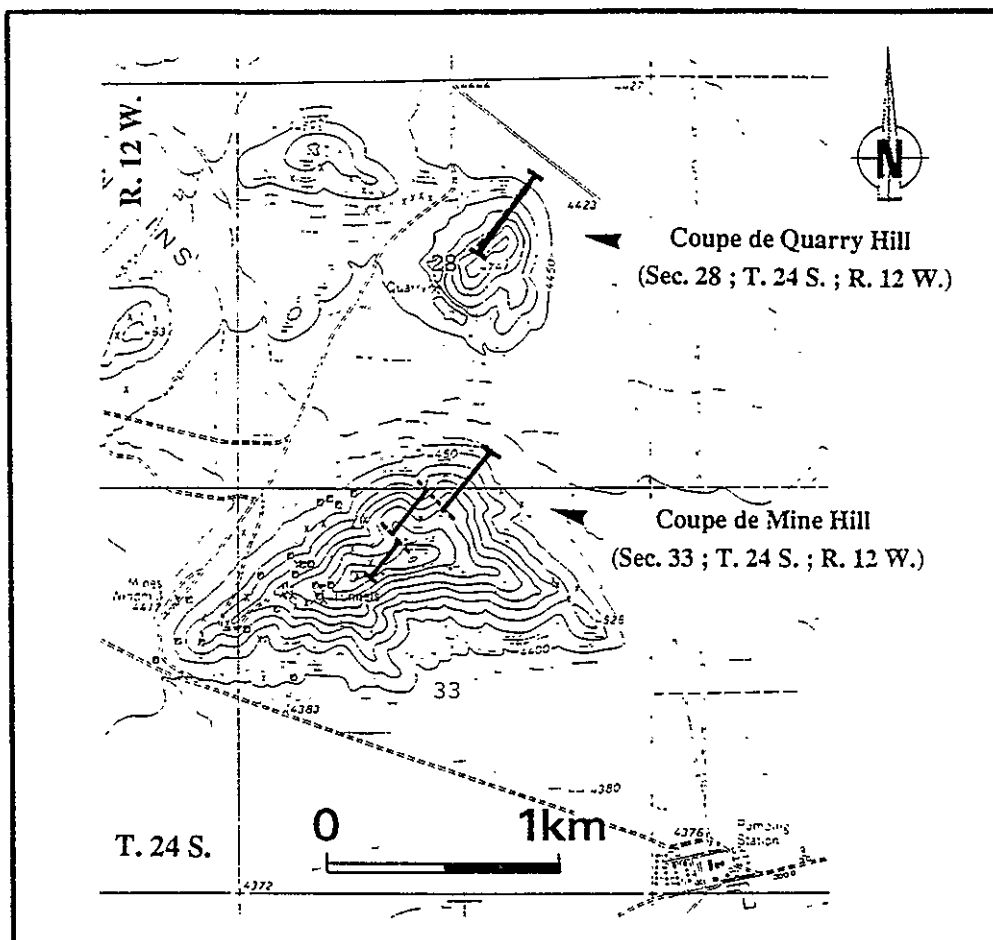
- Figure A1.1 Stratigraphie du Paléozoïque :** localisation des coupes stratigraphiques levées dans la partie nord des Animas Mountains (Hidalgo County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Paleozoic stratigraphy : location of the stratigraphic sections within the northern part of the Animas Mountains (Hidalgo County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.2 Stratigraphie du Paléozoïque :** localisation des coupes stratigraphiques levées dans les Victorio Hills, (Luna County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Paleozoic stratigraphy : location of the stratigraphic sections within the Victorio Hills, (Luna County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.3 Stratigraphie du Paléozoïque :** localisation de la coupe stratigraphique de Capitol Dome, Florida Mountains (Luna County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Paleozoic stratigraphy : location of the Capitol Dome stratigraphic section, Florida Mountains (Luna County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.4 Stratigraphie du Paléozoïque :** localisation de la coupe stratigraphique de Gym Peak, Florida Mountains (Luna County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Paleozoic stratigraphy : location of the Gym Peak stratigraphic section, Florida Mountains (Luna County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.5 Stratigraphie du Crétacé inférieur :** localisation de la coupe stratigraphique de Canyon Hill, Victorio Hills (Luna County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Lower-Cretaceous stratigraphy : location of the Canyon Hill stratigraphic section, Victorio Hills (Luna County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.6 Stratigraphie du Crétacé supérieur :** localisation de la coupe stratigraphique de Playas Peak, Little Hatchet Mountains (Grant & Hidalgo Counties, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Upper-Cretaceous stratigraphy : location of the Playas Peak stratigraphic section, Little Hatchet Mountains (Grant & Hidalgo Counties, New Mexico, USA). Elevations are in feet.
- Figure A1.7 Stratigraphie du Crétacé supérieur :** localisation de la coupe stratigraphique du Rancho de la Boca Grande, Sierra Boca Grande, Chihuahua, Mexique. Les altitudes sont en mètres.
Upper-Cretaceous stratigraphy : location of the Rancho de la Boca Grande stratigraphic section, Sierra Boca Grande, Chihuahua, Mexico. Elevations are in meters.
- Figure A1.8 Stratigraphie du Crétacé supérieur :** localisation de la coupe stratigraphique de Curry Pass, Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA). Les altitudes sont en pieds (feet).
Upper-Cretaceous stratigraphy : location of the Curry Pass stratigraphic section, Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA). Elevations are in feet.



ANIMAS MOUNTAINS (Partie nord)
(Hidalgo County, New Mexico, USA)

Localisation des coupes stratigraphiques

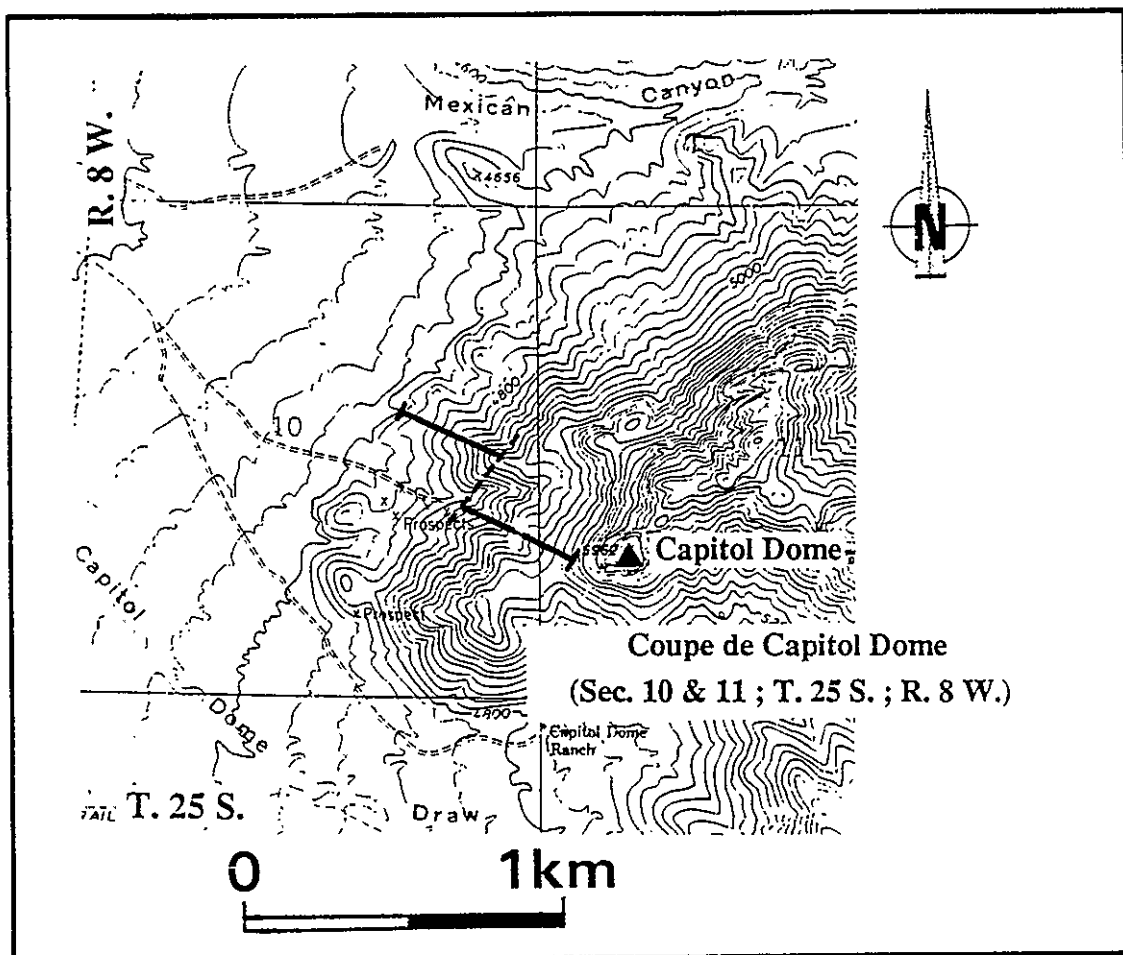
Figure A1-1



VICTORIO HILLS
(Luna County, New Mexico, USA)

Localisation des coupes stratigraphiques

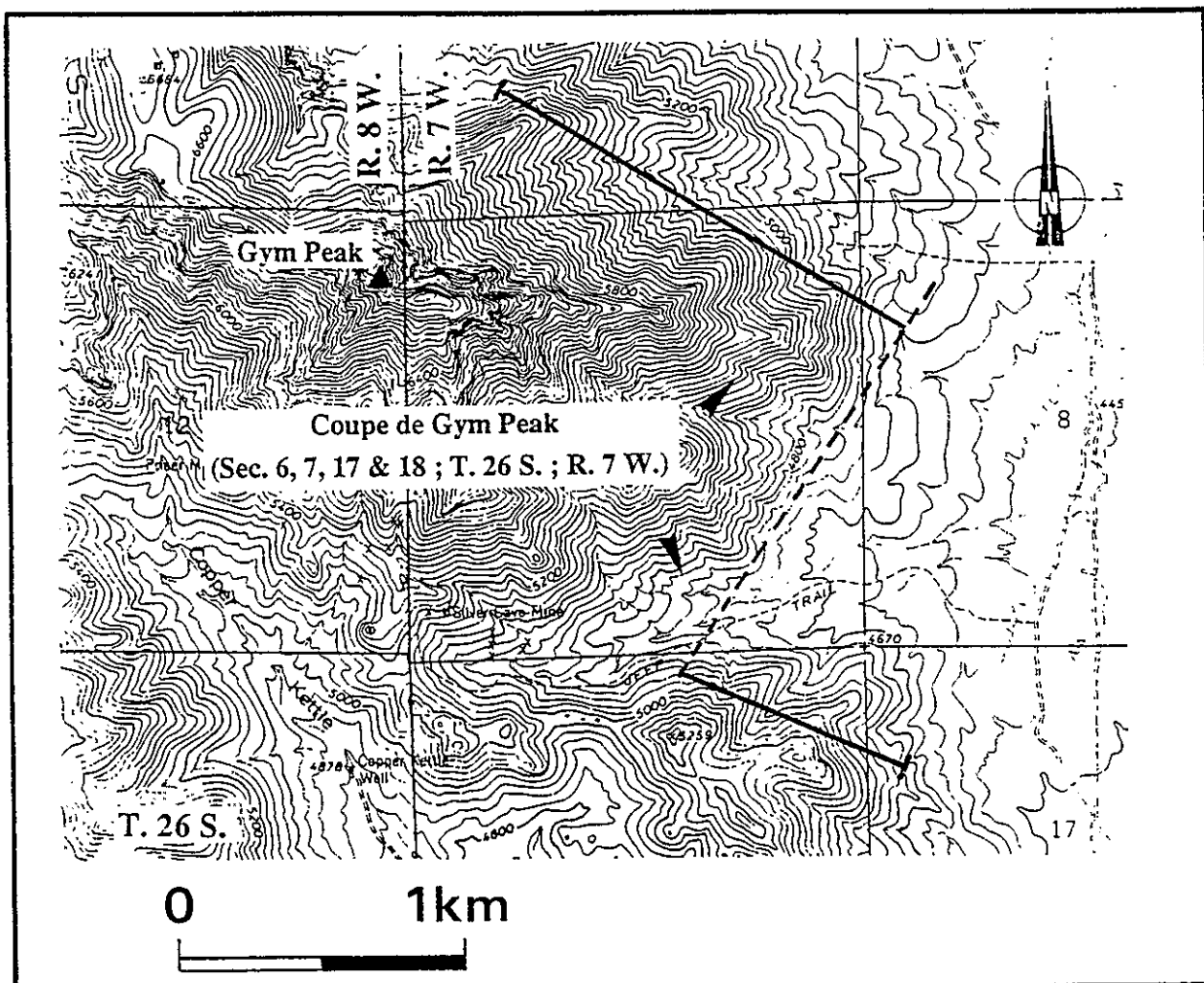
Figure A1-2



FLORIDA MOUNTAINS
(Luna County, New Mexico, USA)

Localisation des coupes stratigraphiques

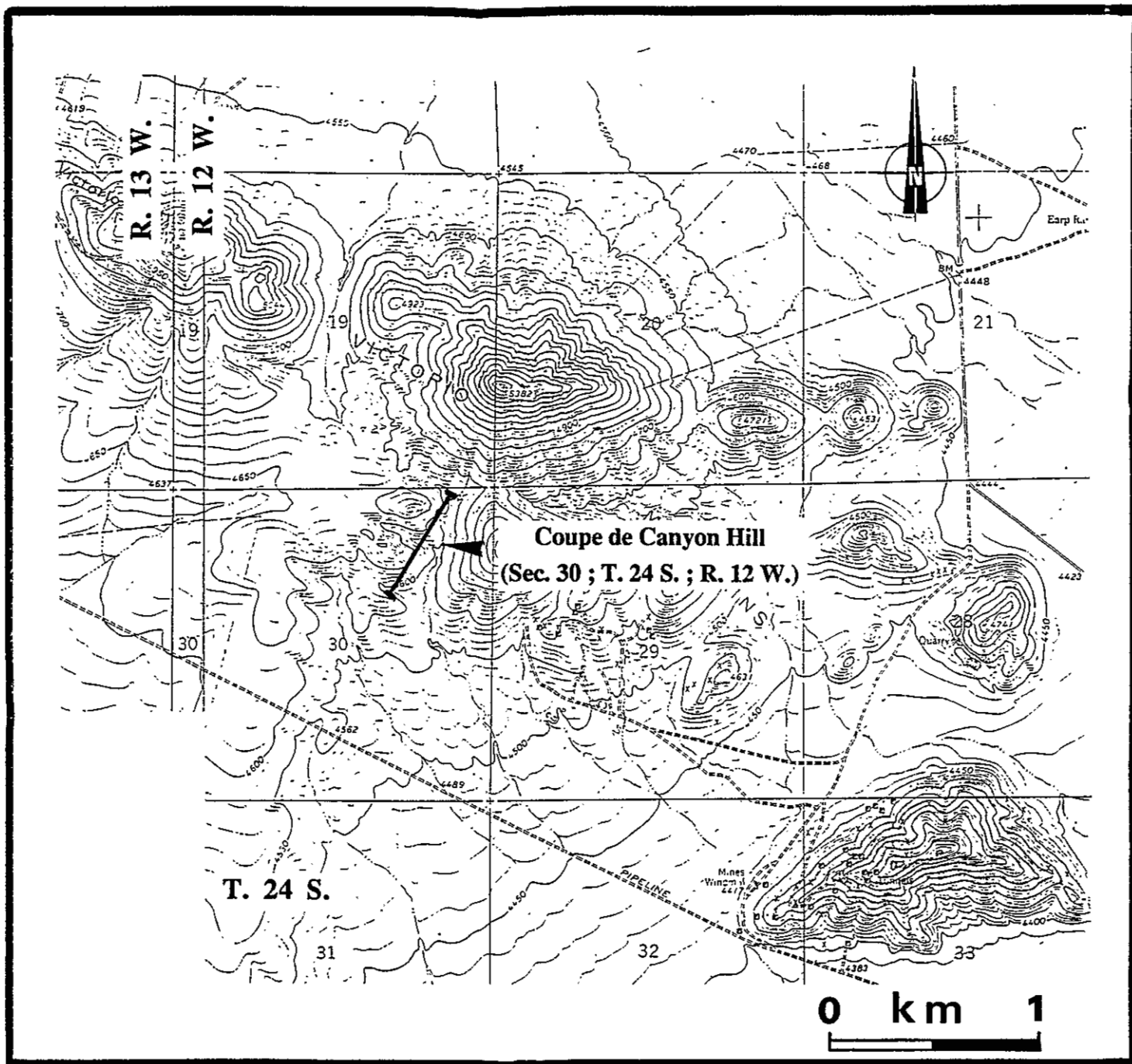
Figure A1-3



FLORIDA MOUNTAINS
(Luna County, New Mexico, USA)

Localisation des coupes stratigraphiques

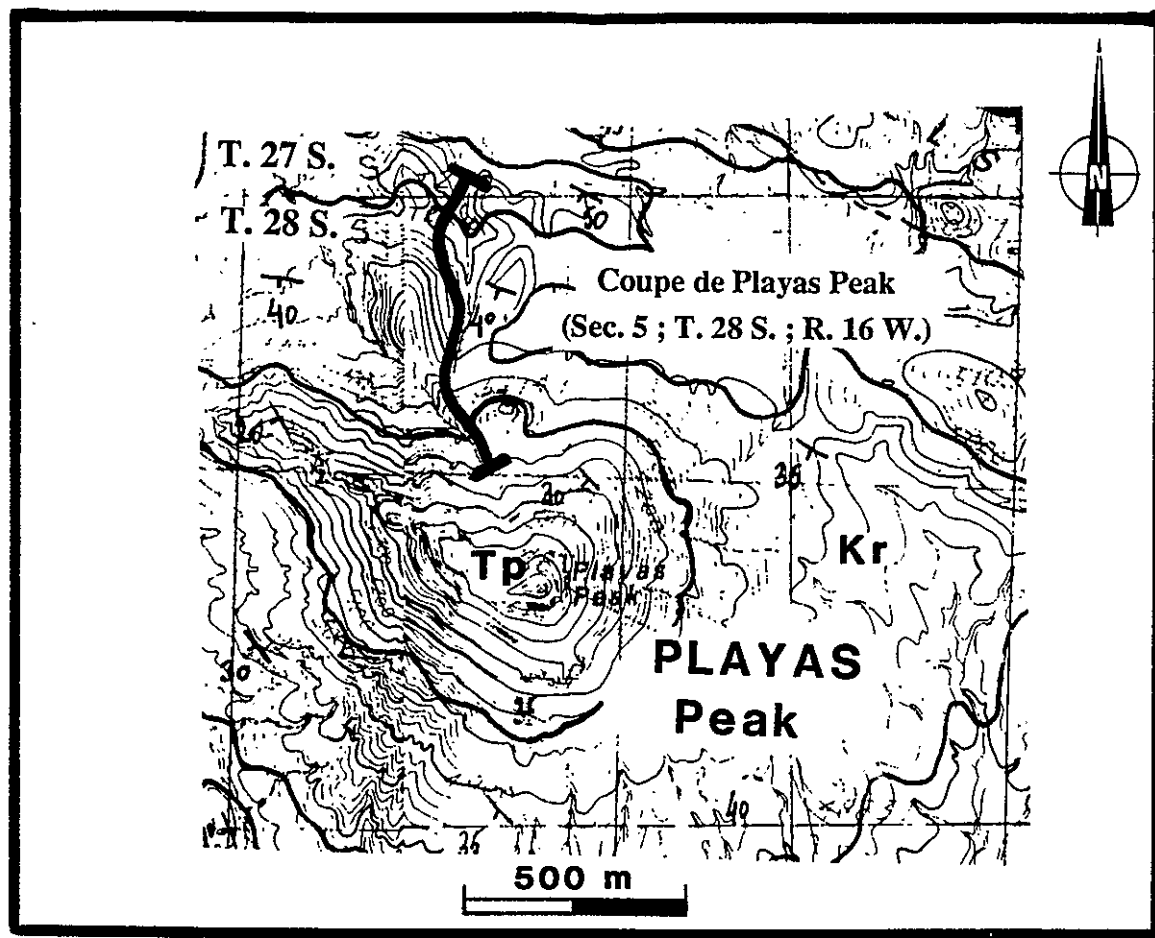
Figure A1-4



VICTORIO HILLS
(Luna County, New Mexico, USA)

**Localisation de la coupe stratigraphique
de "Canyon Hill"**

FigureA1-5

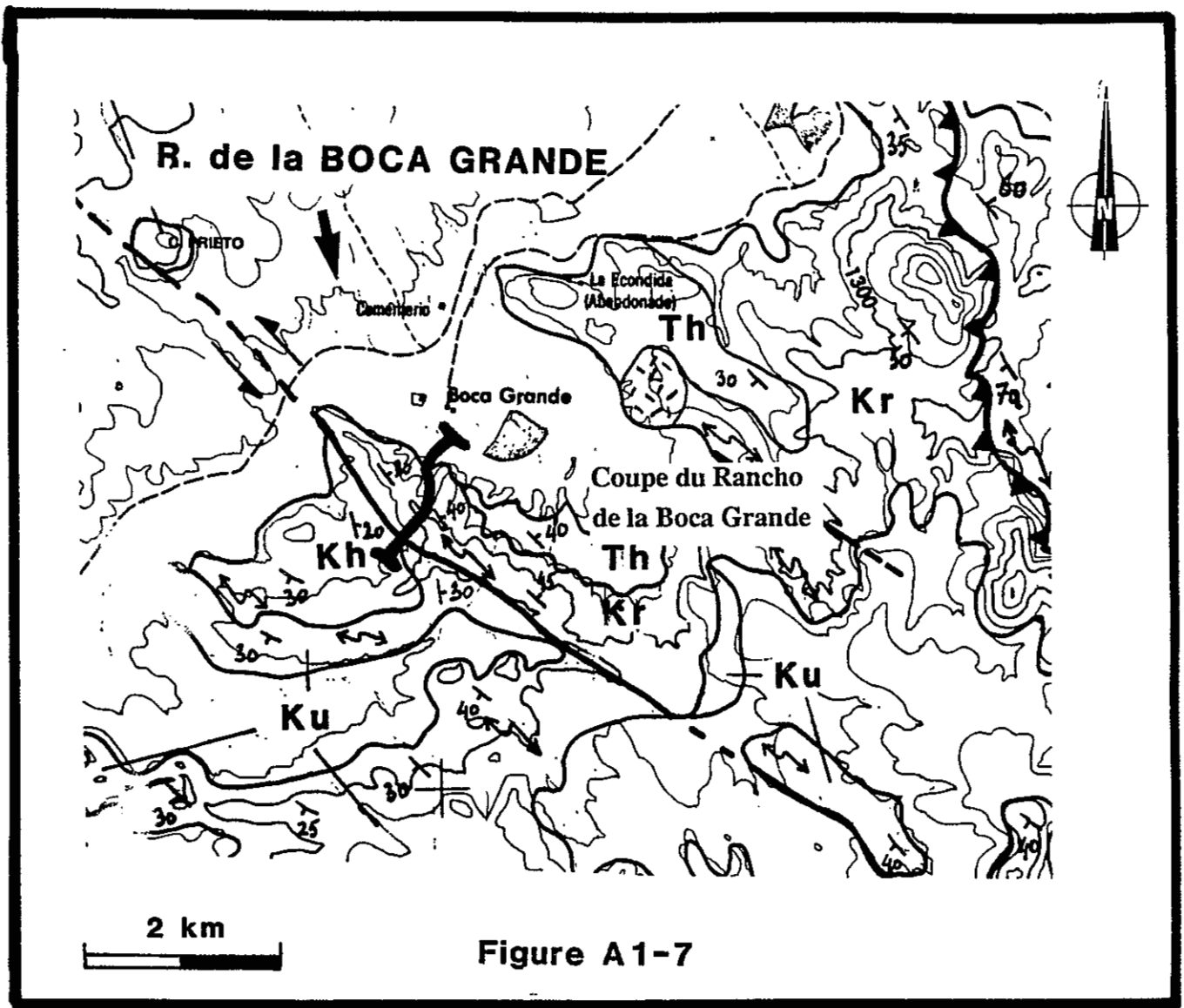


LITTLE HATCHET Mountains
(Grant & Hidalgo Counties, New Mexico, USA)

Localisation de la coupe stratigraphique
de "Playas Peak"

Figure A1-6

(cf texte pour les legendes geologiques)



Sierra BOCA GRANDE
(Chihuahua, Mexique)

**Localisation de la coupe stratigraphique
du Rancho de la Boca Grande**

(cf texte pour les legendes geologiques)

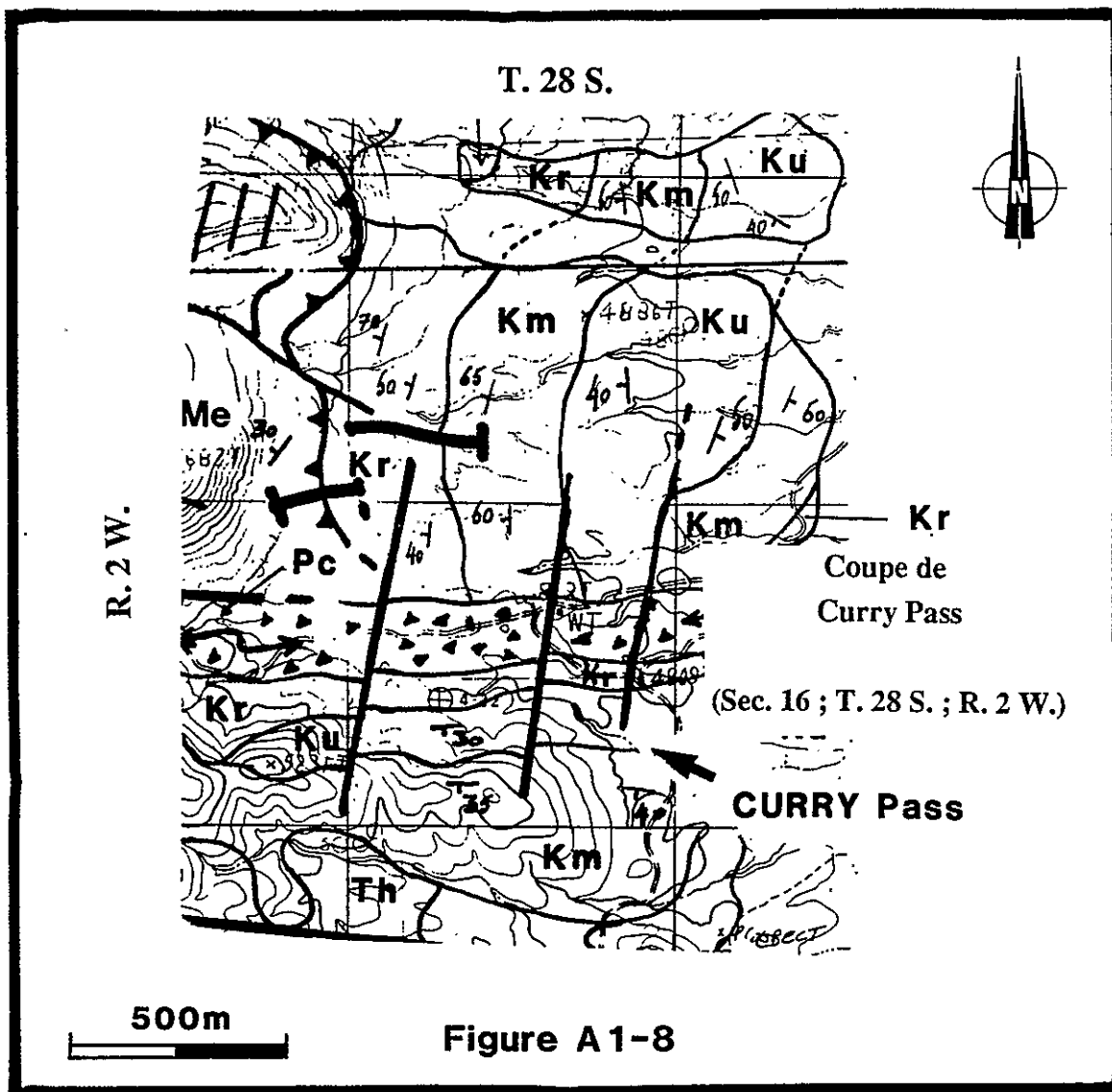


Figure A1-8

ANIMAS Mountains (Partie nord-est)
(Hidalgo County, New Mexico, USA)

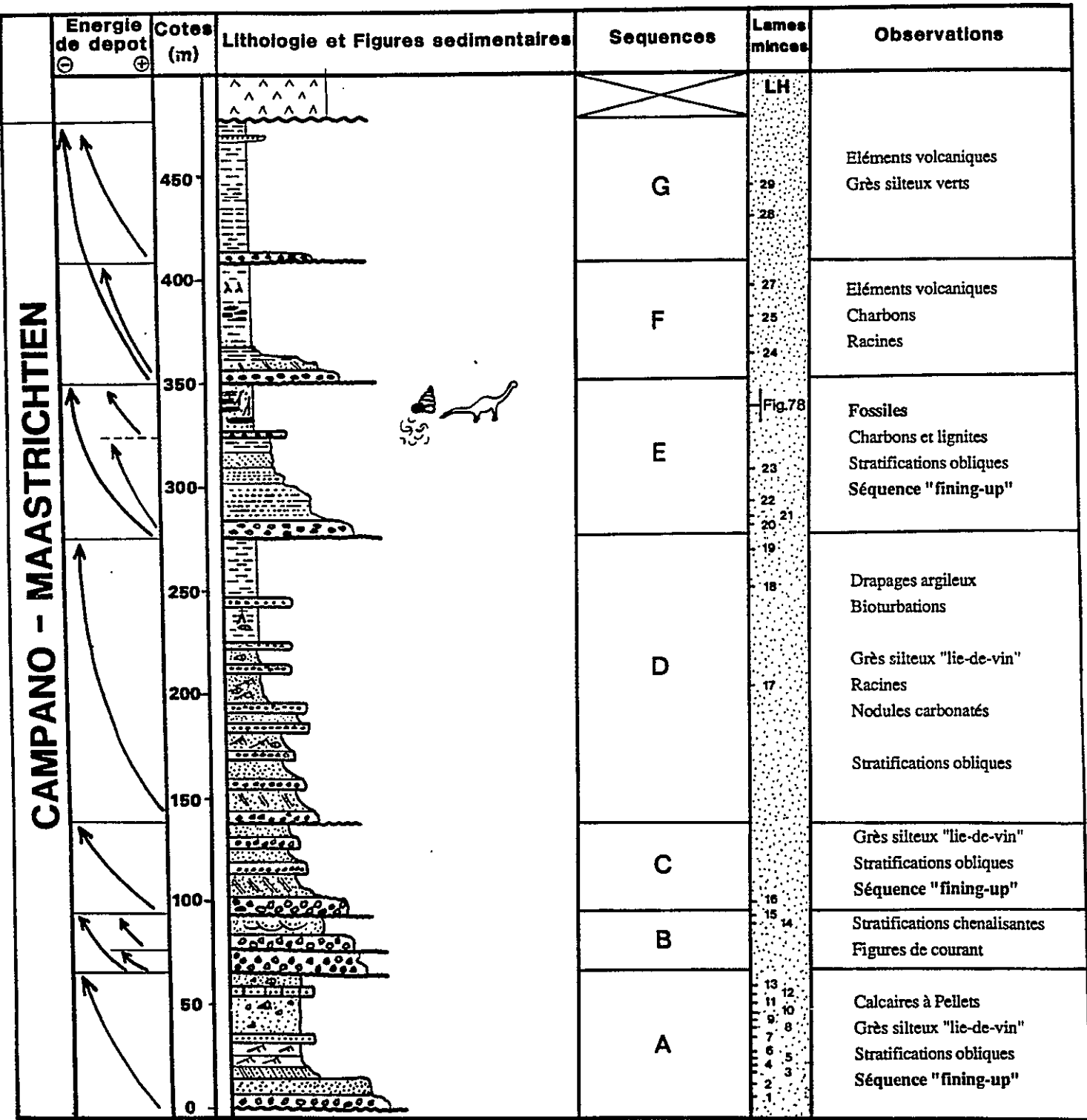
Localisation de la coupe stratigraphique
de Curry Pass

(cf texte pour les legendes geologiques)

ANNEXE 2

**DESCRIPTION DES LAMES MINCES
PROVENANT DE LA FORMATION
RINGBONE
(28 échantillons)**

LITTLE HATCHET Mountains



LOCALISATION DES LAMES MINCES

Echantillon n° LH¹

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 10%.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	40	Subarrondi	0.1-0.3mm	Bon		Nature	20.	
Feldspth	5	#	0.3mm			organique (Pedogénie)		
Lithic	5	Arrondi	0.2-0.5mm			Ciment	20.	
dt						-calcaire		
Muscovite	2	Fibre						

Nom de la roche

Gris à ciment calcaire.

Echantillon n° LH²

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 5%.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	50	Subarrondi				Nature	37	
Nature						argilo-ill.		
organique	3					thum		
Lithic	5					Calcaire		
						d'origine		
						pedogén.		
						-triple		

Nom de la roche

Quartz pecké

Echantillon n° LH³

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 1.5%.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	55	Subarrondi	0.1mm	Bon		Nature	35	
Feldspth	45	#	#			argilo		
Lithic	5	#	#			thum		

Nom de la roche

Lithic wacke

Echantillon n° LH⁴

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 5%.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	20	Subangulaire	0.1-0.5mm			Nature	25	
Feldspth	20	à subarrondi				argileux		
Lithic	20	Subarrondi	0.2-0.5mm			+ ciment	15	
dolom.	5	Rhomb.	0.02mm			calcaire		
						(calclite)		

Nom de la roche

Gris à ciment calcaire.

Echantillon n° LH5

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 16%

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	30	Subaovoid	0.1-1mm			Ciment	35		
Feldspth	5	Subanguleux	0.2-0.5mm			calcaire			
Lithic (micrite)	10	Subaovoid	0.5-1mm			(calcaire-dolomite)			
Lithic (micrite)	10	Arondi	0.5-1mm						

Nom de la roche

Calcaire gréseux.

Echantillon n° LH6

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 10.

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	20	Subaovoid	<1mm			Ciment	25		Origine pédogénétique
Feldspth	5	#				calcaire cristallin			
Calcaire micrite	15	Arondi				matrice argileuse	9		
Lithic	15	Subaovoid	<0.5mm		Matrice quartzite				

Nom de la roche

Grès à conglomérat.

Echantillon n° LH7

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 15%

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Quartz	35	Subanguleux	0.1-0.2mm			Matrice	35		Nombreux traces de matrices organiques
Feldspth	10	#	#			argilo.			
Lithic	5	Subaovoid	#			siliceuse			

Nom de la roche

Mylonite facke

Echantillon n° LH8

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 25%.

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Quartz	40	Subaovoid	0.1mm	B		Matrice	20		Matrice stratifiée (laminaire)
Feldspth	5	#	#			illite-ai.			
Lithic	5	#	#			gélasse			
Opacite	5	Anguleux	#						

Nom de la roche

Quartz facke

Echantillon n° LH₉

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. : Cassure :

Structure pétrographique : Porosité apparente : 15%.

Couleur : Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
caly	30	Subaiguë	0.1-0.5mm			Nature	40		Lithie coque
lyth	5	Subaiguë	0.2mm			argilo-			
thir	10	#	#			argileux			

Nom de la roche

Echantillon n° LH₁₀

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. : Cassure :

Structure pétrographique : Porosité apparente : 15%.

Couleur : Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	60	Subanguleux	0.35mm		litage fin	Nature	30		Lithie organique bonne perméabilité.
Feldspth	5	#	0.1-0.2mm			argileux			
lithir	5								

Nom de la roche

10

Echantillon n° LH₁₁

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. : Cassure :

Structure pétrographique : Porosité apparente : 1.3%.

Couleur : Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	40	Subaiguë	0.1mm	Bon		Nature	30		Texture laminaire
Feldspth	5	#	#	#		argilo-			
lithir	20	#	#	#		siliceux			
lithir	5	#	#	#					
podque	1	#	#	#					

Nom de la roche

Echantillon n° LH₁₂

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. : Cassure :

Structure pétrographique : Porosité apparente :

Couleur : Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Clst	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	10	Anguleux à subang.	0.5-1mm			Nature	50		Pellets très abondants
Feldspth	10	#	0.5-2mm			forte de cristaux de calcite			
Pellets	30	très aum. dis	0.5-2mm						
+ roches pédogén.									

Nom de la roche

Echantillon n° LH 13

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	5	Subarrondi	0.5-2mm			Ciment	50	
litho	5	Subanguleux	0.5mm			de calcite		
litho	40	Arrondi	1.2mm			(dolomite)		

OBSERVATIONS

Nom de la roche

Calcaire faiblement gréseux.

Echantillon n° LH 14

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 15%.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	25	Subarrondi	0.1-1mm	Hoy		Argile	25	
litho	5	Subarrondi	0.1-0.5mm			ultrafine		
litho	40	+	0.2mm					

OBSERVATIONS

3. dolomite
mondaine

Nom de la roche

quartz sacché

20

Echantillon n° LH 15

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 5%

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
quartz	30	Subanguleux	0.1-0.6mm			Ciment de	30	
litho	20	+	0.1-0.4mm			calcite		
litho	15	+						

OBSERVATIONS

Beaucoup
de matières
organiques.Clastes
carbonatés
+ riches en
oxydes &
matière org.
négative

Nom de la roche

Arkose lithée coarce

Echantillon n° LH 16

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 20%

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	50	Subarrondi	1.3mm	Bon		Matrice	10	
litho	10	Anguleux	1mm	+		ultrafine		
litho	10	+						
litho	5							

OBSERVATIONS

Matrice non
litée

Nom de la roche

Arkose

Echantillon n° LH 17.

Echantillon n° LH 18

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 80 %.

Homogénéité matrice :

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Quartz	50	Subanguleux	0.35 mm	Moyen		Nature	10	
Epithé	10	Subanguleux	#	#		teint.		
thé	10	Arrondis	0.30 mm	#		critique		

Nom de la roche

Arenite

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	5	subanguleux	1 mm			Ciment	50	
Epithé	5	subanguleux	1 mm			calitige		
Lithic	40	subanguleux	1.4 mm					

Nom de la roche

Calcaire fibreux

Echantillon n° LH 19

Echantillon n° LH 20.

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 30 %.

Homogénéité matrice :

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : 20 %.

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Qz	35	Subanguleux	0.25 mm	Moy.		Nature	10	
Epithé	10	#	0.4 mm	#		ilto.		
thé	15	#	0.25 mm	Bon		argilane		

Nom de la roche

Lithic arenite.

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Clst.	Remarques	Nature	%	Taille
Quartz	40	Subanguleux	0.25 mm	Moy.		Nature	15	
Epithé	10	#	0.30 mm	#		ilto.		
Lithic	15					argilane		

Nom de la roche

Lithic Arenite.

Echantillon n° LH21

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente :

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Cist	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	50	Subanguleux → subarrondis	0.1-0.2mm	Bon		Nature inoplo. siliceux	50		3 interalit micacés
clay	2	Subanguleux	0.1-0.1mm	#					
litic	7	Subarrondis	#	#					
feldsp	1	Subanguleux	#						

Nom de la roche : Arénite.

Echantillon n° LH22

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 20%.

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Cist	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	50	Subarrondis	< 5mm	Kauai		Ciment de celle cristallin	50		Biotite en beau minéral
feldsp	5	#	< 1mm						

Nom de la roche : Grès grossier → conglomérat

Echantillon n° LH23

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 20%.

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Cist	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	30	subarrondis	0.1-0.3mm			Ciment calcaire	5		
feldsp	20	#	#						
litic	15	#	≤ 0.5mm						

Nom de la roche : Grès à ciment calcaire.

Echantillon n° LH24

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Cassure :

Structure pétrographique :

Porosité apparente : 15%.

Couleur :

Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES						MATRICE ou CIMENT (pores)			OBSERVATIONS
Nature	%	Morph.	Taille	Cist	Remarques	Nature	%	Taille	
Qz	40	subarrondis	0.1-0.5mm			Nature siliceux	50		
feldsp	5	subanguleux	#						
litic	10	#							

Nom de la roche : litic poche

Echantillon n° *LH25*

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : *25%*
Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Cist.	Remarques	Nature	%	Taille
<i>Qz</i>	<i>30</i>	<i>subangul.</i>	<i>0.35mm</i>	<i>Bon</i>		<i>Matrice</i>	<i>15</i>	
<i>Feldspth</i>	<i>20</i>	<i>subangul.</i>	<i>0.50mm</i>	<i>Bon</i>		<i>silt.</i>		
<i>Lithin</i>	<i>10</i>	<i>arrondi</i>	<i>0.4mm</i>	<i>Moyen</i>		<i>argil.</i>		

Nom de la roche

*Akonic. lithic arguite.*Echantillon n° *LH27*

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : *30%*
Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Cist.	Remarques	Nature	%	Taille
<i>Qz</i>	<i>15</i>	<i>subangul.</i>	<i>0.25-0.5</i>			<i>Matrice</i>	<i>50</i>	
<i>Feldspth</i>	<i>15</i>	<i>#</i>	<i>0.2-0.5mm</i>			<i>silt.</i>		
<i>Lithin</i>	<i>15</i>	<i>subangul.</i>	<i>0.2-0.5</i>			<i>argil.</i>		

Nom de la roche

*Akonic roache*Echantillon n° *LH28*

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : *30%*
Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Cist.	Remarques	Nature	%	Taille
<i>Qz</i>	<i>50</i>	<i>subangul.</i>	<i>0.2-0.7mm</i>			<i>Matrice</i>	<i><3</i>	
<i>Feldspth</i>	<i>7</i>	<i>subangul.</i>	<i>#</i>			<i>silt.</i>		
<i>Lithin</i>	<i>10</i>	<i>subangul.</i>	<i>#</i>			<i>argil.</i>		

Nom de la roche

*Arguite*Echantillon n° *LH29*

STRUCTURE DU SEDIMENT

CARACTERES GENERAUX DE LA ROCHE

Orientation P.M. :

Structure pétrographique :

Couleur :

Cassure :

Porosité apparente : *30%*
Homogénéité matrice :

ELEMENTS FIGURES

MATRICE ou CIMENT (pores)

OBSERVATIONS

Nature	%	Morph.	Taille	Cist.	Remarques	Nature	%	Taille
<i>Qz</i>	<i>50</i>	<i>Subangul.</i>	<i>0.2-0.7mm</i>			<i>Matrice</i>	<i><3</i>	
<i>Feldspth</i>	<i>7</i>	<i>Subangul.</i>	<i>0.2-0.5mm</i>			<i>silt.</i>		
<i>Lithin</i>	<i>10</i>	<i>Subangul.</i>	<i>0.2-0.5mm</i>			<i>argil.</i>		

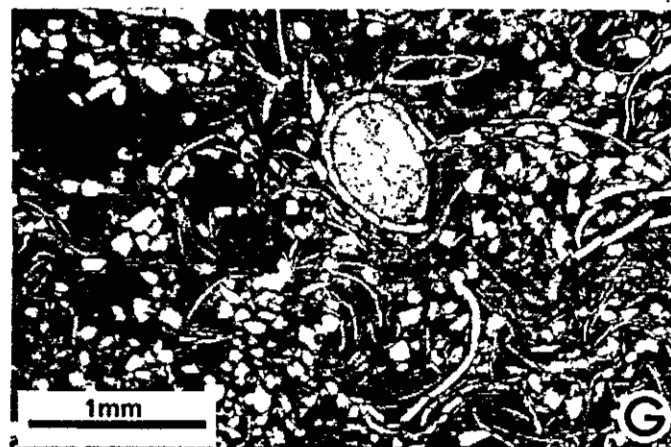
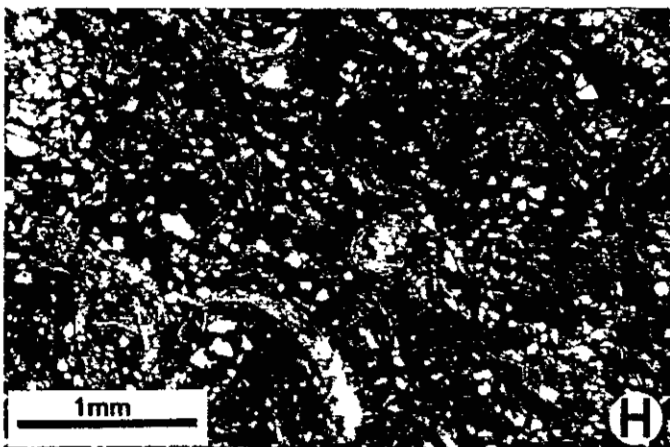
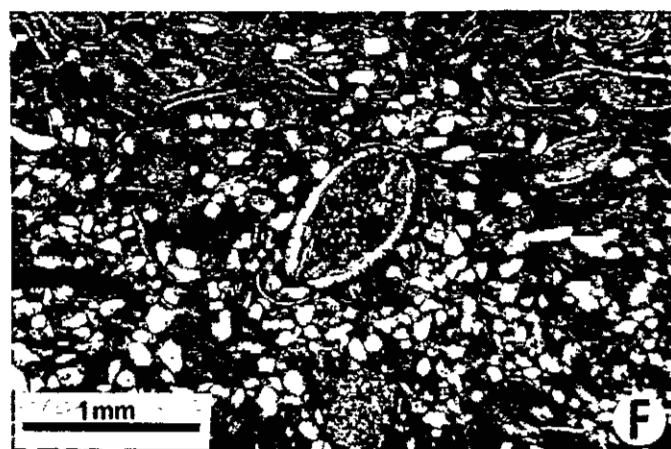
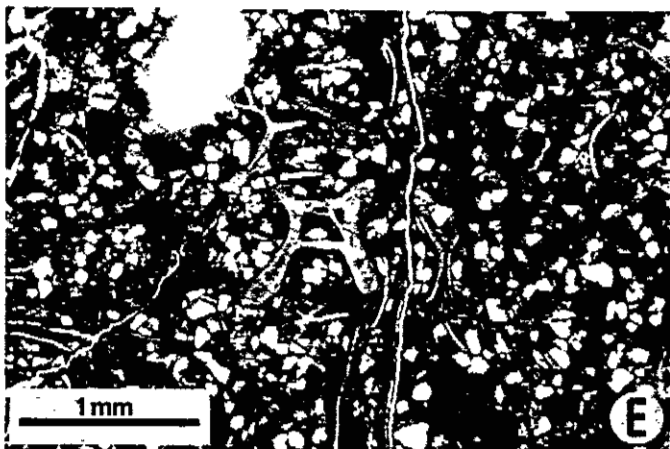
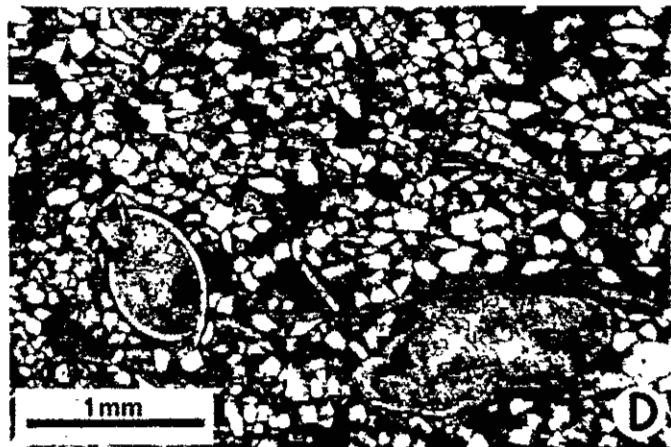
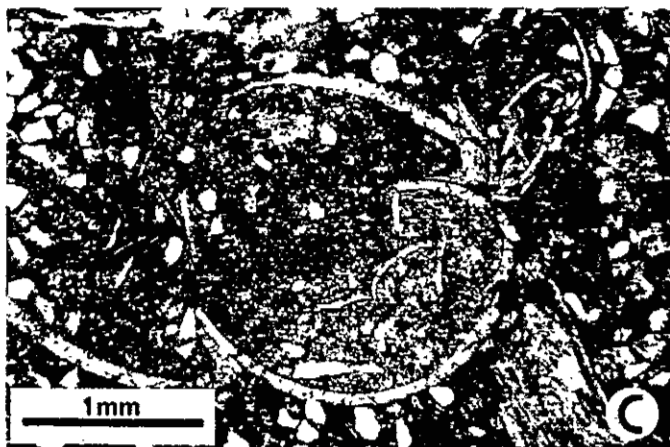
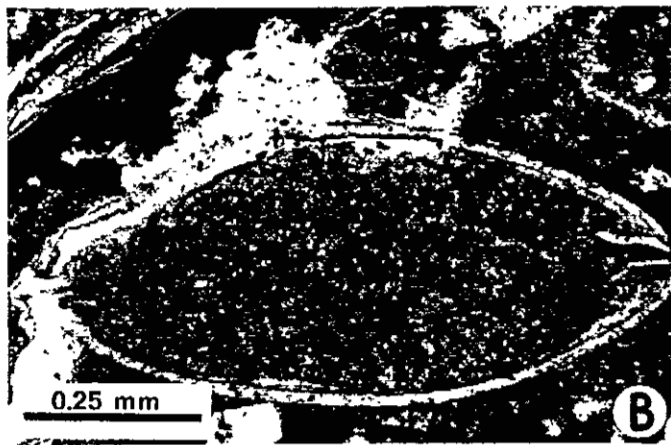
Nom de la roche

Arguite.

**Clichés montrant les micro-faciès lumachelliques
de la Formation Ringbone du Campano-Maastrichtien**



Les débris de coquilles observés sont ceux de Brachiopodes et de Bivalves de type "*Unio*"
(Bivalve hétérodonte lacustre dont la répartition stratigraphique s'étend du Trias à l'actuel)



RINGBONE Fm (Campano-Maastrichtien)

LITTLE HATCHET Mountains

ANNEXE 3

ANALYSE MODALE

Présentation de la méthode d'analyse d'image

**Résultats : analyse des grès et conglomérats
des confins américano-mexicains**

Q	F	L		Qm	F	Lt
49	6	45		45	6	49
59	26	15		59	26	15
45	23	32		45	23	32
52	26	22		50	26	24
55	22	23		52	22	26
54	18	28		49	18	33
59	15	26		55	15	30
60	9	31		45	9	46
38	16	46		35	16	49
81	2	17		80	2	18
57	11	32		53	11	36
73	7	20		69	7	24
83	16	1		65	16	19
89	4	7		71	4	25
67	7	26		55	7	38
63	18	19		50	18	32
65	11	24		45	11	44
64	12	24		52	12	36
82	10	8		59	10	31
59	14	27		55	14	31
65	8	27		62	8	30
66	7	27		60	7	33
48	6	46		45	6	49
67	5	28		60	5	35
57	1	42		52	1	47
59	2	39		55	2	41
60	3	37		55	3	42
62	+	38		60	+	40
49	6	45		45	6	49
50	10	40		45	10	45
55	12	33		50	12	38
55	10	35		50	10	40
50	10	40		45	10	45
50	45	5		45	45	10
45	45	10		42	45	13
45	47	8		40	47	13
43	50	7		40	50	10
40	45	15		38	45	17
40	48	12		40	48	12
35	50	15		30	50	20
30	50	20		28	50	22
35	55	10		33	55	12
32	55	13		30	55	15
35	60	5		30	60	10
35	63	2		25	63	12
30	65	5		20	65	15
25	70	5		20	70	10
28	70	2		25	70	5
20	75	5		17	75	8
5	80	15		5	80	15
45	10	35		40	10	40
35	20	45		25	20	55
30	25	40		25	25	50
30	25	45		20	25	55

RINGBONE Fm
(Cretace superieur)

Q	F	L		Qm	F	Lt
100	0	0		95	0	5
100	0	0		93	0	7
90	0	10		85	0	15
95	5	0		90	5	5
95	0	5		90	0	10
95	0	5		90	0	10
90	5	5		86	5	9
88	2	10		86	2	12
86	5	9		85	5	10
80	10	10		80	10	10
80	15	5		75	15	10
78	10	12		77	10	13
75	5	20		72	5	23
75	15	10		73	15	12
73	12	15		64	12	24
72	5	23		60	3	35
70	13	17		60	13	27
70	18	12		59	18	23
67	10	23		54	10	36
66	25	9		55	25	20
65	15	20		56	15	29
60	10	30		52	10	38

HELL-to-FINISH Fm
(Cretace inferieur)

PLAN.

1. Traitement d'image et Sciences de la Terre.

- A : L'imagerie.
- B : La robotique.
- C : L'iconographie.

2. L'analyse d'image appliquée à l'analyse modale.

- A : Principe général de l'analyse modale.
- B : Caractères minéralogiques des Quartz et des Feldspaths.
 - B1 : Quartz.
 - B2 : Feldspaths.
- C : Le traitement d'image : méthodologie.
 - C1 : Saisie de l'image.
 - C2 : Codage.
 - C3 : Restauration.
 - *amélioration des contrastes : étalement de dynamique.
 - *traitement d'image direct : utilisation de seuillage.
 - C4 : Extraction des informations.

3. Présentation de la station d'analyse d'image de l'Université de Bretagne Occidentale de Brest.

INTRODUCTION.

Depuis quelques années, l'avènement des robots capables de percevoir leur environnement a fait faire un bond en avant aux théories et techniques de la perception. Parmi celles-ci, la vision s'est affirmée d'emblée comme un domaine de recherche privilégiée : rapidement est née la vision assistée par ordinateur (VAO) dans laquelle vient s'intégrer le traitement d'image (Figure 1).

Le domaine des Sciences de la Terre caractérisé par une grande diversité de forme et de couleur de ses objets naturels, constitue un champ propice à l'application de cette technique de pointe. Le traitement d'image apporte à cette vieille science d'observation une quantification des informations jusqu'à présent analysées et traitées subjectivement sur le terrain ou en laboratoire.

Ainsi depuis 1986, "l'imagerie" se conjugue avec géologie structurale, pétrologie, sédimentologie et paléontologie. Derrière ces simples rimes se cache une réelle révolution scientifique. Corrélativement, l'image du géologue se transforme : pris au milieu de cette "tourmente" informatique, une lente métamorphose s'opère en lui. Le crapahuteur, l'aventurier et le "coureur de garennes" d'antan troque ses godillots, son sac à dos, ses carnets et minutes de terrain contre une console d'ordinateur, des disquettes et des images traitées. De nomade errant de chaînes en chaînes, il devient un sédentaire ancré à son écran lumineux.

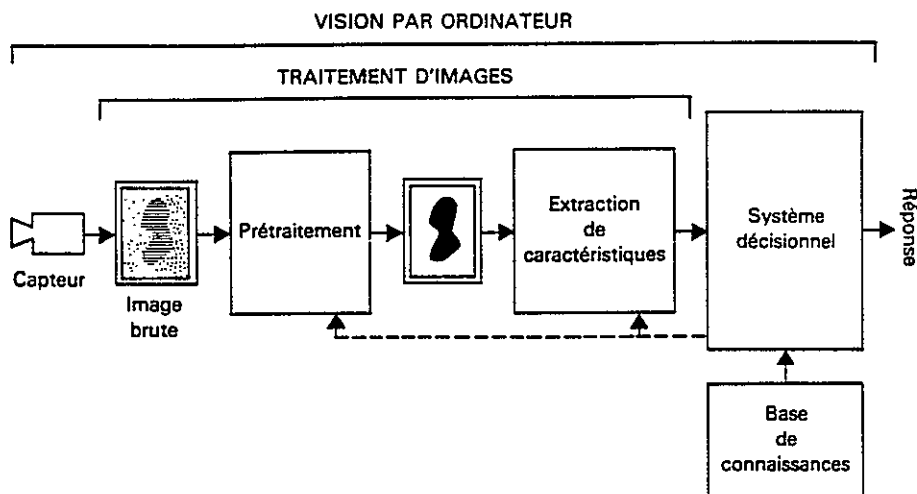


FIGURE 1. La chaîne de Vision Assistée par Ordinateur (VAO).

1- TRAITEMENT D'IMAGES ET SCIENCES DE LA TERRE.

En géologie, les domaines d'application du traitement d'image se regroupent suivant trois catégories prépondérantes amenant le géologue à examiner la Terre comme un objet neuf.

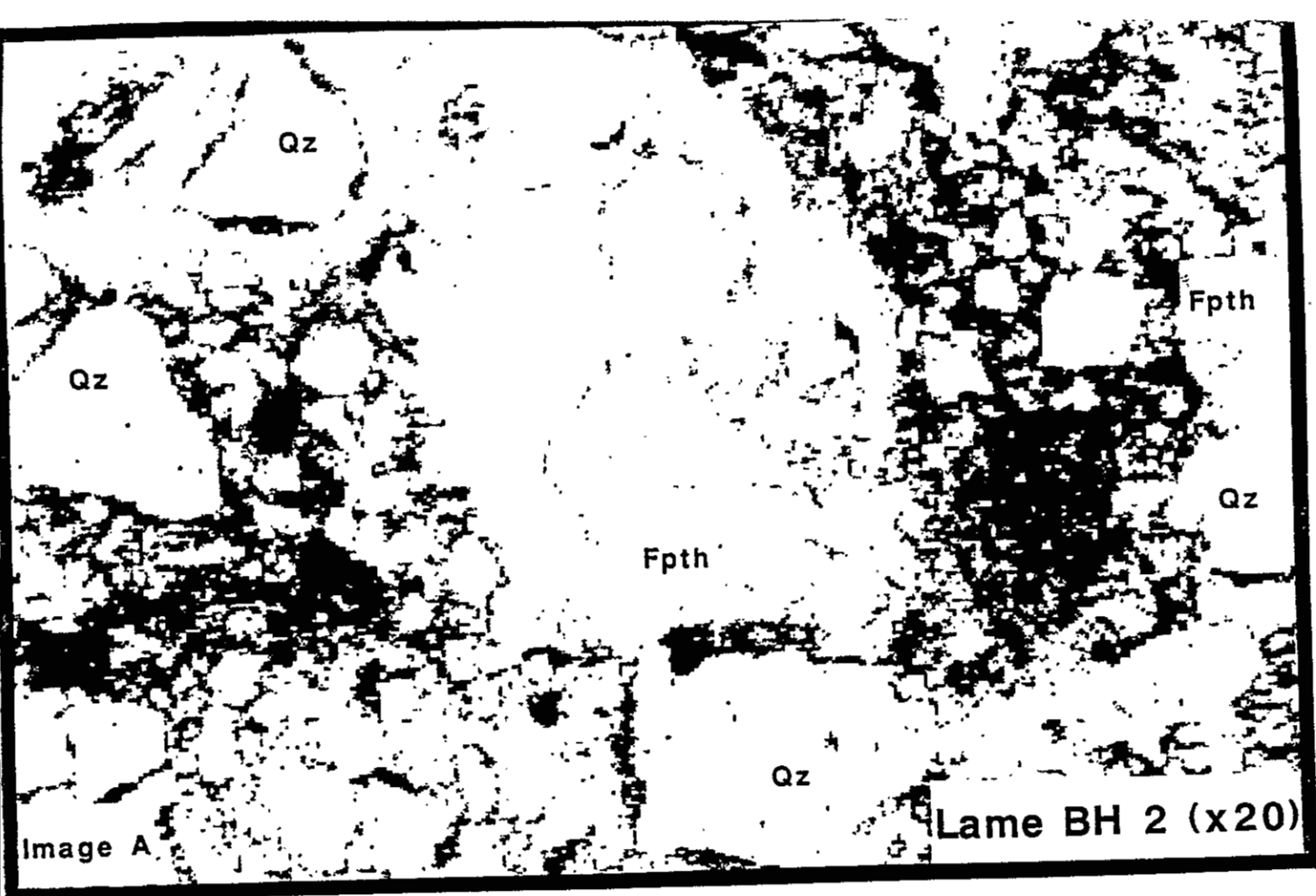
- A : L'imagerie aérienne et spatiale dans laquelle les traitements concernent l'amélioration des images satellites, l'analyse des ressources terrestres et la cartographie automatique. C'est le monde de la télédétection dont les "objets" étudiés sont de grande taille. La photographie satellite supplantant en partie la traditionnelle photographie aérienne, de nombreux programmes de recherche sont venus s'ancrer sur cette vision satellitaire de la Terre : "Géoscope" (programme d'études sismiques), "Seasat" (modélisation du géoïde océanique), "Tectoscope" (cinématique géodynamique), et "Lithoscope" (structure de la Terre) sont autant de nouveaux programmes français témoignant de la percée de cette technique dans la communauté géologique et du vif intérêt porté par cette dernière pour "l'image".

- B : La robotique, en grand développement depuis une dizaine d'années, intéresse plus précisément l'océanologie. Les tâches usant de l'image concernent l'assemblage (pièces mécaniques pour les pipe-lines sous marins), la préhension ("pinces" du Nautille français) et la robotique mobile (soucoupes Cyana, Nautille...). L'opération "Titanic" effectuée par le Centre IFREMER de Brest en collaboration avec les Américains durant l'été 1987, constitue un exemple remarquable des possibilités techniques acquises par ces robots au fond des océans.

- C : L'iconographie dont l'information graphique se situe à l'échelle de l'échantillon et de la lame mince. De récents travaux (Vansteelandt, 1986), ont démontré l'intérêt de l'application de ces techniques d'analyse d'image à la géologie:

- établissement d'analyses modales (Pétrologie).
- mesure de la porosité dans les roches sédimentaires (Sédimentologie pétrolière).
- analyse de la morphologie et de la taille d'un groupe de fossiles afin de pouvoir faire des déterminations d'espèces par comparaison de paramètres morphologiques et de leurs rapports (Paléontologie).

Dans le cadre de notre étude sédimentaire sur la provenance détritique des séries crétacé inférieur rencontrées aux confins de la frontière américano-mexicaine, nous avons décidé, en collaboration avec la station d'analyse d'image de l'UBO (laboratoire de Schaff), d'entreprendre une analyse modale par ordinateur. (Figure 2).



(x10)



(x10)

FIGURE 2..Analyse d'image appliquée à l'analyse modale. Discrimination Qz-Feldspath.

Image A: Image digitalisée non traitée. Les composants minéraux sont reconnaissables.

Image B: Seuillage des Feldspaths. Après une discrimination effectuée sur les teintes de gris, ceux-ci apparaissent en blanc. Leur pourcentage relatif dans la lame est de 37% (plages automorphes et éléments constitutifs de la matrice).

Image C: Seuillage des Quartz. Leur pourcentage dans la lame est de 43% (plages essentiellement automorphes).

2- L'ANALYSE D'IMAGE APPLIQUEE A L'ANALYSE MODALE.

- A : Principe général de l'analyse modale.

Les roches détritiques terrigènes sont composées pour au moins 50% de débris (clastes) issus de l'érosion d'un continent. La nomenclature de ces roches est très variée : outre la taille des grains, elle fait intervenir la nature des clastes, la présence ou non d'un ciment et sa nature, ainsi que des critères génétiques (type d'altération, modalité de transport et de dépôts...). D'après la composition minéralogique des roches terrigènes, Dickinson et Suczek, (1979), ont défini dans des diagrammes triangulaires spécifiques, différents "champs". Chacun de ceux-ci définit une source détritique mère. Deux diagrammes ternaires sont classiquement utilisés (Graham et al, 1976.). (Figure 3).

- le diagramme Q.F.L.
- le diagramme Qm.F.Lt.

Ils se basent tous les deux sur les proportions, déterminées par l'analyse modale, de différents minéraux:

- les Quartz, Feldspaths et fragments Lithiques (Q.F.L.),et
- les Quartz monocristallins, Feldspaths et la totalité des fragments Lithiques (Qm.F.Lt). (Tableau 1).

Tableau 1 : Minéraux situés aux pôles des diagrammes triangulaires Q.F.L. et Qm.F.Lt.

- $Q = Q_m + Q_p$.

*Q : Totalité des Quartz.

*Q_m : Quartz monocristallins.

*Q_p : Quartz polycristallins.

- F = Totalité des Feldspaths (Plagioclases et Orthoclases).

- Lt = L + Q_p.

*Lt : Totalité des fragments lithiques aphanitiques.

- L = L_v + L_s.

* L_v : Fragments lithiques volcaniques et métavolcaniques.

* L_s : Fragments lithiques aphanitiques sédimentaires et métasédimentaires.

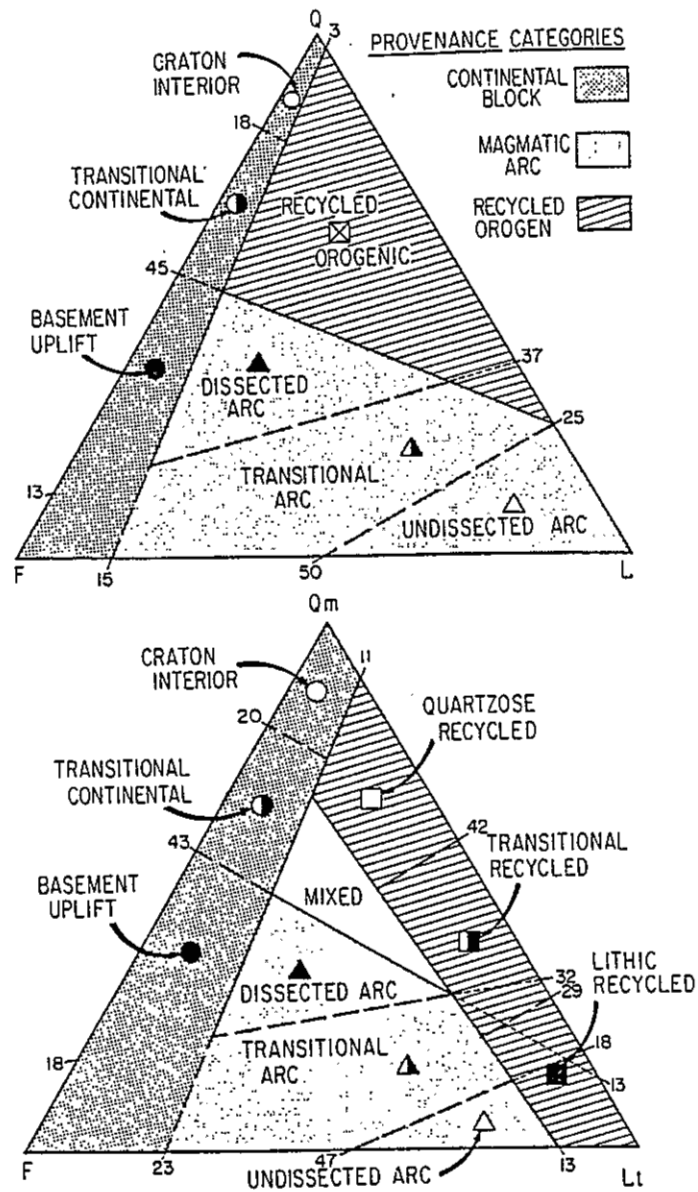


FIGURE 3. Diagrammes triangulaires QFL et QmFLt montrant les différents champs d'origine pour les roches détritiques terrigènes. Les nombres présents sur les côtés des diagrammes triangulaires définissent les différentes subdivisions empiriques établies par Dickinson et Suczek, (1979) pour les champs "sources". Sur un côté donné, chaque nombre correspond à la proportion en pourcentage du minéral situé au pôle apical le plus proche.

Ces diagrammes se subdivisent en trois "champs" principaux correspondant à trois sources détritiques d'origine:

- continentale (boucliers et plateformes).
- magmatique (arc actif).
- orogénique (ceintures tectoniques remaniées).

Pour mener à bien notre étude, les Quartz et les Feldspaths ont fait l'objet d'une investigation visuelle analytique. Parallèlement, la proportion des autres éléments (essentiellement les fragments lithiques), a été estimée par la méthode traditionnelle du "compteur de point". Par rapport à celle-ci, l'analyse d'image nous apporte rapidité mais également précision. Par discrimination morphologique et chromatique, elle permet une estimation globale du pourcentage des minéraux (Qz et Fpth) présents dans une lame mince.

- B : Caractères minéralogiques des Quartz et des Feldspaths.

Les différents minéraux d'une paragenèse peuvent être discriminés par leur forme et leur couleur (niveau de gris en lumière naturelle). Dans le cas présent, les caractéristiques des paragenèses étudiées avec le concours de l'analyse d'image sont assez contrastées pour permettre une bonne différenciation au microscope (lumière naturelle).

- B1 : Caractères minéralogiques du Quartz en lame mince.

Malgré une grande diversité de formes, les Quartz sont aisément reconnaissables en L.N. : parfaitement incolores, ils se présentent selon de belles plages toujours claires et limpides dépourvues de toute altération. (Roubault et al, 1982).

- B2 : Caractères minéralogiques des Feldspaths.

De réfringence moyenne faible, les Feldspaths se différencient des Quartz par une altération plus grande. Ainsi, au contraire des Quartz qui sont toujours limpides, les Feldspaths se présentent très souvent sous la forme de plages opaques gris sale en lumière naturelle. De plus, certains Feldspaths montrent des clivages parfois bien visibles. (Figures 4 & 5).



Figure 4 : Qz et Fdpaths en Lumiere naturelle et polarisee

- les plages incolores, claires et limpides des Quartz (Qz).
- les plages opaques, gris sales et mâclées des Feldspaths (Fpth).

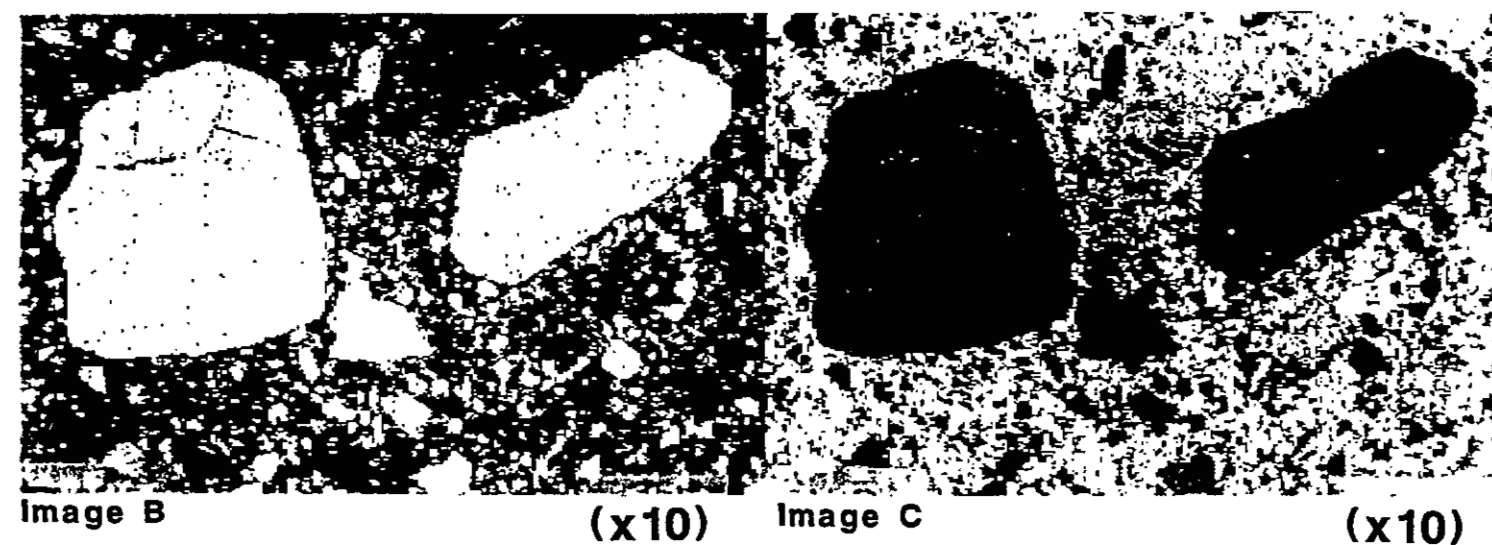
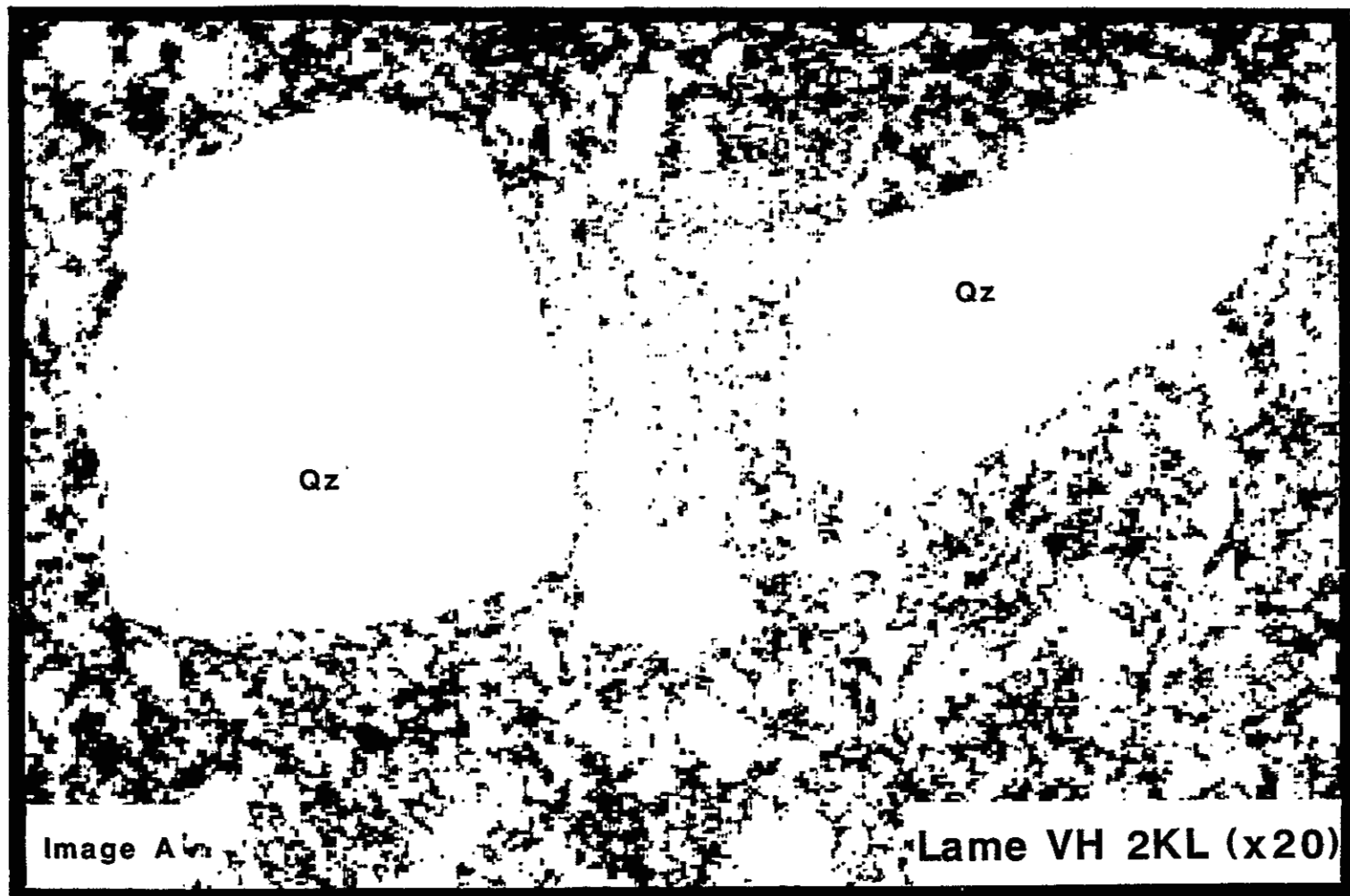


FIGURE 5. Plages incolores, claires et limpides de Quartz (Qz).

-Image A: Image digitalisée non traitée. Les Quartz apparaissent sous la forme de deux gros grains automorphes et d'une myriade d'autres de taille plus petite.

-Image B: Seuillage des Quartz. Grâce à plusieurs fonctions de transfert, les Quartz se retrouvent "isolés" chromatiquement des autres constituants minéraux de la lame.

-Image C: Même image en "négatif".

Ainsi, cette différenciation morphologique et chromatique des Quartz et des Feldspaths permet d'établir avec précision une analyse modale par traitement d'image. La discrimination se fera essentiellement au niveau des différences de teintes entre les deux minéraux. Le contrôle par microscope reste parfois nécessaire lorsque, pour des raisons techniques, ces caractères discriminatoires ne sont pas assez exprimés. (Figure 6).

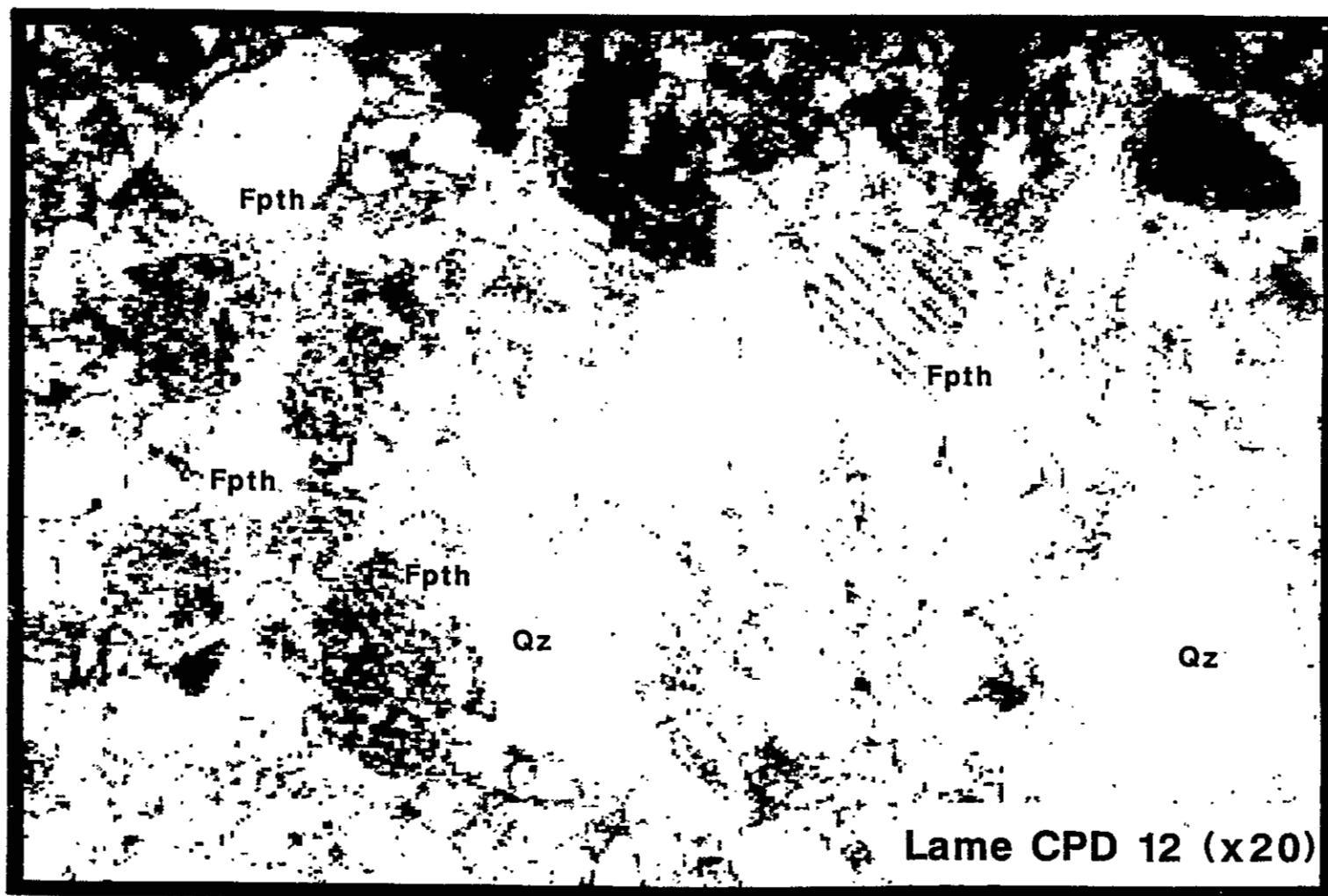


FIGURE 6. Image digitalisée non traitée. Après avoir décomposé l'image originelle en pixels, les grains de Quartz (Qz) apparaissent sous la forme de plages limpides et incolores à la différence des Feldspaths (Fpth) automorphes qui demeurent gris et maclés. Noter la présence de nombreux Feldspaths (taches gris sale) dans la matrice.

- C : Le traitement d'image : méthodologie.

Le traitement d'image a pour principe d'utiliser la puissance du calcul informatique pour déceler des informations visuelles et graphiques auxquelles l'oeil n'a pas accès. Le système utilisé (Traitement d'image VISILOG) décompose le spectre blans- noir en 256 niveaux de gris différents (contre 30—40 pour un oeil humain).Quatre phases résument la méthodologie du traitement de l'image (Toumazet, 1986):

- saisie de l'image.
- codage des informations visuelles.
- restauration de l'image.
- extraction des informations.

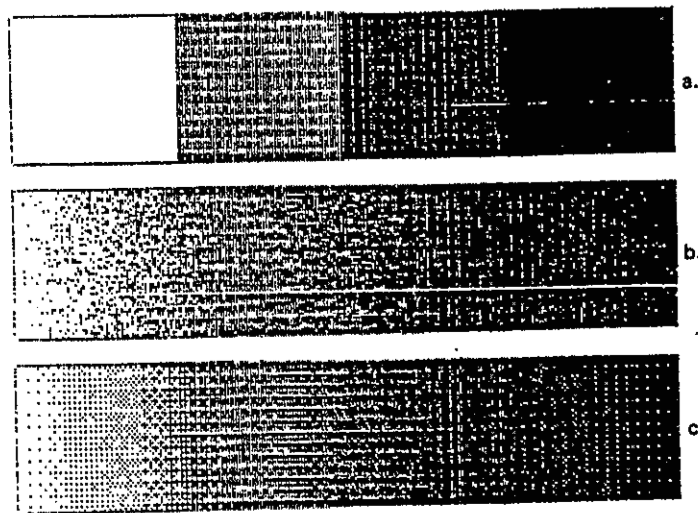


FIGURE 7. Affichage d'une rampe de niveaux de gris de 0 à 255. a: affichage quatre couleurs, b: affichage par seuil aléatoire, c: affichage par matrice de seuil, (Toumazet, 1986).

- C1 : Saisie de l'image.

Pour notre étude, la saisie des données (en l'occurrence les lames minces), s'est faite par l'intermédiaire d'une caméra vidéo branchée sur un microscope. Cette méthode consiste à transformer, à l'aide d'un convertisseur, les lignes du balayage TV en informations numériques.

- C2 : Codage.

Le codage permet de transformer chaque image en un tableau dont les dimensions sont de 256x256. Chaque élément du tableau, donc de l'image, est appelé "pixel". Pour une image 256x256, on possède 65536 pixels et chacun de ceux-ci possède un niveau de gris parmi les 256 de référence. L'image, sous cette forme, est relativement simple, mais elle est néanmoins entachée de certaines erreurs dues notamment à la saisie des données. On se doit de "restaurer" l'image, c'est-à-dire de la "nettoyer".

- C3 : Restauration.

Cette étape consiste à rétablir les composantes de l'image initiale en formes et en couleurs. Plusieurs traitements sont alors appliqués à l'image.

* Etablissement de l'histogramme de l'image en utilisant des fonctions de transfert. Pour une image donnée, l'histogramme obtenu nous donne le nombre de pixel pour chacun des 256 niveaux de gris. Une sélection ("seuillage") de certaines teintes de gris devient alors possible. (Figure 8).

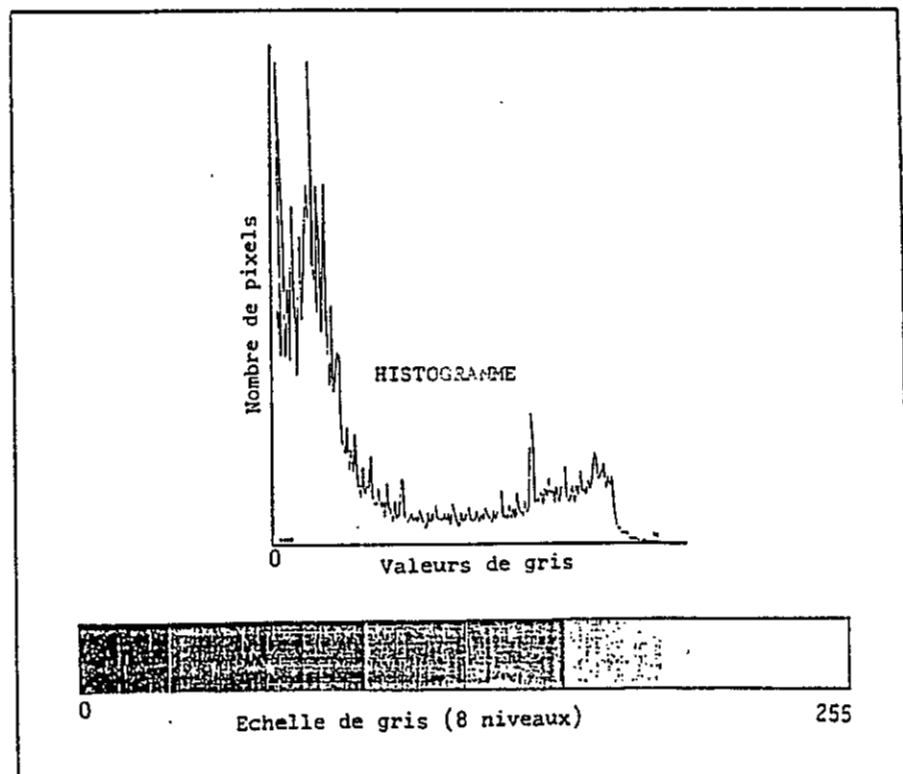


FIGURE 8. Histogramme d'une image et échelle de gris, (Vansteeland, 1986).

* Amélioration des contrastes : étalement de la dynamique d'une image. Lors de la prise de vue, des imperfections et interférences lumineuses font que l'histogramme de l'image obtenue n'occupe pas toute l'échelle des gris. Afin que les points les plus clairs soient blancs et les plus sombres noirs, on utilise une fonction de transfert qui "étaie" les valeurs de l'histogramme et augmente ainsi les contrastes de l'image. (Figure 9).

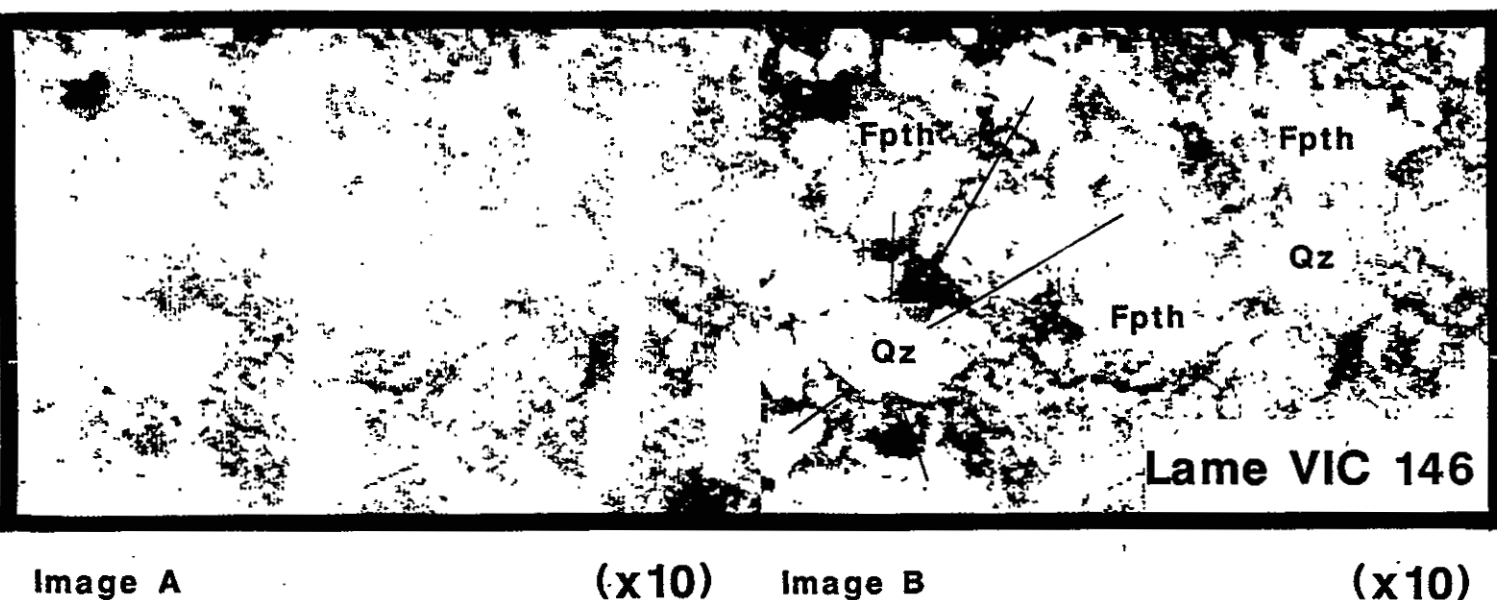
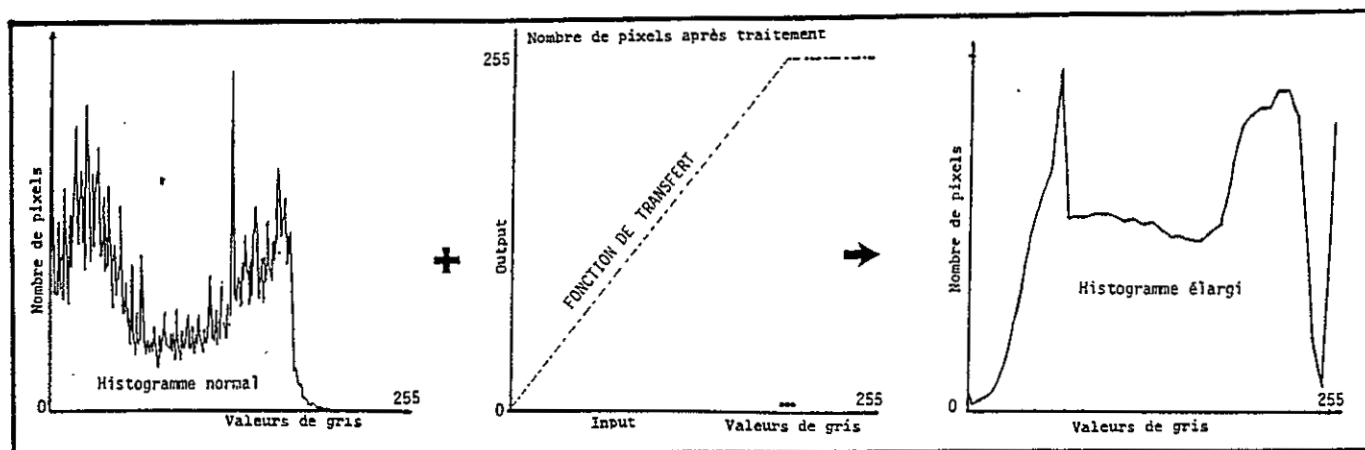


FIGURE 9. Etalement de dynamique pour augmenter le contraste d'une image. Grâce à une fonction de transfert, on a augmenté le contraste chromatique et morphologique de l'image brute A afin d'obtenir une image améliorée en B.

* Traitement d'image direct : utilisation de "seuillages". Ce traitement permet de "seuiller" une image en éliminant avec précision certaines valeurs de gris.

Dans notre cas:

- un seuillage "passe- bas" a été utilisé pour différencier les Quartz qui présentent, en lame mince et en lumière naturelle, les teintes les plus claires.
- un seuillage "passe- bande" a permis de discriminer les Feldspaths. (Figure 10).

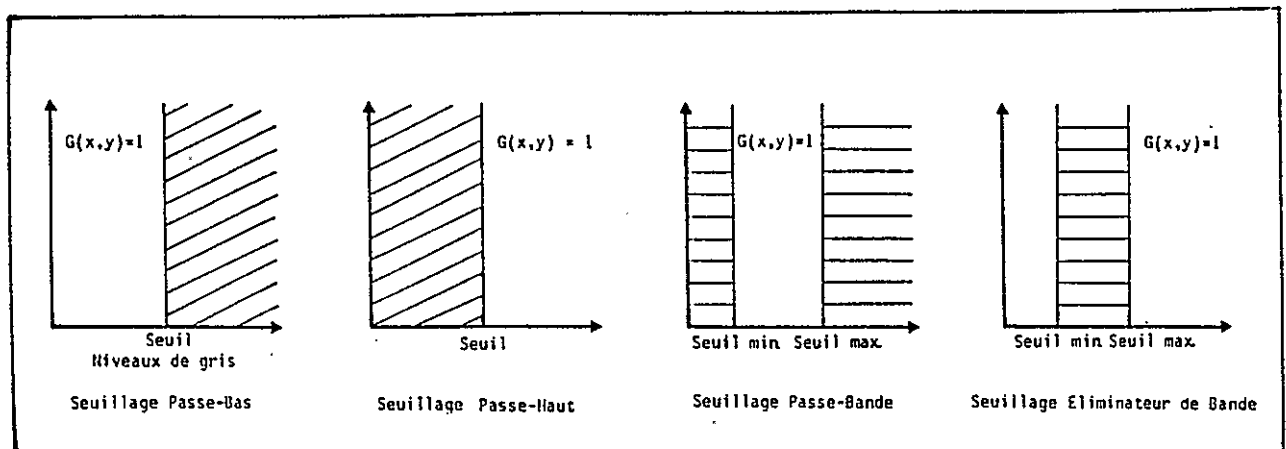


FIGURE 10. Principe de seuillages d'images, (Vansteeland, 1986).

- C4 : Extraction des informations.

Le logiciel de traitement d'image et de morphologie mathématique "VISILOG" permet d'extraire, mis à part les dénombrements et les histogrammes de base, des paramètres relatifs aux surfaces occupées par les minéraux discriminés (Qz et Fpth). En divisant ces valeurs par la surface totale de l'image (65536 pixel carré), on obtient la proportion de ces minéraux dans la lame.(Figure 11).

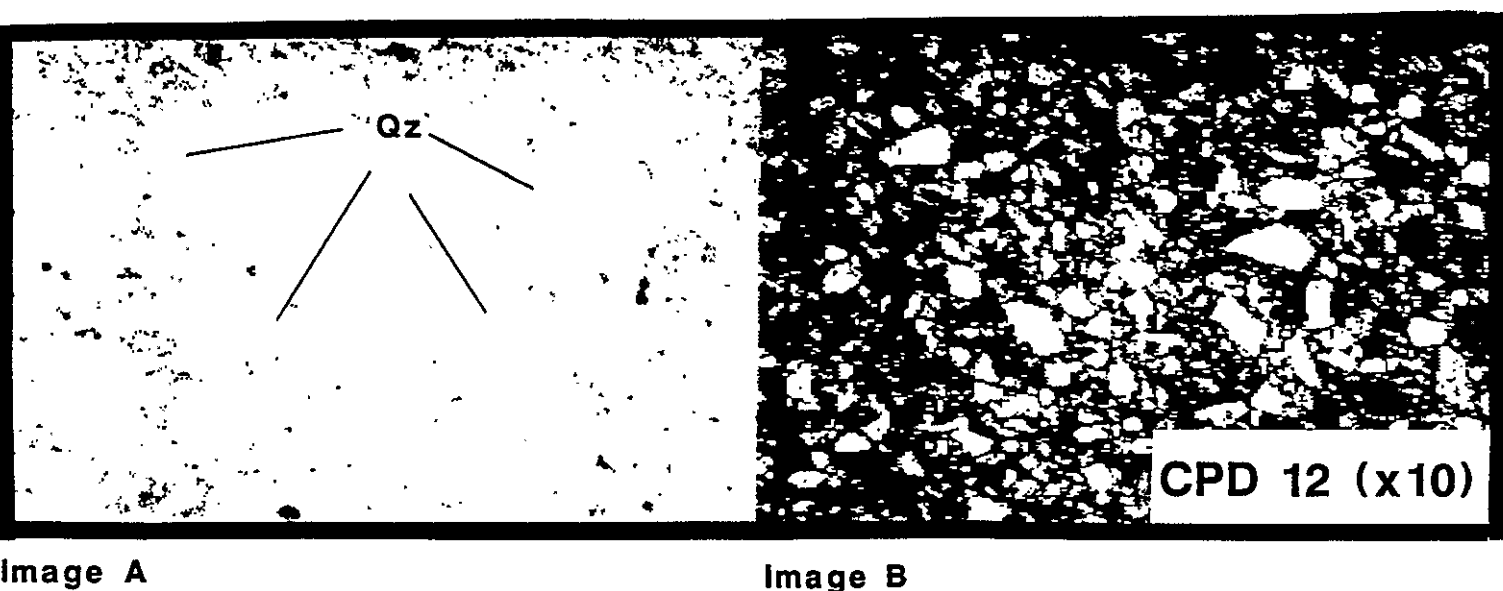


FIGURE 11. Seuillage "passe-bas" pour les Quartz (Qz).

-Image A: Image digitalisée non traitée.

-Image B: Image "seuillée". La surface occupée par les Quartz (Qz) est égale à 16896 pixel carré. La surface totale de l'image étant de 65536 pixel carré, la proportion des Quartz est égale à $(16896:65536) \times 100$, soit 25%.

3. PRESENTATION DE LA STATION D'ANALYSE D'IMAGE;

La station d'analyse d'image installée à l'Université de Bretagne Occidentale, est basée sur un micro- ordinateur IBM PC AT3 qui traite les acquisitions d'une caméra CCD et permet de les visualiser en pseudo couleur (16 couleurs). L'étude portant sur l'analyse modale des lames minces a été possible en adaptant la caméra sur un microscope Leitz. La saisie des images microscopiques ainsi obtenues, est contrôlée sur un moniteur noir et blanc Sony. L'image acquise, ainsi que celles obtenues après les différents "traitements", sont visualisées sur l'écran de travail.

Descriptif (Figure 12).

Micro-ordinateur : IBM PC AT 3

Configuration : 640 Ko, 6 MHz, 16 bits
Disquettes de 1,2 Mo
Disques durs de 30 et 32 Mo
Coprocesseur mathématique 80 287
MS-DOS 3.21

Moniteur de contrôle :

Le SONY PVM-91 CE est un moniteur noir et blanc de 9 pouces de haute définition avec des caractéristiques de synchronisation externe.

Descriptif : Norme CCIR, Tube image 9 pouces (diagonale), Définition 800 lignes (horizontale).

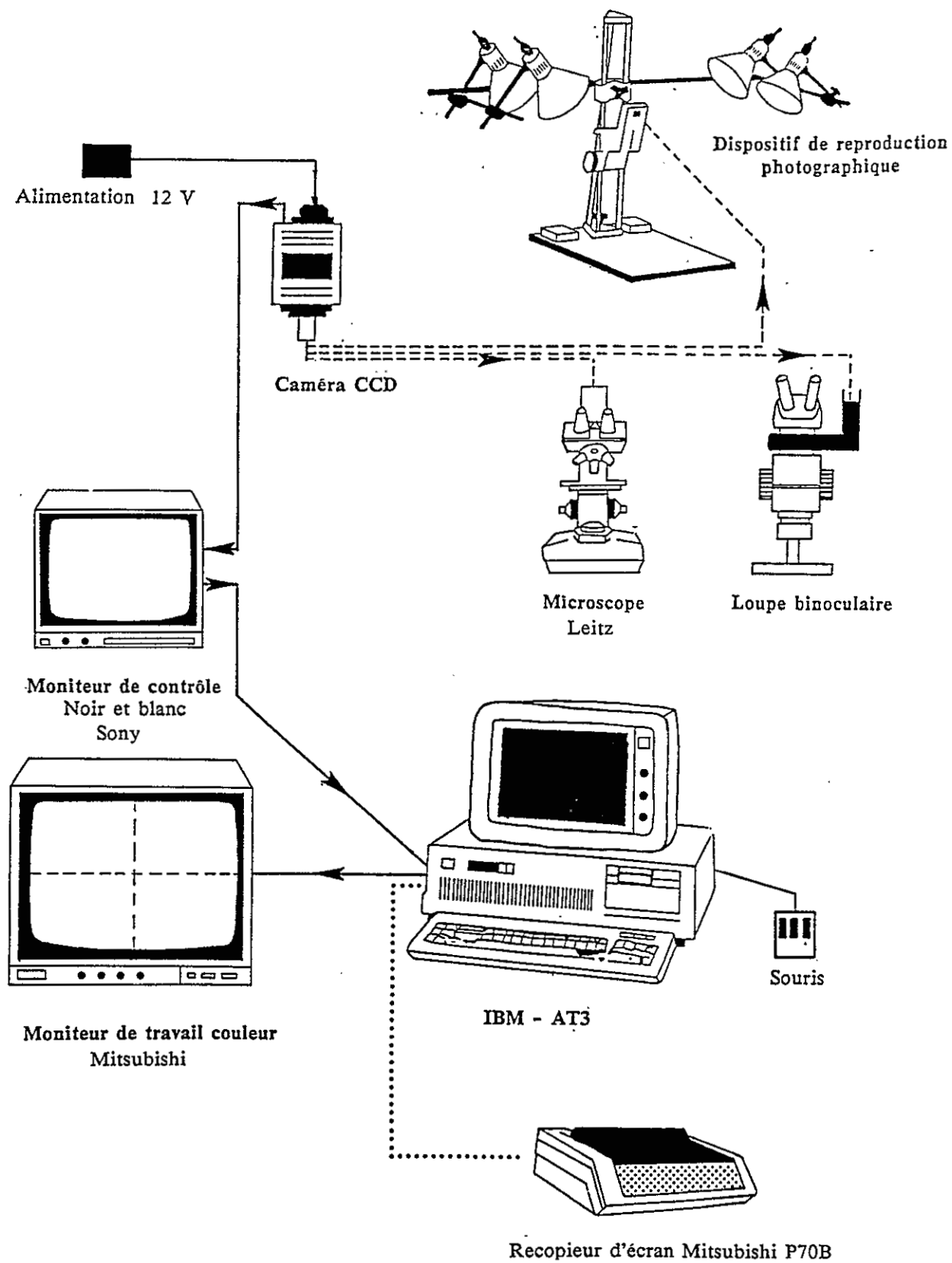


FIGURE 12. La station d'analyse d'image de l'Université de Bretagne Occidentale.

Moniteur de travail :

Le C-3479 CRT MITSUBISHI est un moniteur couleur haute résolution et longue persistance.

Descriptif :

Fréquence de balayage : Verticale 40 à 70 Hz
Horizontale 15,5 à 24 Hz
tube image : 14"
haute résolution : < 0,4 mm
phosphores longue persistance

Signal d'entrée RGB : 0,7 - 1,5 Vp-p

Carte Vidéo : Imaging Technology PGF8

Acquisition d'images vidéo : 30 balayages /s
Système pseudo-couleurs : 16 couleurs
Visualisation d'images en pseudo-couleur : 512 x 512 x 8 bits
4 tables de conversion de niveaux de gris d'entrée

Caméra vidéo : IVC 562 BC de I2S

Caméra CCD à transfert de lignes
500 (H) x 582 (V) photoéléments
Affichage vertical : 575 lignes TV
Synchronisation : 625 lignes
Fréquence horizontale : 15,625 kHz
Fréquence verticale : 50 Hz
Sortie vidéo : 1 v crête à crête sur 75 ohms
synchronisation négative
2 trames entrelacées
Illumination minimale : 3,5 lux sans filtre IR
Rapport signal/bruit : > 40 dB

Imprimante : EPSON RX-100

Imprimante compatible IBM parallèle
100 cps (coups par seconde)
matrice de 9 points aiguilles

BIBLIOGRAPHIE.

DICKINSON, W.R. , et C.A. SUCZEK (1979). Plate tectonics and sandstones compositions. *A.A.P.G. Bull.*, vol.63, pp.2164-2182.

GRAHAM, S.A. , R.V. INGERSOLL, et W.R. DICKINSON (1976). Common provenance for lithic grain in carboniferous sanstones from Ouachita Mtns and Black Warrior Basin. *Journal of Sedimentary Petrology*, vol.46, pp.620-632.

ROUBAULT, M. , J. FABRIES, J. TOURET, et A. WEISBROD (1982). Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant. *Ed. Lamarre-Poirat*. pp.382.

TOUMAZE J. (1986). Traitement d'image sur micro-ordinateur. *Ed. Sybex*. pp.260.

VANSTEELAND, M.L. (1986). Les relations entre l'iconographie et les différentes phases constitutives de quelques concrétions sédimentaires. *Rapport de DEA. Un. de Bretagne Occidentale Brest*. pp.45.

ANNEXE 4

THERMOLUMINESCENCE

Présentation physique et méthodologie

in :

*"Documents complémentaires au cours de sédimentation détritique
de l'Institut de Géologie de l'Université de Fribourg/Suisse"
(3ème cycle Romand en Sciences de la Terre)*

par

J.P. IVALDI (Université de Nice)

**Tableaux des résultats obtenus sur les grès et granites
des confins américano-mexicains**

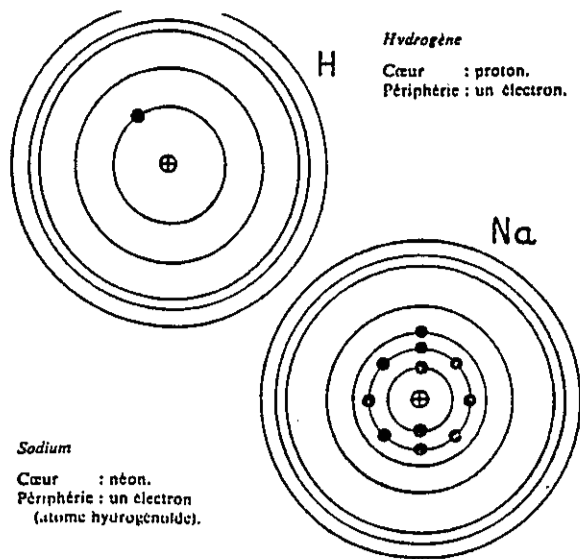


Figure A4-1

Structure schématique circulaire de
H et de Na

Figure A4-2

Bande de valence (V), interdite (I) et
de conductivité (C)

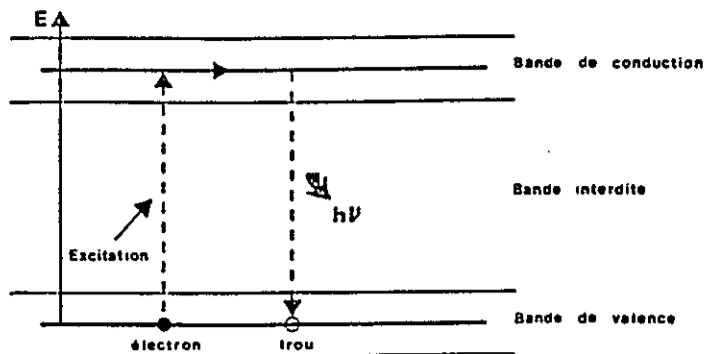
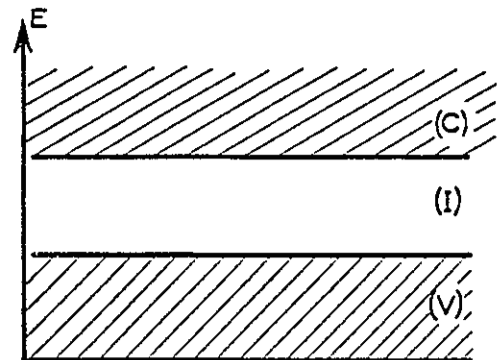


Figure A4-3

Schéma énergétique d'une
fluorescence

THERMOLUMINESCENCE

Phénomène physique et méthodologie

I. Le phénomène physique

I.1. Structure de l'atome

I.2. Formation d'un cristal : théorie des bandes

I.2.1. Les conducteurs

I.2.2. Les semi-conducteurs et les isolants

I.3. Fluorescence et phosphorescence : cristaux parfaits et réels

I.3.1. Imperfections physiques

I.3.2. Imperfections chimiques

II. Application de la thermoluminescence aux Sciences de la Terre

II.1. Généralités

II.2. L'analyse des séries détritiques et le choix des "marqueurs"

II.3. La préparation des échantillons

II.4. L'appareillage détecteur de la luminescence

II.5. L'émission lumineuse et le choix des paramètres

III. Limites de la thermoluminescence dans l'élaboration des reconstructions paléogéographiques

IV. Application de la méthode aux grès et granites des confins américano-mexicains : présentation des résultats

I. Le phénomène physique

La thermoluminescence (TL) désigne l'absorption d'énergie par la matière et sa réémission, par activation thermique, sous forme de rayonnement visible ou proche du visible. Il s'agit d'une luminescence cristalline étroitement liée à la structure de l'atome, à l'existence du réseau cristallin et à son action sur le comportement des électrons.

I.1. Structure de l'atome

Le schéma classique rendant compte de la constitution des atomes est celui d'un noyau autour duquel gravitent les électrons possédant une énergie quantifiée (**Fig. A4-1**). Chaque électron est ainsi caractérisé par les valeurs numériques de quatre nombres (entiers ou demi-entiers) appelés nombres quantiques : n , l , m et s . Le nombre " n ", appelé nombre quantique principal, représente le numéro de la couche sur laquelle gravite l'électron. Le nombre " s " ("spin") caractérise le pivotement (moment cinétique de rotation) de l'électron sur lui-même. Les deux autres nombres quantiques (entiers) ont des significations moins concrètes se rattachant à la forme des orbites et à leur orientation. Au zéro absolu, les électrons se répartissent sur les différentes couches électroniques et occupent d'abord les niveaux de moindre énergie situés dans l'environnement immédiat du noyau. L'occupation des niveaux d'énergie s'effectue progressivement, en respectant le principe d'exclusion de Pauli pour lequel deux électrons ne peuvent avoir tous leurs nombres quantiques identiques. Le dernier niveau occupé porte les électrons dits *de valence*. Les couches

1.2.1. Les conducteurs

Dans de tels corps, les énergies de liaison entre molécules sont fortes : elles provoquent l'élargissement des bandes d'énergie et leur chevauchement. Il n'y a pas de bande interdite. Les électrons de valence peuvent, sous la seule influence de l'agitation thermique, se répartir sur les niveaux vides de la bande de conduction : les bandes de valence seront alors partiellement remplies.

1.2.2. Les semi-conducteurs et les isolants

Les énergies de liaison de leurs molécules sont d'importance moyenne. Elles laissent subsister entre la bande de valence et la bande de conduction une bande interdite qui s'oppose au libre transfert des électrons d'une bande à l'autre : à 0° K, les bandes de valence sont soit saturées, soit totalement vides. Le nombre des électrons de valence dans la maille élémentaire d'un cristal isolant est un entier pair. L'étendue de la bande interdite détermine les principales propriétés du cristal. Celui-ci est un semi-conducteur lorsque sa bande interdite ne dépasse pas 0,6 eV (électron-volt). Il s'agit d'un isolant lorsque cette même bande s'étend sur plusieurs eV. Dans le premier cas, l'agitation thermique correspondant aux températures usuelles permet de faire passer des électrons de la bande de valence à la bande de conduction. Dans le second cas, la mobilité des électrons est nulle à la température ambiante.

Seuls les cristaux isolants nous intéressent dans les applications de la TL aux Sciences de la Terre. Dans une représentation à deux dimensions proposée par Grottrian en remplacement de la représentation sphérique, le schéma énergétique des isolants se compose de trois bandes : une bande de valence V, une bande interdite I et une bande de conduction C (Fig. A4-2).

1.3. Fluorescence et phosphorescence : cristaux parfaits et cristaux réels

Les luminescences cristallines regroupent les *fluorescences* et les *phosphorescences*. Les phénomènes de fluorescence peuvent être expliqués à partir d'un schéma énergétique à trois bandes V, I et C (Fig. A4-3). Soit un électron à l'état fondamental dans la bande de valence : par un apport d'énergie, cet électron est susceptible de quitter la bande de valence, de franchir le vide d'énergie représenté par la bande interdite et de gagner ainsi la bande de conduction. Il circule alors dans cette bande, puis retombe au bout d'un temps "t" de l'ordre de 10^{-8} s dans la bande de valence, où il se recombine avec un "trou" laissé vacant par son départ lors de l'excitation. La recombinaison électron-trou s'accompagne d'une émission lumineuse que l'on qualifie de *fluorescence*.

La représentation des niveaux énergétiques d'un atome par trois bandes V, I, C est valable pour les cristaux parfaits. Dans les cristaux réels, d'autres niveaux sont à considérer : les niveaux métastables. Ces niveaux sont liés à la présence d'imperfections physiques et/ou chimiques dans le réseau cristallin.

1.3.1. Imperfections physiques

Les particules d'un réseau cristallin ne sont jamais parfaitement immobiles. Elles décrivent, sous l'effet de l'agitation thermique, des trajectoires souvent complexes autour des positions moyennes que sont les noeuds du réseau cristallin. Celui-ci apparaît en fait comme un état limite des états réels. Au voisinage de la température de fusion, les amplitudes des vibrations thermiques sont assez importantes et provoquent une diffusion à l'état solide. Ce type de diffusion se produit également pour des températures relativement basses : les vibrations thermiques propagées à l'intérieur du cristal et réfléchies par ses faces, peuvent interférer en certains points particuliers du réseau et provoquer des mouvements de forte amplitude capables de chasser une particule de sa position d'équilibre moyen. Cette particule peut être un ion, un atome neutre ou seulement un électron.

- le transfert d'un électron d'une particule à une autre provoque une ionisation interne (Fig. A4-4) ;
- le déplacement d'un ion ou d'un atome neutre entraîne la formation d'une lacune et/ou d'une particule interstitielle. La lacune est le défaut le plus simple qui puisse affecter le solide cristallin : elle correspond à un atome ou un ion manquant. Sa formation peut résulter du déplacement d'un atome depuis un site cristallin interne jusqu'à un site de surface (= défaut de Schottky, Fig. A4-5), ou du passage d'un atome en position d'insertion dans un site du réseau normalement non occupé (= défaut de Frenkel, Fig. A4-5) ;
- la diffusion de certains atomes (métalliques) dans un cristal provoque la formation de centres colorés. Ce type de défaut absorbe de la lumière visible et provoque la coloration du minéral, alors qu'une lacune ordinaire n'affecte que l'absorption de l'ultra-violet. Le centre coloré le plus simple est le centre F (de l'allemand Farbe) qui est une lacune d'ion négatif associée à un électron en excès lié cette lacune (Fig. A4-6).

Lors de la croissance des cristaux et/ou au cours de leur solidification peuvent naître des *dislocations*. Le passage d'une dislocation à travers un cristal est équivalent au glissement d'une partie de ce cristal. On admet actuellement que l'apparition de ce type de défaut est favorisée par une croissance cristalline dans des conditions de faible sursaturation et par la présence, en grande quantité, de lacunes à l'intérieur du solide. Les contraintes thermiques et la déformation plastique augmentent également, dans de fortes proportions, la densité des dislocations. Leur présence accroît l'énergie interne du système cristallin et prédispose aux phénomènes de diffusion des particules à l'intérieur du réseau. Les dislocations font intervenir des mécanismes de translation, flexion et rotation : ce sont des imperfections physiques en ce sens qu'elles ne supposent à aucun moment l'intervention de particules ne faisant pas partie du cristal parfait.

1.3.2. Imperfections chimiques

Les phénomènes de diffusion à l'état solide permettent la pénétration, dans un réseau cristallin,

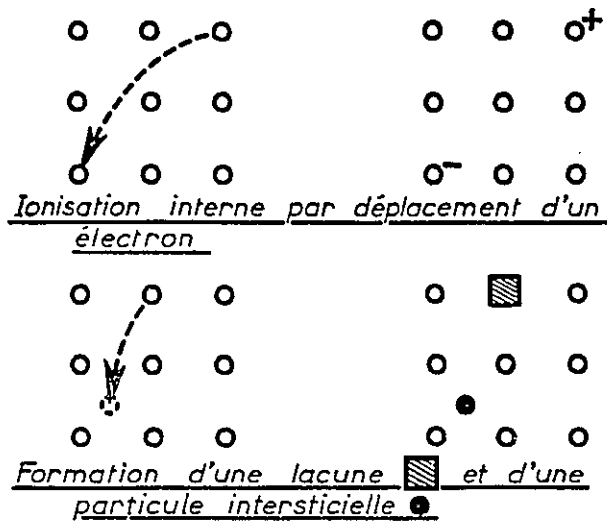


Figure A4-4

Deux types d'imperfections physiques

Figure A4-5

Défauts de Schottky et de Frenkel dans un cristal ionique. Les flèches indiquent le déplacement des ions. Dans un défaut de Schottky, l'ion est transporté à la surface du cristal ; dans un défaut de Frenkel, il est placé en position d'insertion.

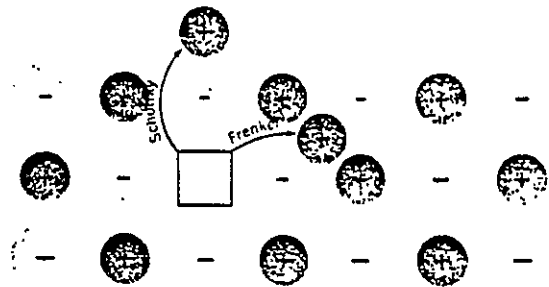
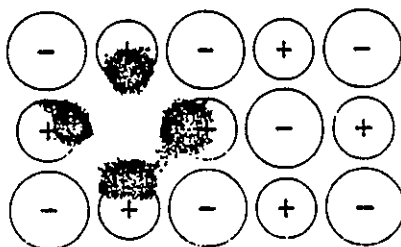


Figure A4-6



Centre F : il s'agit d'une lacune d'ion négatif avec un électron en excès lié à cette lacune. La distribution de cet électron en excès est fortement concentrée sur les cations métalliques adjacents à la lacune.

d'ions ou d'atomes étrangers qui constituent ce que l'on appelle des imperfections chimiques. Un cristal contenant de telles imperfections est dit "dopé".

Au cours de la diffusion, il peut y avoir substitution d'un ion à un ion de même valence, ou capture en position interstitielle (Fig. A4-7). La substitution peut également se faire avec un ion de valence différente : dans ce cas, la nécessité de maintenir le cristal globalement neutre implique un échange d'électrons entre la particule interstitielle et les bandes de valence des constituants atomiques normaux du cristal.

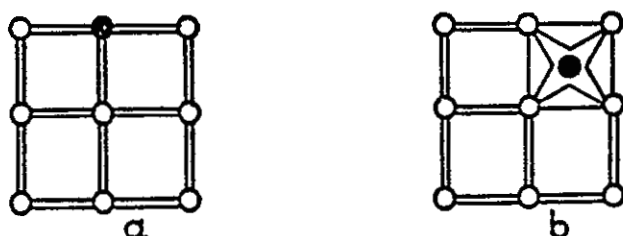


Figure A4-7

Impuretés chimiques

Les imperfections physiques et chimiques introduisent des dissymétries dans le réseau cristallin et provoquent, à l'échelle atomique, l'apparition de niveaux métastables capables de piéger les électrons. Ces niveaux se situent dans la bande interdite et permettent d'expliquer le phénomène de **phosphorescence** dont le mécanisme est le suivant : un électron de la bande de valence, porté énergétiquement dans la bande de conduction, pourra tomber sur l'un de ces niveaux métastables et être ainsi piégé. A partir de là, seul un nouvel apport d'énergie externe au système cristallin peut le dépiéger et lui faire regagner la bande de conduction, puis la bande de valence. La recombinaison électron-trou au niveau de cette bande est accompagnée d'une émission lumineuse que l'on appelle une **phosphorescence**. L'énergie permettant de dépiéger les électrons peut être d'origine physique ou chimique. Lorsqu'il s'agit d'une énergie thermique, on parle de *thermoluminescence*, bien que les fluorescences soient exclues du phénomène. *La thermoluminescence (TL) est donc une phosphorescence activée thermiquement.*

On admet actuellement que l'énergie nécessaire au piégeage des électrons sur les niveaux métastables, est fournie dans la nature par les radio-éléments contenus à l'état de traces dans les minéraux et les roches. La durée de vie des électrons sur les niveaux métastables est variable, de l'ordre de la fraction de seconde au million d'années.

On distingue habituellement deux types de TL :

- la **thermoluminescence naturelle (TLN)** qui rend compte du piégeage des électrons par les radio-éléments naturels au cours des temps géologiques ;
- la **thermoluminescence artificielle (TLA)**, émission lumineuse obtenue après vidage des niveaux métastables par préchauffe, puis repiégeage des électrons par des radiations hautement énergétiques : RX, rayonnements alpha, bêta, gamma ...

III. Applications de la thermoluminescence aux sciences de la Terre

III.1. Généralités

Les imperfections physiques et chimiques responsables de la présence des niveaux métastables dans les cristaux réels, donc de leur thermoluminescence (TL), apparaissent pour la plupart lors des processus de croissance des minéraux. Cette croissance s'effectue dans des conditions de pression et température bien déterminées et dans un environnement chimique donné. La multiplicité des facteurs qui interviennent au cours de la cristallisation des minéraux fait que ces imperfections, et par là la position et le nombre des niveaux métastables, ainsi que leur aptitude à piéger des électrons, ne sont jamais rigoureusement identiques. L'émission lumineuse constitue en quelque sorte l'équivalent d'une empreinte digitale du minéral pouvant nous renseigner sur les conditions de cristallisation des minéraux. Le champ d'investigation de la TL dans le domaine des Sciences de la Terre est vaste et on distingue trois axes de recherche principaux :

- **la géochronologie** : datation des restes archéologiques et des roches volcaniques récentes. Toutefois, la saturation rapide (à l'échelle géologique) des niveaux métastables rend problématique l'emploi de la méthode dans la datation d'événements anté-quaternaires ;
- **la métallogénie** : emploi de la TL comme guide de prospection, avec dénombrement des phases de cristallisation, évaluation de leur âge respectif et différenciation des épisodes minéralisés et stériles ;
- **la sédimentologie** : reconstitutions paléogéographiques. Le matériel des séries sédimentaires et celui des ensembles éruptifs et métamorphiques sont thermoluminescents. L'analyse TL comparée de leurs constituants permet d'établir des corrélations ou des impossibilités entre ces formations, d'effectuer des reconstitutions paléogéographiques en suivant dans le temps la distribution et l'évolution des sédiments provenant d'aires sialiques distinctes. La validité de la méthode en sédimentologie est basée sur deux principes :
 - + l'émission lumineuse dépend des conditions de cristallisation des minéraux. Elle est fonction de leur histoire génétique et diffère à grande échelle d'une entité géologique à une autre ;
 - + les caractères thermoluminescents acquis lors de la cristallisation demeurent inchangés au cours de l'évolution post-génétiques des minéraux.

Le second de ces postulats n'est pas totalement respecté dans le cas des séries carbonatées : la pression, la température et le degré de recristallisation de la roche constituent autant de facteurs qui peuvent modifier la TL initiale de la roche. Par contre, les caractères TL des quartz des séries détritiques sont peu influencés par l'action des agents épigénétiques.

II.2. L'analyse des séries détritiques et le choix du "marqueur"

Les comparaisons entre séries gréseuses et provinces distributives de matériel détritique peuvent être effectuées à partir de l'étude de la roche totale ou de l'analyse de ses constituants : quartz, feldspaths, accessoires ... L'expérience montre que les analyses sur roche totale ou sur feldspaths fournissent des résultats dont l'interprétation est fort délicate.

- **la roche totale** : la TL obtenue intègre l'émission de l'ensemble des minéraux, mais reflète surtout celle des feldspaths, et à un degré moindre celle du quartz. D'une manière générale, les feldspaths sont les minéraux les plus thermoluminescents des roches détritiques : leurs intensités atteignent fréquemment des valeurs dix fois supérieures à celles du quartz. Des essais effectués sur les Grès d'Annot ont montré que 5% de feldspaths suffisaient à modifier de façon très sensible l'émission du quartz (Fig. A4-8). La TL de la roche totale évolue donc essentiellement en fonction de la proportion des feldspaths.

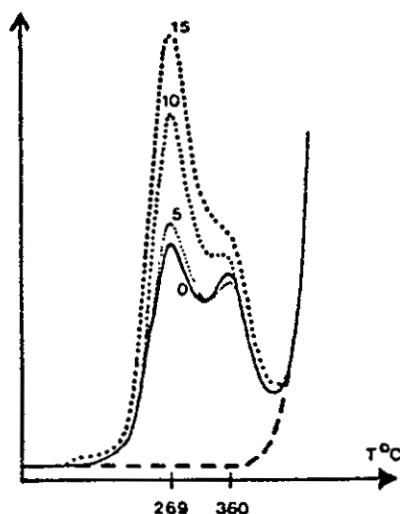


Figure A4-8

Courbes de TLN de mélanges
Quartz-Feldspaths (minéraux en
grains). L'intensité du premier pic
augmente en fonction d'un
pourcentage croissant de feldspaths
(0, 5, 10, 15%).

- **les feldspaths** : leur TL varie en fonction de l'altération météorique (transferts d'éléments en traces, modifications de la composition chimique globale et de la structure cristalline), des contraintes tectoniques et du degré de photodéexcitation naturelle.
- **le quartz** : il constitue un excellent marqueur TL des séries gréseuses de par la stabilité de ses propriétés thermoluminescentes dans le domaine de la diagénèse et son abondance dans les roches endogènes et exogènes. Seul son emploi dans les domaines métamorphiques nécessite certaines précautions.

II.3. La préparation des échantillons

Les analyses sur le quartz "en grains" permettent des comparaisons valables et aisées entre le matériel détritique et ses sources présumées. Les dragées de quartz fournissent une information plus hétérogène et plus fragmentaire. Leur étude, comme celle des éléments de roches endogènes parfois disséminés dans les formations détritiques peut cependant constituer un élément d'information supplémentaire susceptible de résoudre des problèmes d'ordre secondaire.

L'emploi de la TL dans l'élaboration des reconstitutions paléogéographiques, basée sur l'analyse comparée de données numériques, nécessite des conditions de reproductivité parfaites. Le prélèvement des échantillons et leur préparation (broyage, tamisage, séparation du quartz, homogénéisation des poudres) doivent être effectués avec le maximum de précautions.

- *l'échantillonnage* : il doit être réalisé suivant une maille assez lâche dans un premier temps permettant de déceler les variations latérales et verticales de la TL. L'échantillon de roche prélevé doit avoir une taille assez importante (de l'ordre de 10 à 15 cm dans sa plus grande dimension), afin d'avoir une bonne représentation des différentes familles de quartz.
- *les techniques de préparation* : le bloc de roche est fragmenté au marteau, concassé, broyé (broyeur concasseur) à une granulométrie inférieure à 2 mm, puis tamisé. Après lavage et séchage à l'air libre, la fraction 1-2 mm est triée. Les grains de quartz sont séparés manuellement, à la pince, contrôlés sous la loupe binoculaire puis broyés (broyeur à mortier) à une granulométrie comprise entre 200 et 315 microns. Une bonne homogénéisation des poudres nécessite le tri de 2 à 3 cm³ de quartz. Lorsque les grains de quartz ne sont pas triables à l'oeil nu, la séparation peut être effectuée soit par liqueurs denses (bromoforme), soit à l'aide d'un séparateur électrostatique. Ces deux techniques donnent cependant de moins bons résultats que la séparation manuelle. La poudre de 200-315 microns est ensuite traitée aux acides, puis séchée à une température inférieure à 100°C pour ne pas altérer sa TLN. L'attaque aux acides est importante : elle permet d'éliminer les impuretés de surface des grains de quartz et les effets du broyage.
 - + l'acide chlorhydrique à chaud permet d'éliminer la matrice carbonatée de certains grains et les oxydes de fer qui diminuent l'intensité globale de TL.
 - + l'acide fluorhydrique (HF) : son action est double. Ce traitement permet d'éliminer les traces de feldspaths qui restent parfois engrenés avec le quartz, notamment dans les roches éruptives, cristallophylliennes et les arkoses. Il supprime également l'influence du broyage qui perturbe la partie superficielle des grains de quartz et modifie leur TLA. L'attaque HF, en découpant la zone corticale des grains, annule les effets du broyage.

NB₁ : le broyage n'influence que faiblement la TLN du quartz en diminuant l'intensité globale de l'émission (**Fig. A4-9**). Les modifications de la TLA peuvent être expliquées par augmentation de la probabilité de piégeage des électrons sur certains niveaux métastables liés à des pièges structuraux (dislocations par exemple) créés dans la partie superficielle des grains de quartz.

NB₂ : les mesures de TL sont effectuées sur 150 mg de poudre. Cette quantité fournit une bonne analyse statistique du stock quartzueux dans le cas des roches détritiques.

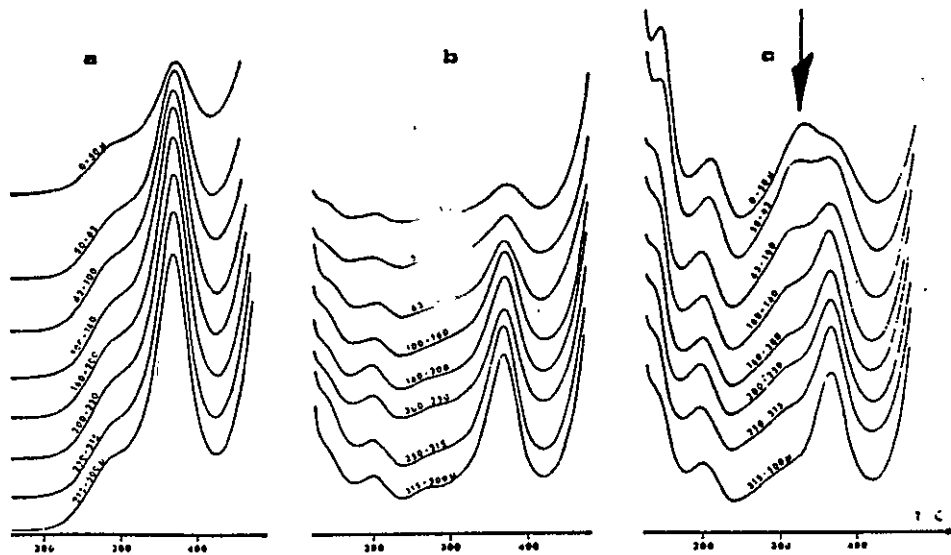


Figure A4-9

Variations des courbes de TL du quartz des sables "éocènes" de Biot en fonction de la granulométrie. a : TLN, échantillon broyé ; b : TLA, échantillon non broyé ; c : TLA, échantillon broyé.

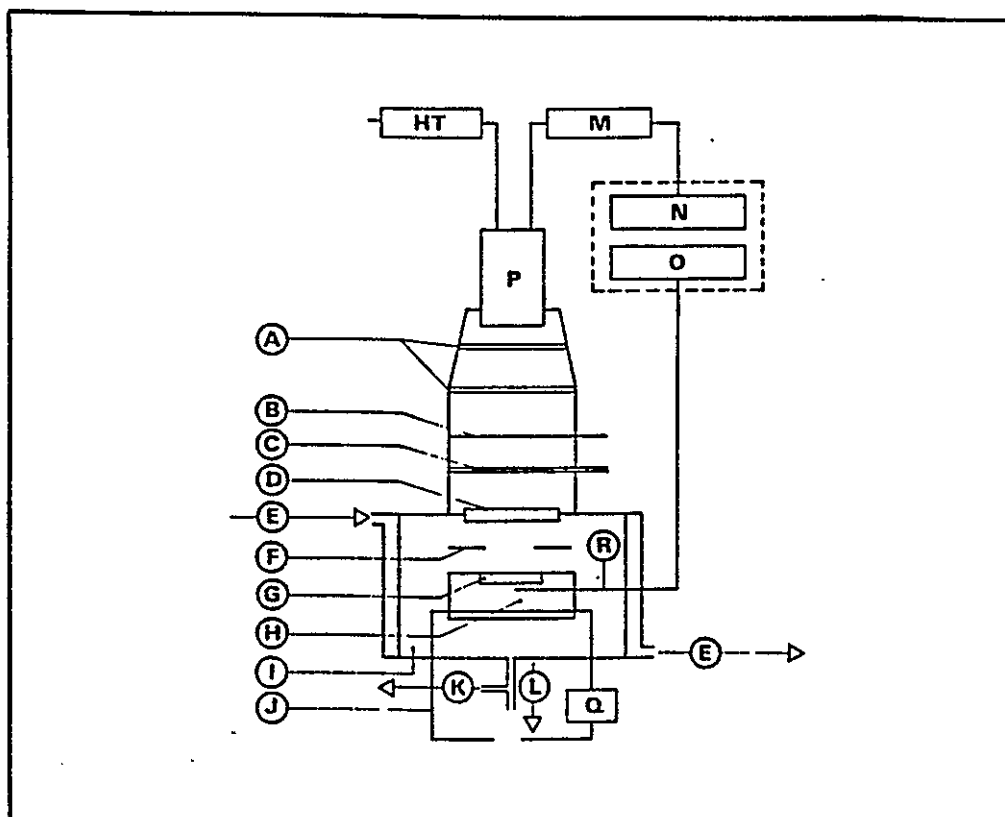


Figure A4-10

Appareillage

LEGENDE

A, double hublot de quartz - B, obturateur - C, tiroir filtre - D, hublot de quartz - E, circulation d'eau - F, diaphragme - G, cavité réceptrice de l'échantillon - H, four - I, enceinte du four - J, circuit de chauffage du four - K, ballast - L, pompe à vide - M, picoampèremètre - N, enregistreur du flux lumineux émis par l'échantillon - O, enregistreur de la température du four - P, photomultiplicateur - Q, asservissement de la tension de chauffage - R, thermocouple.

II.4. L'appareillage détecteur de la luminescence

Trois parties essentielles composent l'appareillage (Fig. A4-10) :

- *le dispositif de chauffage* auquel est associé un système mesurant en continu la température de l'échantillon analysé. Ce dispositif fournit l'énergie thermique nécessaire au dépiégeage des électrons et à leur passage dans la bande de conduction ;
- *le détecteur de luminescence* : il s'agit d'un photomultiplicateur à dix dynodes qui enregistre l'émission lumineuse accompagnant le retour des électrons de conduction à l'état fondamental ;
- *le système d'enregistrement* qui rend compte du flux lumineux émis par l'échantillon en fonction de la température à laquelle il est soumis.

Cet appareillage traduit l'émission de TL par une courbe comportant un ou plusieurs pics révélateurs par leur température de l'apparition de la profondeur des pièges, et par leur intensité du nombre d'électrons dépiégés. Il assure la parfaite reproductibilité des conditions expérimentales nécessaires à l'analyse comparée des graphes.

La TLA est obtenue par préchauffe des poudres de quartz à 500°C pendant 15 mn, suivie, après refroidissement à la température ambiante, d'une irradiation à l'aide d'un générateur RX (300KV, 5mA) qui délivre environ 7000 rads en 5 mn.

II.5. L'émission lumineuse et le choix des paramètres

Le spectre de TL du quartz couvre l'ultraviolet et la totalité du visible aussi bien pour le matériel éruptif, métamorphique et détritique. L'intensité de l'émission lumineuse dans les différentes régions du spectre varie en fonction de la température et de la position des émissions les plus intenses, donc avec la profondeur des pièges les plus importants. Le maximum d'émission est d'autant plus décalé vers le rouge que le pic dominant se situe à haute température.

Les paramètres retenus pour caractériser les courbes de TLN et de TLA sont les suivants (Fig. A4-11) :

- le nombre, la position des pics traduite par leur température apparente T (T_x , T_y ...) mesurés au maximum d'intensité de l'émission lumineuse et leur écartement ΔT . Ces paramètres rendent compte de la profondeur des pièges et de leur nombre ;
- la hauteur H des pics (H_x , H_y ...) mesurée au droit de leur température apparente, leur intensité relative évaluée par le rapport R_{x-y} des pics principaux caractérise le nombre des électrons dépiégés par activation thermique, des principaux niveaux métastables.

- l'intensité globale I_n et I_a de TLN et TLA représentée par l'aire sous-tendue par la courbe de TL entre 0 et 500°C. I_n et I_a traduisent la quantité totale des électrons dépiégés naturellement et artificiellement.

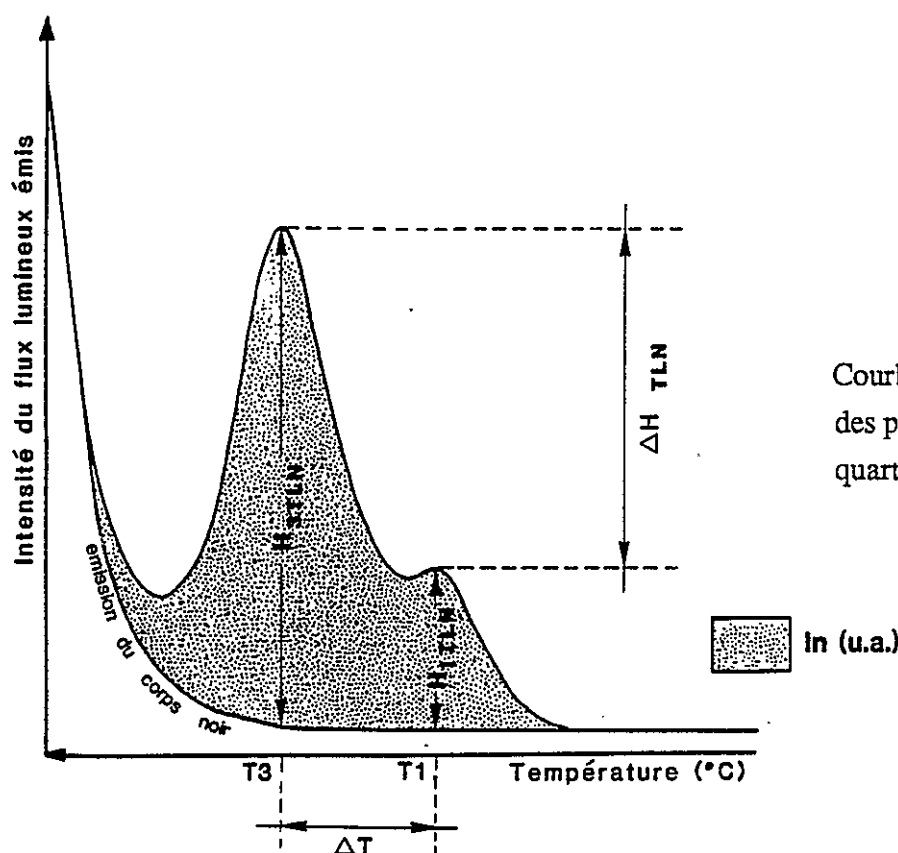


Figure A4-11

Courbes de TLN et TLA. Définitions des principaux paramètres (matériel : quartz "en grains" des grès d'Annot)

III. Limites de la TL dans les reconstructions paléogéographiques

Les limites de la méthode sont en premier lieu celles de l'appareillage utilisé, de sa sensibilité. Dans ce domaine, des progrès importants peuvent encore être réalisés (analyse spectrale comparée par exemple).

La thermoluminescence est par définition sensible aux phénomènes thermiques : pour cela, l'emploi de la méthode dans les zones métamorphiques nécessite une étude préliminaire des effets du métamorphisme, avec évaluation de l'intensité de TL du quartz de néoformation et recherche des modifications éventuelles de la TL originelle des quartz détritiques. L'analyse comparée des intensités de TL en fonction de la zonéographie et l'étude des filons de quartz stériles qui affectent généralement toute série gréseuse métamorphique permettent d'apprécier les effets du métamorphisme. La recristallisation totale des quartz détritiques entraîne l'effacement et le remplacement des caractères TL primitifs.

Les phénomènes de convergence de forme des courbes TL constituent également l'une des limites de la méthode.

L'intérêt de la TL dans l'étude des séries gréseuses est certain : la méthode complète valablement les analyses sédimentologiques classiques. Comme pour toute méthode d'étude mettant en oeuvre des phénomènes empruntés aux Sciences Physiques et Chimiques, ses limites nécessitent une analyse critique des données et leur interprétation dans un contexte géologique global.

IV. Application de la méthode aux grès et granites des confins américano-mexicains : présentation des résultats

25 échantillons provenant des roches gréseuses et granitiques des confins américano-mexicains ont été étudiés par TL. Leur localisation est indiquée sur la carte de la Figure A4-12. 18 proviennent de séries sédimentaires et 7 de granites d'Arizona oriental (Fig. A4-13).

Les résultats de cette étude se trouve dans le texte (Chapître "Stratigraphie du Mésozoïque : la Formation campano-maastrichtienne Ringbone").

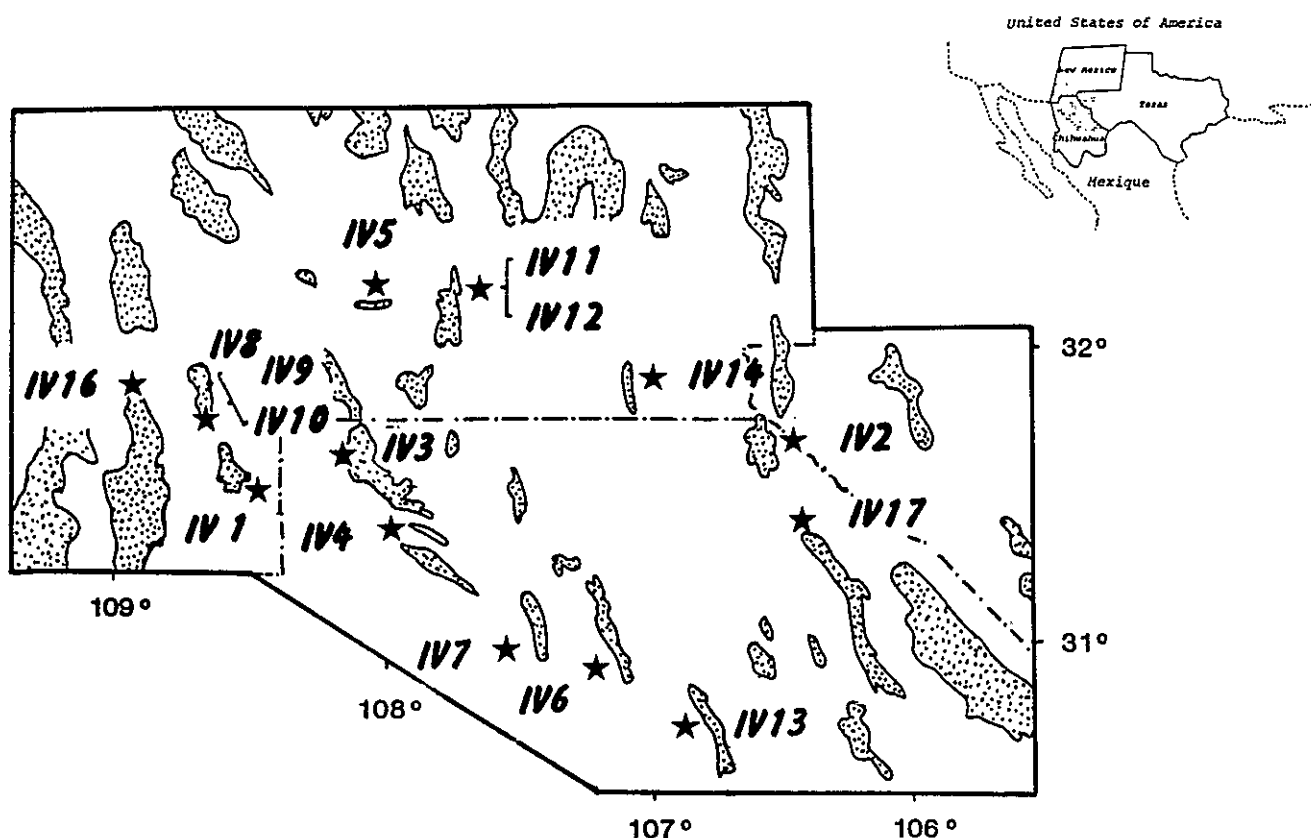


Figure A4-12

Localisation aux confins
américano-mexicains des
échantillons étudiés par TL.

N°ÉCH.	MATÉRIEL	TRI (1)	RANGE, SIERRA	I _a	I _b	I _a /I _b	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
IV1	Grès	TL	Big Hatchet Mountains, NM, USA	36,8	23,4	1,57	264	300	354	-	40	62	111	-	26,8
IV2	Grès	TL	Sierra Juarez, Ch., Mexique	26,2	30,4	0,86	264	306	354	-	28	45	70	-	28,3
IV3	Grès	TL	Sierra de Palomas, Ch., Mexique	64,1	22,1	2,90	266	288	352	-	72	94	213	-	25,4
IV4	Grès	TL	Sierra Boca Grande, Ch., Mexique	30,5	20,5	1,49	264	296	358	-	34	51	98	-	25,8
IV5	Grès	TL	Victorio Hills, NM, USA	42,9	30,5	1,40	273	308	369	-	72	98	66	-	52,3
IV6	Grès	TL	Sierra de la Nariz, Ch., Mexique	27,7	24,5	1,13	278	310	364	-	40	62	45	-	47,5
IV7	Grès	TM	Sierra Los Chinos, Ch., Mexique	68,1	40,7	1,67	264	356	356	-	74	100	255	-	22,6
IV8	Grès	TL	Little Hatchet Mountains, NM, USA	46,1	14,6	3,16	262	288	354	-	53	79	123	-	30,1
IV9	Grès	TL	Little Hatchet Mountains, NM, USA	45,3	21,8	2,08	265	290	358	-	68	79	130	-	34,4
IV10	Grès	TL	Little Hatchet Mountains, NM, USA	42,1	21,6	1,94	264	306	350	-	55	79	121	-	31,3
IV11	Grès	TM	Florida Mountains, NM, USA	24,3	20,2	1,20	258	282	338	-	49	47	47	-	51,1
IV12	Grès	TM	Florida Mountains, NM, USA	19,7	16,7	1,18	258	310	350	-	28	32	49	-	36,1
IV13	Grès	TL	Sierra Chinos, Ch., Mexique	66,6	27,4	2,43	264	290	349	-	75	123	176	-	29,8
IV14	Grès	TL	East Potrillo Mountains, NM, USA	73,1	21,0	3,47	262	290	360	-	66	125	215	-	23,4
IV16	Grès	TM	Animas Mountains, NM, USA	53,9	19,9	2,71	260	308	354	-	60	94	162	-	26,9
IV17	Grès	TM	Sierra Presidio, Ch., Mexique	55,4	18,6	2,97	258	308	358	-	62	89	164	-	27,4

N°ÉCH.	MATÉRIEL	TRI (1)	RANGE, SIERRA	I _a	I _b	I _a /I _b	T1	T2	T3	T4	H1	H2	H3	H4	R 1-3
IV18	Quartzite, Km	TL	Little Hatchet Mountains, NM, USA	64,8	21,1	3,08	258	288	348	-	71	96	240	-	22,7
IV19	Quartzite, Km	TL	Little Hatchet Mountains, NM, USA	63,0	20,6	3,06	250	300	348	-	59	101	226	-	20,7
IV20	Granite, Pal	TM	Huachuca Mountains, Az, USA	20,0	15,9	1,26	268	310	352	-	38	35	33	-	53,8
IV21	Granite, Jur.	TM	Huachuca Mountains, Az, USA	182,6	16,2	11,25	274	358	360	-	259	311	489	-	34,6
IV22	Granite, Pal	TM	Dragoon Mountains, Az, USA	81,6	30,2	2,70	274	286	318	-	174	160	151	-	53,6
IV23	Granite, Pc	TL	Huachuca Mountains, Az, USA	20,9	15,1	1,39	290	308	356	-	35	52	61	-	36,6
IV24	Granite, Pc	TL	Huachuca Mountains, Az, USA	24,5	15,4	1,59	284	330	360	-	31	38	52	-	37,1
IV25	Granite, Pc	TL	Huachuca Mountains, Az, USA	22,4	15,7	1,43	288	308	356	-	33	56	66	-	33,3
IV26	Granite, Pal	TL	Huachuca Mountains, Az, USA	15,2	38,0	0,40	260	290	310	-	26	26	31	-	45,8

Figure A4-13

Tableaux de résultat
 (TL = tri par liqueur ;
 TM : tri à la main)

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIKEN, C.L. & SCHELLHORN, R.W. (1988). - Gravity of Northern Mexico. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of Sierra Madre Occidental province, Mexico". - Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc. (20), 119-134.
- ALBRITTON, C.C.Jr. & SMITH, J.F. (1955). - Geology of the Sierra Blanca area, Hudspeth County, Texas. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (479), pp. 131.
- ALBRITTON, C.C.Jr. & SMITH, J.F.Jr. (1957). - The Texas Lineament. - In : "Relaciones entre la tectónica y la sedimentación". - 20th Intern. Geol. Cong., Mexico, Secc. 5, 501-518.
- ALDRICH, M.J.Jr., CHAPIN, C.E., LAUGHLIN, A.W. et ZOBACK, M.L. (1987). - Colorado Plateau Oligocene to Quaternary stress history. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- ALLMENDINGER, R.W., SHARP, J.W., TISH, D. von, SERPA, L., BROWN, L., KAUFMAN, S., OLIVER, J. et SMITH, R.B. (1983). - Cenozoic and Mesozoic structures of the eastern Basin and Range Province, Utah, from COCORP seismic-reflection data. - Geology, (11), 532-536.
- ALVAREZ, M. (1949). - Tectonics of Mexico. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (33), 1484-1469.
- AMTHOR, J.E. & FRIEDMAN, G. (1989). - Geochemistry and dolomite textures in the Ellenburger Group (Lower Ordovician), West Texas and Southeastern New Mexico indicate multiple episodes of dolomitization (abstract). - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts". - Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 111-112.
- ANDERSON, R.E., ZOBACK, M.L. et THOMPSON, A. (1983). - Implications of selected subsurface data on the structural form and evolution of some basins in the northern Basin and Range province, Nevada and Utah. - Bull. geol. Soc. Amer. (94), 1055-1072.
- ANDERSON, T.H. (1979). - The role of the Mojave-Sonora megashear in the tectonic evolution of northern Sonora. - In : Geology of northern Sonora, Mexico", Guidebook of the 27th Field Conference, Arizona geol. Soc., 59-68.
- ANDERSON, T.H. & SCHMIDT, V.A. (1983). - The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. - Bull. geol. Soc. Amer. (94), 941-966.
- ANDERSON, T.H., SCHMIDT, V.A., COHEN, K.K. et SILVER, L.T. (1982). - Timing of activity along the Mojave-Sonora megashear in Mexico. - EOS, Trans. amer. geophys. Union, (63), 915-916.
- ANDERSON, T.H. & SILVER, L.T. (1977). - Geochronometric and stratigraphic outlines of the Precambrian rocks of northwestern Mexico. - Abst. with Programs, geol. Soc. Amer., 9, 7, 880.
- ANGELIER, J. & COLETTA, B. (1983). - Tension fractures and extensional tectonics. - Nature, (301), 49-51.
- ARBENZ, J.K. (1989). - The Ouachita System. - In : BALLY, A.W. & PALMER, A.R. (editors), "The geology of North America - An overview". - geol. Soc. Amer., Vol. A, 371-396.
- ARCHIBALD, L.E. (1987). - Stratigraphy and sedimentology of the Bisbee group in the Whetstone Mountains, SE Arizona. - In : DICKINSON, W.R. and KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - Digest Arizona geol. Soc. (18), 273-282.
- ARMSTRONG, R.L. (1968). - Sevier orogenic belt in Nevada and Utah. - Bull. geol. Soc. Amer. (79), 429-458.
- ARMSTRONG, R.L. (1974). - Magmatism orogenic timing and orogenic diachronism in the Cordillera from Mexico to Canada. - Nature, (247), 348-351.
- ARMSTRONG, R.L. & HANSEN, E. (1966). - Cordilleran infrastructures in the Eastern Great Basin. - Amer. J. Sci. (264), 112-127.
- ARMSTRONG, A.K. (1962). - Stratigraphy and Paleontology of the Mississippian system in southwestern New Mexico and adjacent southeastern Arizona. - Memoir New Mexico Bur. Mines and Mineral Res., (8), pp.99.

- ARMSTRONG, A.K. (1970). - Mississippian stratigraphy and geology of the northwestern part of the Klondike Hills, Southwestern New Mexico, USA. - In : "Tyrone-Big Hatchet Mtns-Florida Mtns region". - Guidebook of the 21st field conference, New Mexico geol. Soc., 59-63.
- ARMSTRONG, A.K. & MAMET, B.L. (1978). - The Mississippian system of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona. - In : "Land of Cochise". - Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 183-192.
- ARMSTRONG, A.K., KOTTLOWSKI, F.E., STEWART, W.J., MAMET, B.L., BALTZ, E.H.Jr., SIEMERS, W.T. et THOMPSON, III.S. (1979). - The mississippian and pennsylvanian (Carboniferous) Systems in the United States : New Mexico. - Prof. Paper U.S. geol. Surv., 985, pp. 25.
- ARMSTRONG, A.K., SILBERMAN, M.L., TODD, V.R., HOGGATT, W.C. et CARTEN, R.B. (1978). - Geology of central Peloncillo Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA. - Circular New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (158), pp. 19.
- ATWATER, T. (1970). - Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. - Bull. geol. Soc. Amer., 84, 3513-3536.
- AUBOUIN, J. & TARDY, M. (1980). - L'Amérique alpine : le domaine caraïbe et ses liaisons avec les Cordillères Nord et Sud américaines. - In : "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème CGI, Paris. - Mem. Bur. Rech. geol. min., Colloque C5 (115), 14-17.
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., CARFANTAN, J.C., RANGIN, C., STEPHAN, J.F. et TARDY, M. (1977). - Des Caraïbes aux Cordillères sud et nord américaines. - C. R. Acad. Sci. (Paris), (284), 1749-1752.
- AUBOUIN, J., BLANCHET, R., ROURE, F. et TARDY, M. (1986). - Traits généraux des Cordillères de l'Ouest des Etats Unis. - Bull. Soc. geol. France, (8), II, 5, 741-754.
- BAARS, D.L. (1962). - Permian system of Colorado Plateau. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (46), 2, 149-218.
- BAARS, D.L. & STEVENSON, G.M. (1981). - Tectonic evolution of the Paradox Basin, Utah and Colorado. - In : WIEGAND, D.L. (editor), "Geology of the paradox Basin". - Rocky Mountain Assoc. Geol., 23-31.
- BACHMAN, G.O. & MYERS, D.A. (1969). - Geology of the Bear Peak area, Dona Ana County, New Mexico. - Bull. U.S. geol. Soc., (1271-C), pp.46.
- BAKER, C.L. (1933). - Rotational stress as possible cause of fundamental crustal deformation. - Pan amer. Geol. (59), 19-32.
- BAKER, C.L. (1934). - Major structural features of Trans Pecos, Texas. - In : SELLARDS, E.H. et al (editors), "The geology of Texas, Vol.2 ". - Bull. Texas University, Struct. and Econ. Geol. (3401), 137-214.
- BALK, C.L. (1958). - The Capitol Dome section, Florida Mountains, New Mexico, USA. - Guidebook of the 11th Field Conference, Roswell geol. Soc., 46-52.
- BALLY, A.W. (1980). - Basins and subsidence : a summary. - In : "Dynamics of Plate Interiors Geodynamics Series", Vol. 1. - Trans. amer. geophys. Union, 5-20.
- BAZARD, D.R. & BUTLER, R.F. (1989). - Paleomagnetic of the Chinle and Kayenta formations, Arizona and New Mexico : implications for North american mesozoic polar wander -. Abst. with programs geol. Soc. Amer. (21), 5, 120.
- BERG, E.L. (1969). - Geology of Sierra de Samalayucca, Chihuahua, Mexico. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 176-181.
- BERGE, T.B. (1982). - Structural evolution of the Northeastern Chihuahua tectonic belt. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic studies of the Cordilleran thrust belt : Texas to Arizona field

- conference ". - Rocky Mountains Assoc. Geol., Vol. I, 451-458.
- BILLINGLEY, P.R. & LOCKE, A. (1939). - Structure of ore districts in the continental framework. - New York amer. Inst. Mining and Metal. Eng., pp. 51.
- BILODEAU, W.L. (1978). - The Glance conglomerate, a Lower Cretaceous syntectonic deposit in Southeastern Arizona. - In ; CALLENDER, J.F., WILT, J.C. and CLEMONS, R.E. (editors), "Land of Cochise". - Guidebook of the 29th Fied Conference, New Mexico geol. Soc., 209-214.
- BILODEAU, W.L. (1982). - Tectonic models for early Cretaceous rifting in Southeastern Arizona. - Geology, (10), 466-470.
- BILODEAU, W.L. & LINDBERG, F.A. (1983). - Early Cretaceous tectonics and sedimentation in Southern Arizona, Southwestern New Mexico, USA and Northern Sonara, Mexico. - In : REYNOLDS, M.W. and DOLLY, E.D. (editors), "Mesozoic paleogeography of the West central United States of America ". - Rocky Mountains Sec. Soc. econ. Pal. Miner., 173-188,
- BILODEAU, W.L., KLUTH, C.F. et VEDDER, L.K. (1987). - Regional stratigraphic, sedimentologic and tectonic relationships of the Glance conglomerate in Southeastern Arizona. - In : DICKINSON, W.R. and KLUTE, M.A. (editor), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas ". - Digest Arizona geol. Soc. (18), 229-256.
- BIRD, P. (1989). - Toward a unified working model of North American tectonics, late Cretaceous to present. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (21), 5, 58.
- BLACKSTONE, D.L.Jr. (1956). - Introduction to the tectonics of the Rocky Mountains. - Geol. Record amer. Assoc. Petroleum Geol., 3-19.
- BLANCHET, R., TOUR du PIN, H. de la, LeVOT, M., ROURE, F., TARDY, M. et VILLIEN, A. (1983). - Les structures majeures de la Cordillère Ouest américaine à l'Est de la Sierra Nevada : implications géodynamiques. - C. R. Acad. Sci. (Paris), Vol. II, (296), 863-868.
- BLANCHET, R., TARDY, M., GOURONNEC, Ph., HOULGATTE, E., HOUZAY, J.P., TOUR du PIN, H. de la et ZIMMERMANN, M.A. (1986). - Tectonique de l'Overthrust Belt au Montana (USA). - Bull. Soc. geol. France, (8), II, 5, 767-776.
- BODENHAUSEN, J.W.A. & OTT, W.F. (1981). - Habitat of the Rijswijk oil province, onshore, the Netherlands. - In : ILLING, L.V. and HOBSON, G.D. (editors), "Petroleum geology of the continental shelf of Northwest Europe". - London, Institute of Petroleum, 301-309.
- BOGART, L.E. (1953). - The Hueco (Gym) Limestones, Luna County, New Mexico. - (M.S.Thesis), University of New Mexico, Albuquerque, NM, pp.91.
- BOSE, E. (1910). - Monographia geologica y paleontologica del Cerro de Muleros cerca de Ciudad Juarez, Estado de Chihuahua, y descripcion de la fauna cretacea de la Encantada, Placer de Guadalupe, Estado de Chihuahua. - Boletin Instituto Geologico de Mexico, (25), pp. 193.
- BOURROZ, C., ANGELIER, J. & BERGERAT, F. (1989). - De la distribution des diaclases dans des flexures à la chronologie tectonique : exemples dans le Plateau du Colorado (Utah, Arizona, Nouveau-Mexique). - Geodynamica Acta (Paris), (3), 4, 305 - 318.
- BOWERS, W.E. (1960). - Geology of the East Potrillo Hills, Dona Ana County, New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, pp. 67.
- BOWSER, A.L. (1968). - The Devonian System in New Mexico. - In : TOOMEY, D.F. (editor), "Silurian-Devonian rocks of Oklahoma and environs", 1967 Symposium. - Digest Tulsa geol. Soc., (35), 259-276.
- BRADY, H. (1965). - Pancho Villa at Columbus : the raid of 1916 - In : "Southwestern Studies ", Monograph University of Texas El Paso, Tx, (9), pp. 43
- BRENNAN, D.J. & SAM THOMPSON III. (1989). - Oil and gas exploration wells drilled to Precambrian basement in southeastern Arizona and southwestern New Mexico. - In : "Tectonics of the eastern part of the Cordilleran Orogenic Belt". - Guidebook of the 28th International Geol.

- Congress, QT 121-64 - QT 121-70.
- BRIDGES, L.W. (1971). - Paleozoic history of the Southern Chihuahua tectonic belt. - In : SEEWALD, K. and SUNDEEN, D. (editors), "The geological framework of the Chihuahua Tectonic Belt". - Publ. West Texas geol. Soc. (71-59), 67-74.
- BRODERICK, J.C., HOFFER, R.L. et HOFFER, J.M. (1986). - Precambrian (?) granite at Granite Hill, Luna County, New Mexico, USA. - In : "Geology of the Southcentral New Mexico". - Guidebook of the 1986 Field Trip, El Paso geol. Soc., 117-118.
- BROOKINS, D.G. (1974). - Radiometric age determination from the Florida Mountains, New Mexico, USA. - *Geology*, (2), 555-557.
- BROOKINS, D.G. (1980a). - Paleozoic plutonism from Southern New Mexico : evidence from the Florida Mountains, New Mexico, USA. - *Geophys. Research Letters*, (7), 10, 741-744.
- BROOKINS, D.G. (1980b). - Geochronologic evidence for Paleozoic Plutonic activity in Florida Mountains, New Mexico, USA. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (64/5), 681-682.
- BROWN, G.A. (1982). - Geology of the Mahoney mine, Gym Peak area, Florida Mountains, Luna County, New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, New Mexico, pp. 82.
- BROWN, M.L. (1985). - Geology of Sierra de los Chinos, Northwest Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas in El Paso, Tx, 163.
- BROWN, G.A. & CLEMONS, R.E. (1983). - Florida Mountains section of Southwest New Mexico overthrust belt : a reevaluation. - *New Mexico Geology*, (5), 2, 26-29.
- BROWN, M.L. & DYER, R. (1986). - Structural geology of Sierra de los Chinos and Cerro La Cueva, Northwest Chihuahua, Mexico. - In : HOFFER, J.M. (editor), "Geology of Southcentral New Mexico". - Publ. El Paso geol. Soc. (15), 141-151.
- BROWN, M.L. & DYER, R. (1987). - Mesozoic geology of Northwestern Chihuahua, Mexico. - In : DICKINSON, W.R. and KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - *Arizona geol. Soc. Digest*, (18), 381-394.
- BRUN, J.P. & CHOUKROUNE, P. (1983). - Normal faulting, block tilting and decollement in a stretched continental crust. - *Tectonics*, (2), 4, 345-356.
- BRYAN, et GORDON, R.G. (1986). - Rotation of the Colorado Plateau : an analysis of paleomagnetic data. - *Tectonics*, (5), 4, 661-667.
- BUFFLER, T., SHAUB, J., HUERTA, R., IBRAHIM, K. et WATKINS, S. (1981). - A model for the early evolution of the Gulf of Mexico Basin. - In : Proc. 26 Intern. Geol. Congr., Paris, France. - *Oceanologica Acta*, 129-136.
- BULLOCK, J.S. & CORNELL, W.C. (1986). - Biostratigraphy and paleoecology of the Smeltertown Fm, Cerro de Cristo Rey, Dona Ana County, New Mexico, USA. - In : "Geology of Southcentral New Mexico". - Guidebook of the 1986 Field Trip, El Paso geol. Soc., 73-76.
- BURCHFIEL, B.C. (1982). - Mechanics of low angle thrust faulting viewed from the Southern part of the Cordilleran orogenic belt. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (14), 455.
- BURCHFIEL, B.C. & DAVIS, G.A. (1975). - Nature and controls of Cordilleran orogenesis, western United States : extension of an earlier synthesis. - *Amer. J. Sci.* (275-a), 363-396.
- BURLESON, J.A. (1958). - Geological road log along US highways 90 and 80 between Del Rio and El Paso, Tx. - *West Texas geol. Soc.*
- CABEZAS, P. (1989). - Etude géologique d'un segment des Montagnes Rocheuses Méridionales des Etats-Unis. - Thèse Doctorat, Univ. Nice Sophia Antipolis, 245 pp.
- CABEZAS, P. (1989). - Les Montagnes Rocheuses méridionales au centre ouest du Nouveau-Mexique : les structures laramiennes et leur influence sur la distension du Rift du Rio Grande. - *Bull. Centres Rech. Explor. - Produ. Elf Aquitaine*, 13, 2,
- CALAS, G. (1977). - Les phénomènes d'altération hydrothermale et leur relation avec les minéralisations uranifères en milieu volcanique : le cas des ignimbrites de la Sierra Pena Blanca, Chihuahua, Mexico. - *Bull. Sci. Géol. Strasbourg* 1977, (30), 1, 3-18.

- CAMPA, U.M.F. (1985). - *The mexican thrust belt*. - In : HOWELL, D.G. (editor), "Tectonostratigraphic terranes of the circum Pacific region". - Circum Pacific council for Energy and Ress., Houston, Tx, Earth Sci. Series, (1), 299-314.
- CAMPBELL, M.P. (1984). - *The geology of Southern Sierra Santa Rita, Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 110.
- CAMPUZANO, J. (1973). - *The structures of the Cretaceous rocks in the SE part of Sierra Juarez, Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, Tx, pp. 86.
- CAMPUZANO, J., EARL, M.P., LOVEJOY, NODELAND, S.K., SWIFT, D.B., UPHOFF, T.L. et WACKER, H.F. (1980). - *Sierra de Juarez, Chihuahua, Mexico : structures and stratigraphy*. - Publ. El Paso geol. Soc. (12), pp. 59.
- CANTU, C.C., SANDOVAL, S.R. et ARENAS, P.R. (1985). - *Evolucion sedimentaria del Cretacio inferior en del norte de Mexico*. - Revista del Instituto mexicano del Petroleo, (XVII), 2, 14-37.
- CARFANTAN, J.C. (1986). - *Du système cordillérain Nord-américain au domaine caraïbe : étude géologique du Mexique méridional*. - Thèse de doctorat d'état ès-Sciences, Mem. Université de Savoie, Chambéry, (7), pp. 558.
- CASEY, J.M. (1980). - *Depositional systems and paleogeographic evolution of the late Paleozoic Taos trough, northern New Mexico*. - In : FOUCH, T.D. et MAGATHAN, E.R. (editors), "Paleozoic paleogeography of the west-central United States". - Rocky Mountains Sec. Soc. econ. Pal. & Min., Rocky Mountain Paleogeography Symposium 1, 181-196.
- CEBULL, S.E., SHURBET, D.H., KELLER, G.R. et RUSSEL, L.R. (1976). - *Possible role of transforms faults in the development of apparent offsets in the Ouachita-southern appalachian tectonic belt*. - J. Geol., (84), 107-114.
- CHAMBERLAIN, R.T. (1945). - *Basement control in Rocky Mountains deformation*. - Amer. J. Sci. (243-A), 98-116.
- CHAPIN, C.E. (1971). - *The Rio Grande Rift, Part I : modifications and additions*. - Guidebook of the 22d Field Trip, New Mexico geol. Soc., 191-201.
- CHAPIN, C.E. (1974). - *Three-fold tectonic subdivision of the Cenozoic in the Cordilleran foreland of Colorado, New Mexico and Arizona*. - Abst. with programs, geol. Soc. Amer. (6), 433.
- CHAPIN, C.E. (1979). - *Evolution of the Rio Grande Rift : a summary*. - In : RIECKER, R.E. (editor), "Rio Grande Rift : Tectonics and magmatism", Amer. geophys. Union, Washington, DC, (1-5).
- CHAPIN, C.E. & CATHER, S.M. (1983). - *Eocene tectonics and sedimentation in the Colorado Plateau-Rocky Mountains area*. - In : LOWELL, J.D. (editor), "Rocky Mountains foreland basins and uplifts", Rocky Mountains Assoc. Geol., 33-56.
- CHAPIN, C.E. & LINDLEY, J.J. (1985). - *Potassium metasomatism of volcanic and sedimentary rocks in rift basins, calderas and detachment terranes*. - In : "Abstracts of the Conference on heat and detachment in crustal Extension on continents and Planets", Lunar and Planetary Inst., Houston, 25-31.
- CHAPIN, C.E. & NELSON, E.P. (1986). - *Laramide basement-involved deformation in the Fra-Cristobal range, South-central New Mexico, USA*. - In : "Geology of the Truth or Consequence area, Southcentral New Mexico", Guidebook of the 37th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 107-114.
- CHAPIN, C.E. & SEAGER, W.R. (1975). - *Evolution of the Rio Grande Rift in the Socorro and Las Cruces areas*. - In : "Geology of the Las Cruces County", Guidebook of the 26th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 297-321.
- CHAPIN, C.E., SIEMERS, W.T. et OSBURN, G.R. (1975). - *Summary of radiometric ages of New Mexico rocks*. - Open File Report, New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (60).

- CHAULOT-TALMONT, J.F. (1984). - *Ignimbrites du Tertiaire de la Sierra Madre Occidental, Mexique*. - Thèse doctorat 3ème cycle, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay, pp. 258.
- CHAVEZ Q., R. (1986). - *Stratigraphy and structural geology of Sierra de Sapello, Northern Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, Tx, pp. 168.
- CHENOWETH, W.L. (1976). - *Uranium resources of New Mexico*. - In : "Tectonics and mineral resources of South-western North-America : a volume honoring KELLEY, V.C. ", Sp. Publ. New Mexico geol. Soc. (6), 138-143.
- ★ CLARK, K.F. (1976). - *Geologic section across Sierra Madre Occidental, Chihuahua to Topolobampo, Mexico*. - In : "Tectonics and Mineral Ressources of Southwestern North America : a volume honoring KELLEY, V.C. ", Sp. Publ. New Mexico geol. Soc. (6), 26-38.
- CLARK, K.F. (1988). - *Geologic section across Sierra Madre Occidental, Chihuahua to Topolobampo, Mexico*. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico", Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc., 181-208.
- CLARK, K.F. & de la FUENTE, F.E. (1978). - *Distribution of mineralization in time and space in Chihuahua, Mexico*. - Mineral. Deposita, (13), 27-49.
- CLEMONS, R.E. (1976). - *Sierra de las Uvas ash-flow field, South-central New Mexico, USA*. - In : "Tectonics and Mineral Ressources of Southwestern North America : a volume honoring KELLEY, V.C. ", Sp. Publ. New Mexico geol. Soc. (6), 115-121.
- CLEMONS, R.E. (1982a). - *Petrography and age of plutonic rocks of Florida Mountains, New Mexico : preliminary report*. - New Mexico Geology, (4), 3, 33-37.
- CLEMONS, R.E. (1982b). - *Geology of Florida gap quadrangle, Luna County, New Mexico, USA*. - Geol. Map New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 52.
- CLEMONS, R.E. (1984). - *Geology of Capitol Dome quadrangle, Luna County, New Mexico, USA*. - Geol. Map New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 56.
- CLEMONS, R.E. (1985). - *Geology of South Peak quadrangle, Luna County, New Mexico*. - New Mexico Bur. Mines and Mineral Res., Geologic Map, GM. 59.
- CLEMONS, R.E. (1986). - *The Florida Mountains revisited*. - In : "Geology of South-central New Mexico", Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc., 125-140.
- CLEMONS, R.E. (1988). - *Distribution of dolomite in Lower-Ordovician El Paso formation*. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (72), 1, 98-103.
- CLEMONS, R.E. (1989). - *The Ellenburger - El Paso connection : lower Ordovician shelf carbonates*. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts", Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 85-104.
- CLEMONS, R.E. & BROWN, G.A. (1983). - *Geology of Gym Peak quadrangle, Luna County, New Mexico, USA*. - Geol. Map New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 58.
- CLEMONS, R.E. & MACK, G. (1988). - *Geology of southwestern New Mexico*. - IN : "Southwestern New Mexico Geology", Guidebook of the 39th Field Conference, 45-57.
- CLEMONS, R.E. & OSBURN, G.R. (1986). - *Geology of the Truth and Consequences region : an overview*. - In : "Geology of the T. or C. region, New Mexico, USA", Guidebook of the 37th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 69-82.
- CLEMONS, R.E., CHRISTIANSEN, P.W. et JAMES, H.L. (1980). - *Southwestern New Mexico, USA*. - In : "Scenic Trip to the geologic Past", Scenic Trip New Mexico geol. Soc. (10), 119 pp.
- CLOUD, P.E. & BARNES, V.E. (1948). - *The Ellenburger Group of central Texas*. - Pub. Texas Univ. Bur. econ. geol., (4621), 473 pp.
- COBBAN, W.A. (1988). - *The late Cretaceous ammonite Spathites Kummel & Decker in New Mexico and Trans Pecos Texas*. - In : "Contribution to late-Cretaceous paleontology and stratigraphy in
- ★ CHRISTIE-BLICK, N. & BIDDLE, K.T. (1985). - *Deformation and basin formation along strike-slip faults*. - In : BIDDLE, K.T. & CHRISTIE-BLICK, N. (editors), "Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation", Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Miner., (37), 1-34.

- New Mexico* ", *Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res.* (114), 5-21.
- COHEN, K.K., ANDERSON, T.H. et SCHMIDT, V.A. (1986). - A paleomagnetic test of the proposed megashear in Northwestern Mexico. - *Tectonophysics*, (131), 1/2, 23-51.
- COLLETTA, B., ANGELIER, J., CHOROWICZ, J., ORTLIEB, L. et RANGIN, C. (1982). - *Fracturation et évolution néotectonique de la péninsule de Basse Californie, Mexique*. - *C. R. Acad. Sci. (Paris), série II*, t. 292, 1043-1048.
- CONEY, P.J. (1971). - *Cordilleran tectonic transitions and North american plate motion*. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (3), 529.
- CONEY, P.J. (1972). - *Cordilleran tectonics and North American plate motion*. - *Amer. J. Sci.* (272), 603-628.
- CONEY, P.J. (1975). - *Overview of late-Cretaceous through Cenozoic Cordilleran plate tectonics*. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (7), 1035.
- CONEY, P.J. (1976). - *Plate tectonics and the Laramide orogeny*. - In : *"Tectonics and Mineral resources of Southwestern North America : a volume honoring V.C.KELLEY "*. - *Sp. Publ. New Mexico geol. Soc.* (6), 5-10.
- CONEY, P.J. (1978). - *Mesozoic-Cenozoic Cordilleran plate tectonics*. - In : SMITH, R.B. and EATON, G.P. (editors), *"Cenozoic tectonics and regional geophysics of Western Cordillera "*, *Mem. geol. Soc. Amer.* (152), 33-50.
- CONEY, P.J. (1981). - *Accretionary tectonics in Western North America*. - *Digest Arizona geol. Soc.* (14), 23-38.
- CONEY, P.J. (1982). - *Tectonic timing in Western North America*. - *EOS, Trans. amer. geophys. Union*, (63), 911.
- CONEY, P.J. (1983). - *Un modelo tectónica de México y sus relaciones con América del Norte, América del Sur y el Caribe*. - *Rev. Instituto Mexicano del Petróleo*, Vol. XV, 1.
- COOK, T.D., BALLY, A.W., MILNER, S., BUFFLER, R.T., FARMER, R.E. et CLARK, D.K. (1975). - *Stratigraphic atlas of North and Central America*. - Princeton, New Jersey, Princeton University Press, 272 pp.
- COOLEY, B. (1958). - *Oil exploration in the area of the Franklin and Hueco Mountains*. - In : *"Geology of the Franklin and Hueco Mountains"*. - *Guidebook of the 1958 Field Conference*, *West Texas geol. Soc.*, 70-72.
- CORBITT, L.L. (1988). - *Tectonics of thrust and fold belt of Northwestern Chihuahua*. - In : *"Southwestern New Mexico"*, *Guidebook of the 39th Field Conference*, *New Mexico geol. Soc.*, 67-70.
- CORBITT, L.L. & WOODWARD, L.A. (1970). - *Thrust faults of Florida Mountains, New Mexico and their regional tectonic significance*. - In : *"Tyrone - Big Hatchet Mountains - Florida Mountains region"*. - *Guidebook of the 21st Field Conference*, *New Mexico geol. Soc.*, 69-74.
- CORBITT, L.L. & WOODWARD, L.A. (1973). - *Tectonic framework of Cordilleran fold belt in Southwestern New Mexico*. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (57), 11, 2207-2216.
- CORBITT, L.L., NIALS, F.L. et VARNELL, R.J. (1977). - *Structure of Brockman Hills, Southwestern New Mexico*. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (61), 601-607.
- CORBITT, L.L., NIALS, F.L. et VARNELL, R.J. (1978). - *Laramide thrust faulting, Klondike Hills, Southwestern New Mexico, USA*. - In : *"Land of Cochise"*. - *Guidebook of the 29th Field Conference*, *New Mexico geol. Soc.*, 297-300.
- CORDOBA, D.A. (1969a). - *Mesozoic stratigraphy of Southeastern Chihuahua, Mexico*. - In : *"The Border region : Chihuahua and the USA"*. - *Guidebook of the 20th Field Conference*, *New Mexico geol. Soc.*, 91-96.
- CORDOBA, D.A. (1969b). - *Carta geológica de Hoja Ciudad Juárez*. - In : *"The Border region :*

- Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., Inset map.
- CORDOBA, D.A. (1969c). - Carta geologica de Hoja Villa Ahumada. - In : "The Border Region : Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., Inset map.
- CORDOBA, D.A. (1969d). - Juarez Montains. - In : "Delaware Basin Exploration", Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc., 85-86.
- CORDOBA, D.A. (1975). - The present status of Geology in Mexico. - In : "Exploration from the mountains to the basins", Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 21"
- CORDOBA, D.A. & RANGIN, C. (1976). - Extension de la cuenca cretacea chihuahuense en Sonora septentrional y sus deformaciones. - III Cong. latinoamericano de Geol., Resúmenes, 114.
- CORDOBA, D.A., TARDY, M., CARFANTAN, J.C., CAMPA, M.F. et RANGIN, C. (1980). - Le Mexique mésogéen et le passage au système cordilléraire de type Californie. - In : "Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys", 26ème CGI, Mem. Bur. Rech. geol. Min., Colloque C5 (115), 18-28.
- COURINGTON, D.L. (1987). - Shallow shelf sand ridges of the Lower-Cretaceous U-Bar formation (Upper Aptian to middle Albian) East Potrillo Mountains, South-central New Mexico, USA. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- CRAIG, L.C., CONNOR, C.W. et al, (1979). - Paleotectonic investigations of the Mississippian system in the United states. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (1010), pp. 559.
- CSERNA, Z. (de), (1960). - Orogenesis in time and space in Mexico. - Geol. Rund. (50), 595-604.
- CSERNA, Z. (de), (1969). - The alpine Basin and Range provinces of North-central Chihuahua. - In : "The Border Region : Chihuahua and the USA", Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 66-67.
- CSERNA, Z. (de), (1976). - Mexico geotectonics and mineral deposits. - In : "Tectonics and mineral resources of Southwestern North-America : a volume honoring KELLEY, V.C. ", Sp. Publ. New Mexico geol. Soc. (6), 18-25.
- CYS, J.M. (1983). - Lower-Wolfcampian stratigraphic relationships in the Hueco Mountains. - In : "Geology of Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas", Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., Publ. 83-22, 73-75.
- DAHLSTROM, C.D. (1970). - Structural geology in the Eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. - Bull. Can. Petroleum Geol. (18), 332-406.
- DALLY, J.L. (1964). - Applications of modern Geosyncline concepts to the Marathon region of West Texas. - In : "The filling of the Marathon Geosyncline", Guidebook of the 1964 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. Publ. 64-9, 47-51.
- DALMAYRAC, B., LAUBACHER, G. et MAROCCO, R. (1977). - Géologie des Andes péruviennes. - Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. de Montpellier, 361 pp.
- DANE, C.H. & BACHMAN, G.O. (1965). - Geologic map of New Mexico. - Map U.S. geol. Surv.,
- DANKO, J.H. (1981). - Stratigraphy and microfacies analysis of the Canutillo Formation (Late Middle Devonian), Texas and New Mexico and Bishop Cap Hills, New Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Texas, 138 pp.
- DARTON, N.H. (1916). - Geology and underground water of Luna County, New Mexico, USA. - Bull. U.S. geol. Surv. (618), 43-44.
- DARTON, N.H. (1917). - Description of the Deming quadrangle, New Mexico, USA. - Geol. Atlas U.S. geol. Surv., Folio 207.
- DARTON, N.H. (1922). - Geologic structure of parts of New Mexico. - Bull. U.S. geol. Surv. (726).

- DARTON, N.H. (1928). - *Geologic Map of New Mexico, USA*. - Map U.S. geol. Surv.,
- DARTON, N.H. (1928). - *Red beds and associated formations in New Mexico*. - Bull. U.S. geol. Surv. (797), 346-347.
- DAVIES, G.H. (1979). - *Laramide folding and faulting in Southeastern Arizona*. - Amer. J. Sci. (279), 543-569.
- DAVIES, G.H. (1981). - *Regional strain analysis of the superposed deformations in Southeastern Arizona and the Eastern Great Basin*. - In : DICKINSON, W.R. & PAYNE, W.D. (editors), "Relations of tectonics to ore deposits in the Southern Cordillera", Digest Arizona geol. Soc. (14), 155-172.
- DAVIES, G.H. & CONEY, P.J. (1979). - *Geological development of metamorphic core complexes*. - Geology, (7), 120-124.
- DE FORD, R.K. (1969). - *Some keys to the geology of Northern Chihuahua*. - In : "The Border Region : Chihuahua and the USA", Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 61-67.
- DE FORD, R.K. & BRAND, J.P. (1958). - *Cretaceous platform and geosyncline in Culberson and Hudspeth Counties, Trans Pecos region, Texas*. - In : "Geology of the Trans Pecos region, Texas", Guidebook of the 1958 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. Miner.,
- DEAL, E.G., ELSTON, W.E., ERB, E.E., PETERSON, S.L. et REITER, D.E. (1978). - *Cenozoic volcanic geology of the Basin and range province in Hidalgo County, Southwestern New Mexico*. - In : "Land of Cochise : SE Arizona", Guidebook of the 29th field conference, New Mexico geol. Soc., 219-229.
- DeANGELO, M.V. & KELLER, G.R. (1988). - *Geophysical anomalies in Southwestern New Mexico*. - In : "Southwestern New Mexico", Guidebook of the 39th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 71-75.
- DENISON, R.E. (1971). - *Basement rock framework of parts of Texas, Southern New Mexico and Northern Mexico*. - In : SEEWALD, K. & SUNDSEEN, D. (editors), "The geologic framework of the Chihuahua Tectonic Belt", Publ. West Texas geol. Soc. (71-59), 3-14.
- DIAZ, T. & NAVARRO, A. (1964). - *Lithology and stratigraphic correlation of the Upper-Paleozoic in the region of Palomas, Chihuahua, Mexico*. - In : "Geology of Mina Plomosas - Placer de Guadalupe area, Chihuahua, Mexico, Publ. West Texas geol. Soc. (64-50), 65-84.
- DICKINSON, W.R. (1976). - *Sedimentary basins developed during the evolution of Mesozoic-Cenozoic arc trench system in Western North-America*. - Can. J. Earth Sci. (13), 1268-1287.
- DICKINSON, W.R. (1981). - *Plate tectonic evolution of the Southern Cordillera*. - In : DICKINSON, W.R. & PAYNE, W.P. (editors), "Relation of tectonics to ore deposits in Southern Cordillera", Digest Arizona geol. Soc. (14), 113-135.
- DICKINSON, W.R. & CONEY, P.J. (1980). - *Plate tectonics constraints on the origin of the gulf of Mexico*. - In : PILGER, R.H. (editor), "The origin of the Gulf of Mexico and the early opening of the central North Atlantic ocean", Louisiana State University Symposium, 27-36.
- DICKINSON, W.R. & SNYDER, W.S. (1978). - *Plate tectonics of the Laramide orogeny*. - Mem. geol. Soc. Amer. (151), 355-366.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979). - *Plate tectonics and sandstones compositions*. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (63), 2164-2182.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T. (1983). - *Provenance of North American phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting*. - Bull. geol. Soc. Amer. (94), 222-235.
- DICKINSON, W.R., KLUTE, M.A., HAYES, M.J., JANECKE, S.U., LUNDIN, E.R., McKITTRICK,

- M.A. et OLIVARES, M.D. (1988). - Paleogeographic and paleotectonic setting of Laramide sedimentary basins in the central Rocky Mountain region. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (100), 1023-1039.
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T. (1983). - Provenance of North American phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (94), 222-235.
- DONNAN, G.Th. (1987). - Stratigraphy and structural geology of the Northern part of the Northern Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA. - (M.S. Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, NM, pp. 121.
- DONNAN, G.Th. & WILSON, G. (1986). - Reinterpretation of structural geology of Northern Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (70), 344.
- DREWES, H. (1968). - New and revised stratigraphic names in the Santa Rita Mountains, southeast of Tucson, Arizona. - *Bull. U.S. geol. Surv.* (1274-C), C1-C15.
- DREWES, H. (1971). - Mesozoic stratigraphy of the Santa Rita Mountains, Southeast of Tucson, Arizona. - *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* (658-C), C1-C81.
- DREWES, H. (1972). - Structural geology of the Santa Rita Mountains, Southeast of Tucson, Arizona. - *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* (748), pp. 35.
- DREWES, H. (1976). - Laramide tectonics from Paradise to Hell's Gate, Southeastern Arizona. - *Digest Arizona geol. Soc.* (10), 151-167.
- DREWES, H. (1978). - The Cordilleran orogenic belt between Nevada and Chihuahua. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (899), 5, 641-657.
- DREWES, H. (1981). - Tectonics of Southeastern Arizona. - *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* (1144), pp. 96.
- DREWES, H. (1982). - Some general features of the El Paso Wickenburg transect of the Cordilleran orogenic belt : Texas to arizona. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic studies of the Cordilleran Thrust Belt : Texas to Arizona field conference ", *Rocky Mountains Assoc. Geol.*, Vol. II, 882-889.
- DREWES, H. (1986). - Geologic map of the Northern part of the Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico. - *Misc. geol. invest. Map U.S. geol. Surv.*, Map I-1686.
- DREWES, H. (1988). - Development of the foreland zone and adjacent terranes of the Cordilleran orogenic belt near the U.S.-Mexican border. - *Memoir geol. Soc. Amer.*, 171, 447-463.
- DREWES, H. & THORMAN, C.H. (1978a). - Major geologic structures between Lordsburg, New Mexico, and Douglas and Tucson, Arizona. - In : "Land of Cochise : SE Arizona", *Guidebook of the 29th Field conference*, New Mexico geol. Soc., 291-295.
- DREWES, H. & THORMAN, C.H. (1978b). - New evidence for multiphase development of the Rincon metamorphic core complex East of Tucson, Arizona. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (10), 3, 103.
- DREWES, H. & THORMAN, C.H. (1980a). - Geological map of the Steins quadrangle and the adjacent part of the Vanar quadrangle, Hidalgo County, New Mexico, USA. - *Misc. Inventory U.S. geol. Surv.* (I-1220).
- DREWES, H. & THORMAN, C.H. (1980b). - Geological map of the Cotton city quadrangle and the adjacent part of the Vanar quadrangle, Hidalgo County, New Mexico, USA. - *Misc. Inventory U.S. geol. Surv.* (I-1221).
- DREWES, H., KEITH, LEMONE, D., SEAGER, W.R., CLEMONS, R.E. et THOMPSON, (1982). - Road log : First day El Paso to Wilcox. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic Studies of the Cordilleran Thrust Belt ", *Rocky Mountains Assoc. Geol.* (II), 895-931.

- DYER, R. (1988). - Bibliography of geologic studies in Northwestern Chihuahua, Mexico. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of the Sierra Madre Occidental province, Mexico", Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc. (20), 173-179.
- DYER, R., CHAVEZ Q., R. et GUTHRIE, R.S. (1987). - Mesozoic evolution of Trans Pecos Texas and Chihuahua tectonic belt. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- DYER, R., CHAVEZ Q., R. et GUTHRIE, R.S. (1988). - Cordilleran orogenic belt of Northern Chihuahua, Mexico. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (72), 1, 98-103.
- EATON, G.P. (1980). - Geophysical and geological characteristics of the crust of the Basin and Range Province. - In : "Continental tectonics", Washington, D.C., National Acad. Sciences., 96-113.
- ELSTON, W.E. (1957). - Geology and mineral resources of Dwyer Quadrangle, Grant, Luna and Sierra Counties, New Mexico. - Bull. New Mexico Bur. Mines and Mineral Res., (38), 86 pp.
- ELSTON, W.E. (1958). - Burro uplift, Northeastern limit of sedimentary basin of Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (42), 2513-2517.
- ELSTON, W.E. (1970). - Volcano-tectonic control of ore deposits, Southwestern New Mexico, USA. - In : "Tyrone - Big Hatchet Mountains - Florida Mountains region", Guidebook of the 21st Field Conference, New Mexico geol. Soc., 147-153.
- ELSTON, W.E. & ABITZ, R.J. (1987). - Characterization of non-basaltic post 40 my magmatic tectonic provinces of Southwestern North America by potassium contents. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- ELSTON, W.E., DAMON, P.E., CONEY, P.J., RHODES, R.C., SMITH, E.I. et BIKERMAN, M. (1973). - Tertiary volcanic rocks, Mogollon-Datil Province, New Mexico and surrounding areas : K-Ar dates, Patterns of eruption and periods of mineralization. - Bull. geol. Soc. Amer. (84), 2259-2274.
- EPIS, R.C. (1958). - Early paleozoic strata in Southeastern Arizona. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (42), 2750-2756.
- EPIS, R.C. & GILBERT, C.M. (1957). - Early paleozoic strata in Southeastern Arizona. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (41), 2223-2242.
- ENTWISTLE, L.P. (1944). - Manganiferous iron deposits near Silver City, New Mexico. - Bull. New Mexico Bur. Mines and Mineral Res., (19), 70 pp.
- ESPARZA, J.G. (1988). - Preliminary stratigraphic and structural study of the sierra Rica, Northwest Chihuahua, Mexico. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of the Sierra Madre Occidental province, Mexico", Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc. (20), 135-145.
- EVANS, K.W. & CLEMONS, R.E. (1987). - U-Pb Geochronology of the Florida Mountains, New Mexico : new evidence for latest Cambrian - earliest Ordovician alkalic plutonism. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- FAUGERE, E. (1985). - La tectonique en extension intracontinentale : étude de terrain (le Sud du Nevada, USA) et modélisation analytique. - Thèse de 3ème cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, Paris, pp. 194.
- FERGUSON, R.C. (1987). - Bisbee Group (Lower Cretaceous) carbonates, Guadalupe Canyon area, Southeastern Arizona. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas", Digest Arizona geol. Soc. (18), 365-370.
- FIZPATRICK, S. (1988). - Lithologies and depositional environments of the Rara formation, Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of the Sierra Madre Occidental province, Mexico", Guidebook of the 1988 Field Conference, Publ. El Paso geol. Soc. (20), 209-216.
- FLAWN, P.T. (1959). - Devils River Uplift. - In : "Geology of the Val Verde Basin", Guidebook of the

- 1959 Field Conference, West Texas geol. Soc., 74-78.
- FLAWN, P.T., GOLDSTEIN, A.Jr., KING, P.B. et WEAVER, C.E. (1961). - *The Ouachita system*. - Publ. Texas Bur. econ. Geol. (6120), pp. 401.
- FLOWER, R.H. (1953a). - *Age of the Bliss sandstones, New Mexico, USA*. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (37), 2054-2055.
- FLOWER, R.H. (1953b). - *Paleozoic sedimentary rocks of southwestern New Mexico, USA*. - In : "Geology of the Southwestern New Mexico I", Guidebook of the 4th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 106-112.
- FLOWER, R.H. (1957). - *Studies of the Actinoceratida*. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (2), pp. 101.
- FLOWER, R.H. (1959). - *Cambrian-Devonian beds of Southern New Mexico, USA*. - In : "The Sacramento Mountains", Guidebook of the 1959 Field Conference, Roswell geol. Soc., 154-171.
- FLOWER, R.H. (1961). - *Part I : Montoya and related colonial corals ; Part II : Organisms attached to Ordovician colonial corals*. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (7), pp. 229.
- FLOWER, R.H. (1964). - *The Nautiloid order Ellesmeroceratida (Cephalopoda)*. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (12), pp. 234.
- FLOWER, R.H. (1965). - *Early Paleozoic of New Mexico, USA*. - In : "Southwestern New Mexico II", Guidebook of the 16th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 112-131.
- FLOWER, R.H. (1968). - *Some El Paso guide fossils*. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (22), pp. 63.
- FLOWER, R.H. (1969). - *Early Paleozoic of New Mexico and the El Paso region*. - In : "The Ordovician Symposium", El Paso geol. Soc. and Permian Basin Soc. econ. Paleont. Miner., 31-101.
- FOSTER, R.W. & STIPP, T.F. (1961). - *Preliminary Geology and relief map of the Precambrian rocks of New Mexico*. - Circ. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (57).
- FRANTES, T.J. (1981). - *The Geology of the Palomas volcanic field, Luna County, New Mexico, USA*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 70.
- GALEMORE, J.A. (1986). - *Stratigraphy, depositional environment and provenance of the Mojado formation (middle Albian-early Cenomanian), Southwestern New Mexico, USA*. - (M.S.Thesis) New Mexico State University, Las Cruces, NM.
- GALEMORE, J.A., MACK, G.H. et KOLINS, W.B. (1985). - *Depositional environments and sediment dispersal of the Mojado formation in Southwestern New Mexico, USA*. - Abst. with programs geol. Soc. Amer., 219.
- GALLEY, J.E. (1957). - *Maps of Wolfcamp series*. - In : "Wolfcamp of the Glass Mountains and the Permian Basin". - Guidebook of the 1957 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., 34-38.
- GALLEY, J.E. (1958). - *Oil and geology in the Permian Basin of Texas and New Mexico*. - In : "Habitat of oil". - amer. Assoc. Petroleum Geol., 395-446.
- GARFIELD, T.R. & LONGMAN, M.W. (1989). - *Depositional variations in the Fusselman Formation, Central Midland Basin, Texas*. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts". - Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 187-202.
- ATES, E.E. (1985). - *The geology of the Carrizalillo Hills, Luna County, New Mexico, USA*. - (M.S.Thesis) University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 134.
- EESAMAN, R.C. & SCOTT, A.J. (1989). - *Stratigraphy, lithofacies and depositional models of the Fusselman Formation, Central Midland Basin, Texas*. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico :

- modern exploration concepts". - *Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, (89-31), 175-186.
- GILLERMAN, E. (1958). - *Geology of the central Peloncillo Mountains, Hidalgo County, New Mexico and Cochise County, Arizona*. - *Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res.* (57), pp. 152.
- GILLULY, J. (1956). - *General geology of central Cochise County, Arizona*. - *Prof. Pap. U.S.geol. Surv.* (281).
- GILLULY, J., COOPER, J.R. et WILLIAMS, J.S. (1954). - *Late Paleozoic stratigraphy of central Cochise County, Arizona*. - *Prof. Paper U.S. geol. Surv.*, (266), pp. 49.
- GLENNIE, K.W. & BOEGNER, P.L. (1981). - *Sole pit inversion tectonics*. - In : ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (editor), "*Petroleum geology of the continental shelf of Northwest Europe*". - *London Inst. Petroleum*, 110-120.
- GOETZ, L.K. & DICKERSON, P.W. (1985). - *A Paleozoic transform margin in Arizona, New Mexico, west Texas and northern Mexico*. - In : DICKERSON, P.W. & MUEHLBERGER, W.R. (editors), "*Structure and tectonics of Trans-Pecos Texas*". - *Guidebook of the 1985 Field Conference, West Texas geol. Soc.* (85-81), 173-184.
- GOMEZ, P.F. (1983). - *The geology of Sierra del Aguila, Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis) University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 118.
- GONZALES, H.M.G., MIRANDA, L.R. et FLORES, R. (1986). - *La carta de Terrenos y conjuntos Estratotectonicos de la Republica mexicana*. - *Geografia*, 1, 27-44.
- GORDON, C.H. & GRATON, L.C. (1906). - *Lower paleozoic formations in New Mexico*. - *Amer. J. Sci.*, 4th ser., (21), 390-395.
- GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. et DICKINSON, W.R. (1976). - *Common provenance for lithic grains in Carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black warrior basin*. - *J. sedim. Petrol.* (46), 620-632.
- GRAMONT, B. (1987). - *Carbonate sedimentology of the Vigilian part of the Horquilla formation, Big Hatchet peak area, Hidalgo County, New Mexico, USA*. - (M.S.Thesis) New Mexico Institute of Mining and Technology, Socorro NM,
- GREENWOOD, E. & KOTTLOWSKI, F.E. (1975). - *Geology of the Pedregosa basin in Southwesternmost New Mexico areas*. - In : HILLS, J.M. (editor), "*Exploration from the mountains to the basin*". - *Trans. El Paso geol. Soc.*, 29-36.
- GREENWOOD, E., KOTTLOWSKI, F.E. et ARMSTRONG, A.K. (1970). - *Upper Paleozoic and Cretaceous stratigraphy of the Hidalgo County, New Mexico*. - In : "*Tyrone - Big Hatchet Mountains - Florida Mountains region*". - *Guidebook of the 21st geol. Soc., New Mexico geol. Soc.*, p.33-43.
- GREENWOOD, E., KOTTLOWSKI, F.E. et THOMPSON, S.III, (1977). - *Petroleum potential and stratigraphy of Pedregosa Basin*. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (61), 9, 1448-1469.
- GRIES, J.C. (1980). - *Laramide evaporite tectonics along the Texas - northern Chihuahua border*. - In : "*Trans-Pecos region*". - *Guidebook of the 31st Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 93-100.
- GRISWOLD, G.B. (1961). - *Mineral Deposits of Luna County, New Mexico, USA*. - *Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res.* (72), pp.157.
- GROSHONG, R.H.Jr. (1976). - *Mechanical analysis of strike-slip faults, second order structures*. - *EOS, Trans. amer. geophys. Union*, (57), 327.
- GUERRERO, J.G. (1969). - *Stratigraphy of Sierra Banco de Lucero, Chihuahua, Mexico*. - In : "*The Border Region : Chihuahua and the USA*". - *Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 171-172.
- GUINEBERTEAU, B., BOUCHEZ, J.L. et VIGNERESSE, J.L. (1987). - *The Mortagne granite pluton*

- (France) emplaced by pull-apart along a shear zone : structural and gravimetric arguments and regional implications. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (99), 763-770.
- GUTHRIE, R.S. (1987). - *Geology of the northern Sierra Boca Grande area, Chihuahua, Mexico.* - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 138.
- HAENGGLI, W.T. (1966). - *Geology of El Cuervo area, northeastern Chihuahua, Mexico.* - Unpublished diss., University Texas, Austin, Tx, pp. 403.
- HAENGGLI, W.T. & GRIES, J.C. (1970). - *Structural evolution of northeastern Chihuahua tectonic belt.* - In : "Geology of the southern Quitman Mountains area, Trans-Pecos area". - *Guidebook of the 1970 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.* (70-12), 55-69.
- HALL, W.E. (1960). - *Upper-Permian correlations in southeastern New Mexico and adjacent parts of West Texas.* - In : "Geology of the Delaware Basin and Field trip". - *Guidebook of the 1960 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 85-88.
- HALL, D.J., CAVANAUGH, T.D., WATKINS, J.S. et McMILLEN, K.J. (1984). - *The rotational origin of the gulf of Mexico based on regional gravity data.* - *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (34), 115-125.
- HAMILTON, W. (1978). - *Mesozoic tectonics of the western United States*, In : HOWELL, D.G. & McDUGALL, K.A. (editors), "Mesozoic paleogeography of the western United States". - *Pacific Coast Paleogeography Symposium II, Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, 33-70.
- HAMILTON, W. (1983). - *The relations to plate motions of United States Cordilleran foreland deformation.* - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (15), 271.
- HANDSCHY, J.W. & DYER, R. (1987). - *Polyphase deformation in Sierra del Cuervo, Chihuahua, Mexico : evidence for ancestral Rocky Mountains tectonics in the Ouachita foreland of northern Mexico.* - *Bull. geol. Soc. Amer.* (99), 618-632.
- HARBOUR, R.L. (1972). - *Geology of the northern Franklin Mountains, Texas and New Mexico.* - *Bull. U.S. geol. Surv.*, (1298), pp.129.
- HARDIE, C.H. (1958). - *The Pennsylvanian rocks of the northern Hueco Mountains.* - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains". - *Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc.*,
- HARDING, T.P. (1973). - *Newport-Inglewood trend, California : an exemple of wrenching style of deformation.* - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (57), 97-116.
- HARDING, T.P. (1983). - *Structural inversion at Rambutan oil field, South Sumatra Basin.* - In : "Seismic expression of structural styles : a picture and work atlas". - *Studies in Geol. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (15), 3, 3.3-13 - 3.3-18.
- HARDING, T.P. (1985). - *Seismic characteristics and identification of negative flower structures, positive flower structures and positive structural inversion.* - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (69), 4, 582-600.
- HARDING, T.P. & LOWELL, J.D. (1979). - *Structural styles, their plate tectonic habitats and hydrocarbon traps in petroleum provinces.* - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (63), 1016-1058.
- HARDING, T.P., VIERBUCHEN, R.C. et CHRISTIE-BLICK, N.H. (1985). - *Structural styles and plate tectonic setting of divergent (transensional) wrench faults in strike-slip deformation, basin formation and sedimentation.* - *Proceedings Soc. econ. Pal. Miner.*,
- HARKEY, D.A. (1985). - *Structural geology and sedimentology analysis (Las Vigas Formation), Sierra San Ignacio, Chihuahua, Mexico.* - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, pp. 122.
- HARLAM, S.S. & GEISMAN, J.W. (1987). - *Paleomagnetic documentation of the cessation of chihuahuan fold thrust belt deformation, SW Texas.* - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (19), 7.

- HAULENBEEK, R.B. (1970). - *Geology of Sierra de Presidio, Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), University of Texas at Austin, Austin, Tx. pp. 75.
- HAUSER, E.C., GEPHART, J., LATHAM, T., OLIVER, J., KAUFMAN, S., BROWN, L. et LUCCHITTA, I. (1987). - *COCORP Arizona transect : strong crustal reflections and offset Moho beneath the transition zone*. - *Geology*, (15), 1103-1106.
- HAWLEY, J.W. (1969). - *Notes on the geomorphology and late Cenozoic Geology of Northwestern Chihuahua*. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA". - *Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 131-142.
- HAYES, M.J. (1987). - *Depositional history of Upper Cretaceous Fort Crittenden Formation in Southeastern Arizona*. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - *Digest Arizona geol. Soc.* (18), 315-325.
- HAYES, P.T. (1970). - *Cretaceous paleogeography of Southeastern Arizona and adjacent areas*. - *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* (658-B), pp. 42.
- HAYES, P.T. (1972). - *Stratigraphic nomenclature of Cambrian and Ordovician rocks of easternmost Arizona and adjacent westernmost New Mexico*. - *Bull. U.S. geol. Surv.*, (1372-b), pp.21.
- HAYES, P.T. (1975). - *Cambrian and Ordovician rocks of southern Arizona and New Mexico and west Texas*. - *Prof. Paper U.S. geol. Surv.*, (873), pp.98.
- HAYES, P.T. (1978). - *Cambrian and Ordovician rocks of Southeastern Arizona and Southwestern New Mexico*. - In : "Land of Cochise". - *Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 165-173.
- HERNON, R.M. (1935). - *The Paradise Formation and its fauna*. - *J. Paleont.*, (9), 8, 653-696.
- HEWETT, D.F. (1954). - *General geology of the Mojave desert region, California*. - *Bull. California Div. Mines*, (170), 5-20.
- HILL, R.T. (1902). - *The geographic and geologic features and their relation to the mineral products of Mexico*. - *Trans. amer. Inst. Mining and Eng.* (32), 163-178.
- HILL, R.T. (1928). - *Transcontinental structural digression*. - *Bull. Soc. Amer.* (39), 265.
- HOBBS, W.H. (1904). - *Lineaments of the Atlantic border region*. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (15), 483-506.
- HOBBS, W.H. (1912). - *Earth features and their meaning*. - New York, Macmillan Co, pp. 506.
- HOFFER, J.M. (1975). - *Basalt volcanism in the Southern Rio Grande Rift*. - In : "Exploration from the mountains to the basins". - *Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, *Trans. El Paso geol. Soc.*, 101-113.
- HOFFER, J.M. (1986). - *Subsurface volcanic stratigraphy of South-central New Mexico*. - In : "Geology of South-central New Mexico". - *Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 119-122.
- HOFFER, J.M. (1988). - *Historic volcanic eruptions in Mexico and future potential hazards*. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico". - *Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc.* (20), 241-249.
- HOFFER, J.M. & HOFFER, R.L. (1981). - *Geology of the East Potrillo Mountains, Southern Dona Ana County, New Mexico*. - In : "Geology of the Border, Southern New Mexico, Northern Chihuahua". - *Guidebook of the 1981 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 54-56.
- HOFFER, R.L. & HOFFER, J.M. (1981). - *A note on Lower Cretaceous outcrops, Southeastern Luna County, New Mexico, USA*. - In : "Geology of the Border, Southern New Mexico and Northern Chihuahua". - *Guidebook of the 1981 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 57-61.
- HOFFMAN, P., DEWEY, J.F. et BURKE, K. (1974). - *Aulacogens and their genetic relation to geosynclines, with a proterozoic example from Great Slave Lake, Canada*. - In : "DOTT, R.H.Jr. & SHAVER, R.H. (editors), "Modern and ancient geosynclinal sedimentation". - *Sp. Publ. Soc. econ. Pal. and Min. Res.*, (19), 38-55.

- HOLGUN, N. & CANTU, C. (1979). - *Estratigraphia del Mesozoico en el Area Limitrofe de los Estados de Chihuahua y Coahuila*. - Inst. Mexicano del Patroleo, Inédit.
- HOLLAND, R.A. (1980). - *Depositional environment of the Horquilla limestone, Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), Texas Christian University, Forth Worth, Tx, pp. 107.
- HOLSER, W.T. (1953). - *Beryllium minerals in the Victorio Mountains, Luna County, New Mexico*. - Amer. Miner. J. Miner. Soc. Amer. (38), 7-8, 599-611.
- HORAK, R.L. (1975). - *Tectonic relationship of the Permian Basin to the Basin and Range province*. - In : "Exploration from the mountains to the basins". - Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 61-94.
- HOWE, H.J. (1959). - *Montoya Group stratigraphy (Ordovician) of Trans-Pecos Texas*. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (43), 10, 2284-2332.
- HOWE, H.J. (1965a). - *Plectambonitacea, Strophomenacea and Atrypacea from Montoya Group (Ordovician) of Trans Pecos Texas*. - J. Paleont. (39), 4, 647-656.
- HOWE, H.J. (1965b). - *Dalmanellidae from the Montoya Group (Ordovician) of Trans Pecos Texas*. - J. Paleont. (39), 2, 235-247.
- HOWE, H.J. (1966). - *Orthaceo from the Montoya Group (Ordovician) of Trans Pecos Texas*. - J. Paleont. (40), 2, 241-257.
- HOWE, H.J. (1967). - *Rhynchonellacea from the Montoya Group (Ordovician) of Trans Pecos Texas*. - J. Paleont. (41), 4, 845-860.
- IJIRIGHO, B.T. (1989). - *Tectono-structural evolution and hydrocarbon distribution in fractured carbonate reservoirs, Permian Basin, West Texas*. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts". - Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 159-168.
- INMAN, K.F. (1987). - *Depositional environments and sandstones petrography of Cretaceous rocks adobe canyon, Santa Rita Mountains, Southeastern Arizona*. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - Digest Arizona geol. Soc. (18), 301-314.
- IVALDI, J.P. (1989). - *Thermoluminescence et orogénèse : les Alpes occidentales au Paléogène*. - Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences, Institut Polytechnique méditerranéen, Centre de Recherche de Géologie méditerranéenne, pp. 330.
- JAMES, W.C. & MACK, G.H. (1986). - *Abo-Hueco transition zone (Lower-Permian) of the Robledo Mountains and adjacent areas of Southwestern New Mexico, USA*. - In : "Geology of South-central New Mexico". - Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc., 67-72.
- JAMISON, K. (1987). - *Petrofacies of Morita Formation (Bisbee Group), Southeastern Arizona and Northern Sonora, Mexico*. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - Digest Arizona geol. Soc. (18), 257-262.
- JENNINGS, C.W. & TROXELL, B.W. (1954). - *Geology guide through the Ventura Basin and adjacent areas*. - In : JONES, R.H. (editor), "Geology of Southern California". - Bull. California Div. Mines & Geology, (170), pp. 63.
- JICHA, H.L.Jr. (1954). - *Geology and mineral deposits of Lake Valley quadrangle, Grant, Luna and Sierra counties, New Mexico, USA*. - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (37), pp. 93.
- JOHNSON, J.G. (1971). - *Timing and coordination of orogenic, epeirogenic and eustatic events*. - Bull. geol. Soc. Amer., (82), 3263-3298.
- JONES, B.R. & REASER, D.F. (1970). - *Geology of Southern Quitman Mountains, Hudspeth County, Texas*. - In : "Geology of the Southern Quitman Mountains area, Trans Pecos Texas". -

- Guidebook of the 1970 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (70-12), 1-24.*
- JONES, R.W. (1963). - *Structural evolution of part of Southeastern Arizona. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. (2), 140-151.*
- JONES, R.W. (1966). - *Differential vertical uplift : a major factor in the structural evolution of Southeastern Arizona. - Digest Arizona geol. Soc. (8), 97-124.*
- JONES, R.W., HERNON, R.M. et MOORE, S.L. (1967). - *General geology of Santa Rita quadrangle, Grant County, New Mexico. - Prof. Paper U.S. geol. Soc., (555), pp.144.*
- JONES, R.W., DULA, F., LONG, L.E. et McKEE, J.W. (1982). - *An exposure of a fundamental fault in Permian basement granitoids, Valle San Marcos, Coahuila, Mexico. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (14), 7.*
- KACZMAREK, E.L.Jr. (1987). - *Depositional environments, sediment dispersal and provenance of the Upper-Cretaceous Colorado Formation, Southwestern New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, NM.,*
- KEITH, S.B. & BARRETT, L.F. (1976). - *Tectonics of the central Dragoons Mountains : a new look. - Digest Arizona geol. Soc. (10), 169-204.*
- KEITH, S.B. & WILT, J.C. (1985). - *Late-Cretaceous and Cenozoic orogenesis of Arizona and adjacent regions : a strato-tectonic approach. - In : FLORES, R.M. & KAPLAN, S.S. (éditeurs), "Cenozoic paleogeography of the West-central United States ". - Rocky Mountains Sec. Soc. econ. Pal. Miner., 403-437.*
- KELLER, G.R., CALLENDER, J.F., HAWLEY, J.W., CHAMBERLIN, R.M., KLUTH, Ch.F., OLSEN, K.H. et LOZINSKI, R.P. (1989). - *Geophysical and tectonic setting of the Rio Grande rift. - In : "Rio Grande Rift", Guidebook of the 28th intern. geol. Congress, (T318), 1-36.*
- KELLER, G.R., DARBY, T.J. et JENKINS, R.D. (1986). - *Regional geophysical anomalies in Southwestern New Mexico, West Texas and Northern Chihuahua, Mexico. - In : "Geology of South-central New Mexico". - Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc. (15), 152-157.*
- KELLER, G.R., SMITH, R.A., HINZE, W.J. et AIKE, C.L.V. (1985). - *Regional gravity and magnetic study of West Texas. - In : HINZE, W.J. (editor), "The utility of regional gravity and magnetic anomaly maps ". - Soc. Exploration Geophys.,*
- KELLER, G.R., VELDHUIS, J.H. et POWERS, D.W. (1983). - *An analysis of gravity and magnetic anomalies in the Diablo Plateau area. - In : "Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., 152-165.*
- KELLEY, V.C. (1949). - *Geology and economics of New Mexico iron ore deposits. - Univ. of New Mexico Publ. in Geol., N°2, pp. 246.*
- KELLEY, V.C. (1952). - *Tectonics of the Rio Grande depression of central New Mexico, USA. - In : "Geology of central New Mexico". - Guidebook of the 3rd Field Conference, New Mexico geol. Soc., 93-105.*
- KELLEY, V.C. (1955). - *Regional tectonics of the Colorado Plateau and relationships of the origin and distribution of Uranium. - Geol. Publ. New Mexico Univ. (5).*
- KELLEY, V.C. (1956). - *The Rio Grande depression from Taos to Santa Fe. - In : "The Geology of Northern New Mexico". - Guidebook of the 7th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 109-114.*
- KELLEY, V.C. & BOGART, L.E. (1952). - *Gym limestone : New Mexico, USA. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (36), 1644-1646.*
- KELLEY, V.C. & SILVER, C. (1952). - *Geology of the Caballo Mountains. - University of New Mexico,*

- Albuquerque, NM., Publ. in Geol. (4), pp. 286.
- KENNEDY, W.J., COBBAN, W.A. et HOOK, S.C. (1988). - Middle-Cenomanian (Late-Cretaceous) molluscan fauna from the base of the Boquillas Fm, Cerro de Muleros, Dona Ana County, New Mexico, USA. - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (114), 35-44.
- KERANS, Ch. & LUCIA, F.J. (1989). - Recognition of second, third and fourth/fifth order scales of cyclicity in the El Paso Group and their relation to genesis and architecture of Ellenburger reservoirs - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts". - Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 105-110.
- KEYES, C.R. (1940). - Gym Peak Limestones of New Mexico is what?. - Pan American Geol., (73), 368-370.
- KING, P.B. (1962). - Leonard and Wolfcamp series of Sierra Diablo, Texas. - In : "Leonardian facies of the Sierra Diablo region, West Texas". - Guidebook of the 1962 Field Conference, Permian Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (62-7), 42-65.
- KING, P.B. (1969). - The tectonic of North America : a discussion to accompany the Tectonic map of North America. - In : "The tectonic map of North America. Scale : 1:5.000.000. " - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (628),
- KING, P.B. (1983). - Leonard and Wolfcamp series of Sierra Diablo, Texas. - In : "Geology of Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. Min. Res. (83-22), 80-96.
- KING, P.B. & KNIGHT, J.B. (1945). - Geology of the Hueco Mountains, El Paso and Hudspeth Counties, Texas. - Inv. Prelim. Map U.S. geol. Surv. Oil and Gas, (36).
- KINGMA, J.T. (1958). - Possible origin of piercement structures local unconformities and secondary basins in the Eastern Geosyncline, New Zealand. - New Zealand geol. Geophys., (1), 269-274.
- KLUTE, M.A. (1987). - Tectonic significance of sandstone petrofacies within the Bisbee basin of Southeastern Arizona. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas ". - Digest Arizona geol. Soc., (18), 263-272.
- KOTTLOWSKI, F.E. (1958). - Geologic history of the Rio Grande Rift near El Paso. - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains". - Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc., 46-54.
- KOTTLOWSKI, F.E. (1960). - Summary of Pennsylvanian sections in southwestern New Mexico and southeastern Arizona (USA). - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., (66), 187 pp.
- KOTTLOWSKI, F.E. (1961). - Descriptions of deposits. - In : GRISWOLD, G.B. (editor), "Mineral deposits of Luna County, New Mexico, USA ". - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., (72), 40-149.
- KOTTLOWSKI, F.E. (1963). - Paleozoic and mesozoic strata of Southwestern and South central New Mexico. - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., (79), 100.pp.
- KOTTLOWSKI, F.E. (1965). - Sedimentary basins of South central and Southwestern New Mexico. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (49), 11, 2120-2139.
- KOTTLOWSKI, F.E. & LeMONE, D.V. (1969). - Border stratigraphy symposium. - Circ. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (104), 17-25.
- KOTTLOWSKI, F.E. & PRAY, L.C. (1967). - Silurian outcrops of southcentral and southern New Mexico. - In : "Silurian Devonian rocks of Oklahoma and environs. - Digest Tulsa geol. Soc., (35), 209-230.
- KOTTLOWSKI, F.E., FOSTER, R.W. et WENGERD, S.A. (1969a). - Key oil tests and stratigraphic sections in Southwest New Mexico, USA. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 186-196.

- KOTTLOWSKI, F.E., LeMONE, D.V. et FOSTER, R.W. (1969b). - Early Ordovician Highlands of Precambrian rocks and their associated facies. - In : "The Ordovician Symposium". - Guidebook of the 1969 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., 134-142.
- KUELLNER, F.J. (1956). - Geologic map of the Hillsboro Peak thirty minute quadrangle. - Geol. Map New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 1.
- LAGABRIELLE, Y. (1987). - Les ophiolites : marqueurs de l'histoire tectonique des domaines océaniques. Le cas des Alpes franco-italiennes (Queyras, Piedmont). Comparaison avec les ophiolites d'Antayia (Turquie) et du Coast Range (Californie). - Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences, Université de Bretagne Occidentale, Brest, pp. 350.
- LANCE, J.O.Jr., KELLER, G.R. et AIKEN, C.L.V. (1982). - A regional geophysical study of the western overthrust belt in Southwestern New Mexico, USA and Northern Chihuahua, Mexico. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic studies of the Cordilleran thrust belt". - Rocky Mountains Assoc. Geol. (I), 467-473.
- LANPHERE, M.A. & JONES, D.L. (1978). - Cretaceous time scale from North America. - Studies in Geology, Amer. Assoc. Petroleum Geol. (6), 259-269.
- LASKY, S.G. (1938). - Newly discovered section of Trinity age in Southwestern New Mexico, USA. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (22), 524-540.
- LASKY, S.G. (1947). - Geology and ore deposits of the Little Hatchet Mountains, Hidalgo and Grant Counties, New Mexico, USA. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (208), pp. 101.
- LASKY, S.G. & WEBBER, B.N. (1949). - Manganese resources of the Artillery Mountains region, Mohave County, Arizona. - Bull. U.S. geol. Surv. (961).
- LAUDON, L.R. & BOWSHER, A.L. (1949). - Mississippian formations of southwestern New Mexico. - Bull. geol. Soc. Amer., (60), 1-87.
- LAWTON, T.F., MACK, G.H. et LUCAS, S.G. (1989). - Stratigraphy, age and tectonic significance of the Ringbone Formation, Southwestern New Mexico, USA. - Abst. with Programs, amer. Assoc. Petroleum Geol. (21), 5, 104.
- LEMLEY, I.S. (1982). - The Lobo Formation and lithologically similar units in Luna and Southwestern Dona Ana Counties, New Mexico. - (M.S.Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, NM.,
- LeMONE, D.V. (1967). - Canadian lower El Paso Group, Southern Franklin Mountains, El Paso County, Texas. - Abst. geol. Soc. Amer., 21.
- LeMONE, D.V. (1969a). - The Canadian (Lower-Ordovician) El Paso Group of the Southern Franklin Mountains, El Paso County, Texas. - In : "Delaware Basin Exploration". - Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc., 76-81.
- LeMONE, D.V. (1969b). - Lower paleozoic rocks in the El Paso area, Texas. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 68-79.
- LeMONE, D.V. (1975). - Correlation aspects of the Ordovician of the Southwestern United States. - In : "Exploration from the mountains to the basins". - Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 169-190.
- LeMone, D.V. (1976). - The Lower Ordovician Florida Mountains Formation of the Franklin Mountains, El Paso County, Texas. - In : "Queen Memorial Volume". - Guidebook of the 10th Field Conference, El Paso geol. Soc., 25-33.
- LeMONE, D.V. (1989). - Sequence stratigraphy of the Tabosa Basin-related paleozoic sediments of the Franklin Mountains, El Paso County, Texas and Dona Ana County, New Mexico. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas

- and southern New Mexico : modern exploration concepts". - Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (89-31), 71-84.
- LeMONE, D.V. & CORNELL, W.C. (1988). - Stratigraphy fieldguide : Franklin Mountains, Texas and New Mexico, USA. - Mem. El Paso geol. Society, pp. 43.
- LeMONE, D.V., KONDELIN, R., McEVERS, L., MADDEN, H.D., ROARK, R.C., SIMPSON, R.D. et PICKENS, C.A. (1983). - Paleozoic and early Cretaceous strata of the El Paso borderland. - In : "Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (83-22), 122-130.
- LeMONE, D.V., SIMPSON, R.D. et TURNSEK, D. (1983). - Preliminary examination of the Esby Formation (late-Albian) coral fauna from the North-western Eagle Mountains, Hudspeth County, Texas. - In : "Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (83-22), 114-121.
- LINDBERG, F.A. (1987). - Cretaceous sedimentary geology of the Rucker Canyon area, Cochise County, Arizona. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - Digest Arizona geol. Soc. (18), 283-299.
- LINDGREN, W., GRANTON, L.C. et GORDON, C.H. (1910). - The ore deposits of New Mexico, USA. - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (68), pp. 361.
- LIVACCARI, R.F., BURKE, K. et SENGOR, A.M.C. (1981). - Was the laramide orogeny related to subduction of an oceanic plateau ? - Nature, (289), 276-278.
- LOCHMAN-BALK, C. (1958). - The Capitol Dome section, Florida Mountains, Luna County, New Mexico, USA. - Guidebook of the 11th Field Conference, Roswell geol. Soc., 47-52.
- LOCHMAN-BALK, C. (1970). - Upper Cambrian faunal patterns on the craton. - Bull. geol. Soc. Amer., (81), 11, 3197-3224.
- LOCHMAN-BALK, C. (1974). - The Capitol Dome section, Florida Mountains, Luna County, New Mexico, USA : revisited. - Guidebook of the 8th Field Conference, El Paso geol. Soc., 7-15.
- LOCKE, A., BILLINGSLEY, P.R. et MAYO, E.B. (1940). - Sierra Nevada tectonic patterns. - Bull. geol. Soc. Amer. (51), 513-540.
- LONGWELL, C.R. (1974). - Measure and date of movement on Las Vegas Valley shear, Clark County, Nevada. - Amer. J. Sci., 258-A, 192-203.
- LOPEZ-RAMOS, E. (1969). - Marine paleozoic rocks of Mexico. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (53), 12, 2399-2417.
- LOPEZ-RAMOS, E. (1980). - Geología de México (tomo II), 2a Ed.). - .
- LOPEZ-RAMOS, E. (1982). - Geología de México (tomo II), third edition. - Tesis, Reséndiz S.A. (Division Comercial), Mexico, D.F., pp. 454.
- LOPEZ-RAMOS, E. (1988). - Geología y aprovechamiento integral de las perforaciones en el altiplano mexicano. - Geomimet, enero/febrero 1988, (151), 84-100.
- LORING, A.K. & LORING, R.B. (1980). - Age of thrust faulting in the Little Hatchet area, Southwestern New Mexico, USA. - Isochron/West, (27), 29-30.
- LOVEJOY, E.M.P. (1975). - Cenozoic tectonics of the El Paso Texas region. - In : "Exploration from the Mountain to the Basins", Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 95-99.
- LOVEJOY, E.M.P. (1976). - Geology of Cerro de Cristo Rey uplift, Chihuahua and New Mexico. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (31), pp. 76.
- LOWE, D.R. (1989). - Stratigraphy, sedimentology and depositional setting of preorogenic rocks of the Ouachita Mountains, Arkansas and Oklahoma. - In : Hatcher, R.D.Jr., THOMAS, W.A. et VIELE, G.W. (editors), "The Appalachian and Ouachita orogen in the United States". - Geol.

- Soc. Amer., "The Geology of North America", (F-2), in press.
- LOWELL, J.D. (1972). - Spitzbergen tertiary orogenic belt and the Spitzbergen fracture zone. - Bull. geol. Soc. Amer. (83), 3091-3102.
- LOWELL, J.D. (1983). - Rocky Mountains foreland basins and uplifts. - Rocky Mountains Assoc. Geol., pp. 392.
- LUCAS, S.G., KUES, B.S., HAYDEN, S.N., ALLEN, B.D., KIETZKE, K.K., WILLIAMSON, T.E., SEALEY, et PENCE, R. (1988). - Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Cooke's Range, Luna County, New Mexico, USA. - In : "Geology of Southwestern New Mexico", Guidebook of the 39th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 143-168.
- LUCIA, F.J. (1969). - Sedimentation and paleogeography of the El Paso Group. - In : "Delaware Basin Exploration", Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc., 61-75.
- LUETH, V., PEARSON, J. et PORTER, E. (1986). - Distribution of precious metal deposits in Southwestern New Mexico. - In : "Geology of Southcentral New Mexico, USA", Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc., 95-104.
- LYNN, C.G. (1975). - Stratigraphic correlations of the El Paso and Montoya Groups in the Victorio Hills, the Snake Hills and the big Florida Mountains in Southwestern New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), University of Arizona, Tucson, Az., pp. 115.
- MACHETTE, M. (1987). - Neotectonics of the Rio Grande Rift, New Mexico, USA. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- MACK, G.H. (1986). - Lower Cretaceous stratigraphy and depositional environments in the East Potrillo Mountains and adjacent areas of Southwestern New Mexico. - In : "Geology of Southcentral New Mexico", Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc., 85-94.
- MACK, G.H. (1987a). - Mid-Cretaceous (Late Albian) change from rift to retro-arc foreland basin in Southwestern New Mexico. - Bull. geol. Soc. Amer. (98), 507-514.
- MACK, G.H. (1987b). - Tectonic, eustatic and climatic control on Cretaceous (Aptian to Turonian) sedimentation in Southwestern New Mexico. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas", Digest Arizona geol. Soc. (18), 371-379.
- MACK, G.H. & CLEMONS, R.E. (1988). - Structural and stratigraphic evidence for the Laramide (early Tertiary) Burro Uplift in Southwestern New Mexico. - In : "Southwestern New Mexico", Guidebook of the 39th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 59-66.
- MACK, G.H. & JAMES, W.C. (1986). - Cyclic sedimentation in the mixed siliclastic carbonate Abo-Hueco transitional zone (lower Permian), Southwestern New Mexico, USA. - J. Sedim. Petrology, (56), 5, 635-647.
- MACK, G.H. & KOLINS, W.B. (1985). - Depositional environments and sediment dispersal of Lower Cretaceous rocks, Southwestern New Mexico. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (17), 253.
- MACK, G.H. & SEAGER, W.R. (1988). - Laramide block uplifts and complementary basins in Southern New Mexico, USA. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (72), 1, 98-103.
- MACK, G.H., KOLINS, W.B. et GALEMORE, J.A. (1986). - Lower-Cretaceous stratigraphy, depositional and sediment dispersal in Southwestern New Mexico, USA. - Amer. J. Sci. (286), 309-331.
- MANKIN, C.J., coordinateur, (1987). - Texas-Oklahoma tectonic region (TOT). - COSUNA Project, Amer. Assoc. Petroleum Geol.
- MARVIN, R.F., NAESER, C.W. et MEHNERT, H.H. (1978). - Tabulation of radiometric age - including unpublished K-Ar and fission track ages - for rocks in Southwestern New Mexico, USA. - In : "Land of cochise : SE Arizona". - Guidebook 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 243-252.
- MATTHEWS, V.III, (1978). - Laramide folding associated with basement block faulting in the Western

- United States. - *Mem. geol. Soc. Amer.* (151), pp. 370.
- MAUGER, R.L. (1987). - Tertiary volcanic history of the Tinaja Lisa Block (TLB), North central Chihuahua, Mexico. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (19), 7.
- MAUGHAN, E.K. (1983). - Tectonic setting of the Rocky Mountain region during the late Paleozoic and the early Mesozoic. - In : *Proceedings of symposium on the genesis of Rocky Mountains ore deposits : changes with time and tectonics* ". - *Denver Region Exploration geol. Soc.*, 39-50.
- MAUGHAN, E.K. & PERRY, W.J.Jr. (1986). - Lineaments and their tectonic implications in the rocky Mountains and adjacent Plains region. - In : PETERSON, J.A. (editor), *"Paleotectonics and sedimentation"*. - *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (41), 41-53.
- MAULDIN, R.A. & CORNELL, W.C. (1986). - Paleocology and biostratigraphy correlation of the Del Rio clay, Cerro de Cristo Rey, Dona Ana County, New Mexico. - In : *"Geology of South central New Mexico"*. - *Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 77-84.
- MAYER, L. (1978). - Lexicon of geologic names of Southern Arizona. - In : *"Land of Cochise"*. - *Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 143-155.
- MAZZULLO, L.J., MAZZULLO, S.J. et DURHAM, T.E. (1989). - Geologic controls on reservoir development in Silurian and Devonian carbonates, Northern Midland Basin, Texas. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), *"The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts"*. - *Guidebook of the 1989 Field Seminar. - Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, (89-31), 209-218.
- MAZZULLO, S.J. (1989). - Formational and zonal subdivisions of the Ellenburger Group (Lower Ordovician), Southern Midland Basin, Texas - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), *"The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts"*. - *Guidebook of the 1989 Field Seminar. - Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, (89-31), 113-122.
- McANULTY, W.N.Jr. (1969). - Precambrian rocks of the Fusselman Canyon area, Franklin Mountains, Texas. - In : *"Delaware Basin Exploration"*. - *Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 59-60.
- McANULTY, W.N.Jr. (1976). - Resurgent cauldrons and associated mineralizations, Trans Pecos Texas. - In : *"Tectonics and mineral resources of Southwestern North America, a volume honoring V.C.Kelley"*. - *Sp. Publ. New Mexico geol. Soc.* (6), 180-186.
- McBRIDE, E.F. (1978). - The Ouachita trough sequence, Marathon region and Ouachita Mountains, Texas. - In : *"Tectonics and Paleozoic facies of the Marathon geosyncline, West Texas"*. - *Guidebook of the 1978 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, 39-49.
- McCUNN, H.J. & WALKER, R.D. (1962). - General geologic relationships between outcrops of the Diablo Plateau Region and the subsurface of the Permian Basin of West Texas. - In : *"Leonardian facies of the Sierra Diablo region, West Texas"*. - *Guidebook of the 1962 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, 91-103.
- McDOWELL, F.W. & CLABAUGH, S.E. (1979). - Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of Western Mexico. - *Sp. Pap. geol. Soc. Amer.* (80), 113-124.
- McGLASSON, E.H. (1969). - The Siluro-Devonian of West Texas and Southeast New Mexico. - In : *"Delaware Basin Exploration"*. - *Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 35-44.
- McKEE, J.W. & JONES, N.W. (1979). - A large mesozoic fault in Coahuila, Mexico. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (11), 7, p.476.
- McKEE, J.W. & JONES, N.W. (1982). - Jurassic, Cretaceous and Tertiary movement along a fundamental fault at Valle San Marcos, Coahuila, Mexico. - *Abst. with programs geol. Soc.*

- Amer. (14), 7.
- McKEE, J.W. & JONES, N.W. (1990). - Stratigraphy and provenance of strata along the San Marcos fault, central Coahuila, Mexico. - *Bull. Geol. Soc. of America*, 593-614.
- McKEE, E.D., CROSBY, E.J. et al, (1975). - Paleotectonic investigation of the Pennsylvanian system in the united States. - *Prof. Pap. U.S. geol. Surv.* (853), pp. 349.
- McKEE, J.W., JONES, N.W. et LONG, L.E. (1984). - History of recurrent activity along a major fault in Northeastern Mexico. - *Geology*, (12), 2, 103-107.
- McKEE, E.D., ORIEL, S.S. et al, (1967). - Paleotectonic maps of the Permian system. - *Misc. geol. Invest. Map U.S. geol. Surv.*, Map I-450.
- McKEE, E.D., ORIEL, S.S., KETTNER, K.B., McLACHLAN, M.E., GOLDSMITH, J.W., McLACHLAN, J.C. et MUDGE, M.R. (1959). - Paleotectonic maps of the Triassic system. - *Misc. geol. Invest. Map U.S. geol. Surv.*, Map I-300, pp. 33.
- MEADER, S.J. (1976). - Paleogeology of the Upper Devonian Percha Formation of south-central Arizona. - (M.S.Thesis), University of Arizona, Tucson, 104 pp.
- MIALL, A.D. (19??). - Fluvial sedimentology. - *Can. Soc. of Petroleum Geol. (Mem. 5)*.
- MICHEL-NOEL, G. et ANGELIER, J. (1989). - Formation des bassins en extension : comparaison de deux ensembles dans le "Basin and Range", USA. - *Bull. Soc. geol. France*, (8), V, 3, 523-532.
- MOODY, J.D. (1973). - Petroleum exploration aspects of wrench fault tectonic. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (57), 3, 449-476.
- MOODY, J.D. & HILL, M.J. (1955). - Wrench fault tectonics (abstracts). - *Bull. geol. Soc. Amer.* (66), 481-506.
- MOODY, J.D. & HILL, M.J. (1956). - Wrench fault tectonics. - *Bull. geol. Soc. Amer.* (87), 1207-1246.
- MORGAN, P., SEAGER, W.R. et GOLOMBECK, M.P. (1986). - Cenozoic thermal, mechanical and tectonic evolution of the Rio Grande rift. - *J. geol. Research*, (91), 36, 6263-6276.
- MORLEY, C.K. (1986). - A classification of thrust fronts. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (70), 1, 12-25.
- MUEHLBERGER, W.R. (1965). - Late paleozoic movement along the Texas Lineament. - *Trans. New York Acad. Sci.* (2), 27, 385-392.
- MUEHLBERGER, W.R. (1978). - Notes on the structural domains of the Marathon region. - In : "Tectonics and paleozoic facies of the Marathon geosyncline, West Texas", *Guidebook of the 1978 Field Conference. - Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, 51-54.
- MUEHLBERGER, W.R. (1980). - Texas Lineament revisited. - In : "Trans-Pecos region, Western Texas", *Guidebook of the 31st Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 113-121.
- MUEHLBERGER, W.R. (1989). - Transpression and transtension in trans-Pecos Texas : Laramide versus Rio Grande Rift tectonic episodes. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.* (21), 5, 120.
- MUELA, P.Jr. (1985). - Geology of Northern Sierra Santa Rita, Northwest Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 101.
- MULLIN, R.N. (1983). - Stagecoach pioneers of the Southwest. - *University of Texas at El Paso, Tx; Monograph Southwestern Studies*, (71), pp. 48.
- NAVARRO, G.A. & TOVAR, R.J. (1974). - Stratigraphy and tectonics of the state of Chihuahua, Mexico. - In : "Geology of Chihuahua and Sinaloa, Mexico". - *Guidebook of the 1974 Field Conference, West Texas geol. Soc.* (74-63), 87-91.
- NAYLOR, M.A., MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C.H.K. (1986). - Fault geometries in basement-indured wrench faulting under different initial stress states. - *J. Struct. Geol.*, (8), 7, 737-752.
- NEELY, L.L. (1980). - Biostratigraphy study of the Horquilla limestone, Big Hatchet Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), Texas Christian University, Forth Worth, Tx, pp. 121.

- NELSON, E.P. & HUNTER, J.H. (1986). - Laramide thin-skinned deformation in Permian rocks, Fra Cristobal range, South central New Mexico, USA. - In : "Geology of the Truth or Consequence area, South central New Mexico, USA". - Guidebook of the 37th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 115-121.
- NELSON, E.P. (1986). - Geology of the Fra Cristobal range, South central New Mexico, USA. - In : "Geology of the Truth or Consequence area, South central New Mexico, USA". - Guidebook of the 37th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 83-91.
- NELSON, L.A. (1940). - Paleozoic stratigraphy of the Franklin Mountains, West Texas. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (24), 157-172.
- NELSON, L.A. & HAIGH, B.R. (1958). - Geology of the Franklin and Hueco Mountains, West Texas. - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc.
- NIELSON, R.L. (1979). - Regional tectonics and the emplacement of porphyry copper intrusions, Arizona and New Mexico, USA. - Bull. Nevada Bur. Mines & Geology, (33), 49-56.
- NODELAND, S.K. (1977). - Cenozoic tectonics of Cretaceous rocks in the Northeast Sierra de Juarez, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 79.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, (1961). - North American stratigraphic code. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (67), 5, 841-875.
- NYDEGGER, G.L. (1982). - The Las Vegas - El Paso gap : a review of the southern part of the Cordilleran Overthrust Belt. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic studies of the cordilleran Thrust Belt : Texas to Arizona field conference ". - Rocky Mountains Assoc. Geol., Vol. II, 391-408.
- ORTEGA-GUTIERREZ, F. (1987). - New insights into the tectonic evolution of Mexico. - Abst. with programs geol. Soc. Amer. (19), 7.
- ORTUNO-ARZATE, F. (1985). - Evolution sédimentaire mésozoïque du bassin rift de Chihuahua le long d'une transversale Aldama-Ojinaga (Mexique) : Implications géodynamiques. - Thèse de doctorat 3ème cycle, Université de Pau et des Pays de l'Adour, pp. 350.
- OSBONE, B. & LEMONE, D.V. (1978). - Multilaminar growth in *Reptomulticava texana* : a new species of cyclostome Bryozoa. - J. Paleont. (52), 4, 830-845.
- O'LEARY, D.W., FRIEDMAN, J.D. et POHN, H.A. (1976). - Lineament and linear structural features : a terminological reappraisal. - In : PODWYSOCKY, M.H. and EARLE, J.L. (editors), *Proceedings of the 2d International Conference on Basement Tectonic*. Denver, CO, 571-577.
- PACKARD, F.A. (1955). - The stratigraphy of the upper Mississippian Paradise Formation of southeastern Arizona and southwestern New Mexico. - (M.S.Thesis), University of Wisconsin, Madison, pp.103.
- PATTERSON, W.D. (1978). - Geology of Permian rocks near Ascencion, Northern Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), Texas Christian University, Fort Worth, Tx, pp. 72.
- PEARSON, B.T. (1983). - General survey of the oil and gas prospects of the Trans-Pecos Texas. - In : "Geology of Sierra Diablo and southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (83-22), 170-176.
- PEMEX, (1980). - Prospecto Casas Grandes, Chihuahua. - Pemex internal Report.
- PEMEX, (1985). - Prospecto Banco de Lucero, Chihuahua. - Pemex internal Report.
- PEMEX, (1986). - Prospecto Presidio, Chihuahua. - Pemex internal Report.
- PEMEX, (1987a). - Prospecto Chinos, Chihuahua. - Pemex internal Report.
- PEMEX, (1987b). - Prospecto Ascencion, Chihuahua. - Pemex internal Report.
- PEREZ, C., CHARLESTON, S. et MALPICA, R. (1984). - Una nueva localidad del Paleozoico en Mexico. - VII Convencion Nacional, Mem. Soc. geol. Mexicana, 11-27.

- PETERSON, J.A. & SMITH, D.L. (1986). - *Rocky Mountains Paleogeography through geologic time.* - In : PETERSON, J.A. (editor), "Paleotectonics and sedimentation ". - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. (41), 3-19.
- PHILLIPS, J.D. (1986). - *Geology of the Southern portion of Sierra de Palomas, Northwestern Chihuahua, Mexico.* - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 118.
- POWELL, D.L. (1983). - *The structure and stratigraphy of the early Cretaceous of the Southernmost East Potrillo Mountains, Dona Ana County, New Mexico, USA.* - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 126.
- POWELL, J.D. (1965). - *Late Cretaceous platform basin facies, Northern Mexico and adjacent Texas.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (49), 5, 511-525.
- POWELL, J.D. (1970). - *Early upper Cretaceous faunal zones Southwest of the Diablo-Coahuila platform.* - In : "Geology of the Southern Quitman Mountains area, Trans Pecos Texas". - Guidebook of the 1970 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (70-12), 96-99.
- PRATT, W.P. (1967). - *Geology of the Hurley west quadrangle, Grant County, New Mexico.* - Bull. U.S. geol. Surv., (1241-E), pp.91.
- PRATT, W.P. & JONES, W.R. (1961). - *Montoya Dolomite and Fusselman Dolomite in Silver City region, New Mexico.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (45), 484-500.
- PRAY, L.C. (1953). - *Upper Ordovician and Silurian stratigraphy of the Sacramento Mountains.* - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (37), 1894-1918.
- PRAY, L.C. (1958). - *Stratigraphy section, Montoya Group and Fusselman Formation, Franklin Mountains, West Texas.* - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc., 31-40.
- PUENTE, J.M. (de la), VALENCIA, J.R. et TOVAR, J.R. (1975). - *Preliminary geologic map of the Northeast section of the State of Chihuahua, Mexico.* - In : "Exploration from the Mountains to the Basins". - Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG and Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., El Paso geol. Soc.
- QUINTANA, J.R. & VASSALLO, L.F. (1988). - *Neogene continental plate separation in Northwestern Mexico and associated mineral deposits.* - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of the Sierra Madre Occidental province, Mexico". - Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc. (20), 147-158.
- RAMIREZ, J.C. & ALEVADO, C.E. (1957). - *Notas sobre la geologia de Chihuahua.* - Bol. Asoc. mexicana Geol. Petroleros, (9), 9-10, 583-772.
- RAMSAY, J.G. (1967). - *Folding and fracturing of rocks.* - Mc Graw Hill Book Co, New York, pp. 568.
- RANGIN, C. (1982). - *Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord-Ouest du Mexique.* - Thèse de doctorat d'état ès Sciences, Université de Paris VI, Pierre et Marie Curie, (82-12).
- RANGIN, C. (1986). - *Contributions à l'étude géologique du système cordillérain mésozoïque du Nord du Mexique.* - Mem. Soc. geol. France, Paris, (148), pp. 136.
- RANSOME, F.L. (1904). - *The geology and ore deposits of the Bisbee quadrangle, Arizona.* - Prof. Pap. U.S. geol. Surv. (21), pp. 167.
- RANSOME, F.L. (1915). - *The Tertiary orogeny of the North American Cordillera and its problem.* - In : RICE, W.N. et al (editors), "Problems of American Geology ", New Haven, Yale University, 287-376.
- REASER, D.F. (1982). - *Geometry and deformational environment of the Cieneguilla-Quitman range in Northeastern Chihuahua, Mexico and Western Texas.* - In : POWERS, P.B. (editor), "Geologic Studies of the Cordilleran thrust belt ", Rocky Mountains Assoc. Geol. (1), 425-450.
- PLAUCHUT, B. (1986) - *Land ownership, oil and gas leasing practises within the United States.* Houston Pau - Rapport interne Elf Aquitaine inédit, 39 p.
- PLAUCHUT, B. (1989) - *Etude géologique des Cordillères nord américaines.* Bull. Centres Rech. Explor. Produc. Elf Aquitaine, 13, 2, 215-217.

- REYEROS de CASTILLO, M.M. (1974). - *Corales del Jurassic Superior de Chihuahua*. - *Paleontologia mexicana*, Inst. de Geol. U.N.A.M. (40), 7-43.
- RICHARD, P. (1987). - *Structures en fleur : modélisation analogique et exemples naturels*. - D.E.A., Université de Rennes, pp. 44.
- RICHARD, P. (1989). - *Champ de failles ou dessus d'un décrochement de socle : modélisation expérimentale*. - *Doct. de l'Université de Rennes I*, pp. 345.
- RICHARDSON, G.B. (1904). - *Report of a reconnaissance in Trans Pecos area, Texas*. - *Bull. Texas Univ. Min. Surv.* (9), pp. 29.
- RICHARDSON, G.B. (1908). - *Paleozoic formations in trans Pecos area, Texas*. - *Amer. J. Sci.* (25), 475-479.
- RICHARDSON, G.B. (1909). - *Description of the El Paso quadrangle, Texas*. - *Folio U.S. geol. Surv.* (166), pp. 11.
- RICHERT, J.P., PERRIN, G., RONFOLA, D. et LARRIBAU, J.D. (1981). - *West Texas overthrust project, Hudspeth County, Texas : surface tectonic report*. - *Rapport SNEA(P), DEX GEO/CEG, (I-1751)*, pp. 26.
- RINOWSKI, R.D., -(1983). - *The late Mississippian Helms Formation (Chester), Franklin Mountains, El Paso County, Texas and Bishop Cap Hills, Dona Ana County, New Mexico, USA*. - In : *"Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas"*, *Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.* (83-22), 30-35.
- ROBERTS, D.C. (1988). - *Geology of the Cerro Panales area, East central Chihuahua, Mexico*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx.
- ROBERTS, D.C. & DYER, R. (1988). - *A preliminary report on geology of the Cerro Panales area, East central Chihuahua, Chihuahua, Mexico*. - In : *"Stratigraphy, tectonics and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Chihuahua, Mexico"*, *Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc.* (20), 159-172.
- ROBINSON, B.R. & CLARK, K.F. (1981). - *Reconnaissance geology of the sierra Alta-Boca Grande area, Chihuahua, Mexico*. - In : *"Geology of northern Chihuahua"*, *Guidebook of the 1981 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 62-63.
- ROD, E. (1956). - *Strike-slip faults of northern Venezuela*. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.* (40), 457-476.
- ROLDAN-QUINTANA, J. & GONZALES, L. (1979). - *Brief summary of the geology of Cretaceous and Tertiary in the state of Sonora, Mexico*. - In : *"Geology of Northern Sonora, Mexico"*, *Guidebook of the 27th Field Conference, El Paso geol. Soc.*, 49-52.
- ROSADO, R. V. (1970). - *Devonian stratigraphy of south-central New Mexico and far west Texas*. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Texas, 108 pp.
- ROSAZ, T.M. (1989). - *Le passage des Cordillères nord-américaines aux Sierra Madre mexicaines le long du Texas Lineament : Geologie du SW du Nouveau-Mexique*. - *Bull. Centres Rech. Explor. - Produc. Elf Aquitaine*, 13, 2,
- ROSE, P.R. (1972). - *Edwards Group, surface and subsurface, Central Texas*. - *Report inv. Texas Bur. econ. geol.*, 74, 198 pp.
- ROSS, C.A. (1978a). - *Pennsylvanian and early Permian depositional framework, Southeastern Arizona*. - In : *"Land of Cochise"*. - *Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 193-200.
- ROSS, C.A. (1978b). - *Late Pennsylvanian and early Permian sedimentary rocks and tectonic setting of the Marathon Geosyncline*. - In : *"Tectonics and Paleozoic facies of the Marathon Geosyncline, West Texas"*. - *Guidebook of the 1978 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, 89-93.

- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1986). - Paleozoic paleotectonics and sedimentation in Arizona and New Mexico. - In : PETERSON, J.A. (editor), "Paleotectonics and sedimentation". - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol., (41), 653-668.
- ROURE, F. (1984). - Une coupe géologique du Golconda au Pacifique (Oregon, NW du Nevada et Nord de la Californie) : évolution mésozoïque et cénozoïque de la marge ouest-américaine. - Thèse 3ème cycle, Université. P. & M. Curie, Paris, pp. 248.
- ROURE, F. & SOSSON, M. (1986). - Late Jurassic collision between a composite exotic block and the North American continent : a model for the Cordillera building. - Bull. Soc. geol. France, (8), 6, 945-959.
- ROYO-CHOA, M. (1983). - Geologia de la Sierra la Candelaria, Chihuahua, Mexico. - Tesis no publ., Universidad Nac. Aut. Mexico.
- RUCKMICK, J.C. (1975). - A review of metal exploration in the Southwestern United States. - In : "Exploration from the mountains to the basins". - Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 129-140.
- RUIZ, J., PATCHETT, P. J. & ORTEGA-GUTIERREZ, F. (1988). - Proterozoic and Phanerozoic basement terranes of Mexico from Nd isotopic studies. - Bull. Geol. Soc. of Amer., 100, 274-281.
- RUPERT, M.G. (1986). - Structure and stratigraphy of the Klondike Hills, Southwestern New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, NM, pp. 138.
- RUPERT, M.G. & CLEMONS, R.E. (1988). - Klondike Hills, Southwestern New Mexico, USA : example of Laramide deformation. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (72), 1, 98-103.
- SABINS, F.F.Jr. (1957). - Stratigraphic relations in Chihuahua and Dos Cabezas Mountains, Arizona. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (41), 466-510.
- SALVADOR, A. (1987). - Late Triassic-Jurassic paleogeography and origin of Gulf of Mexico Basin. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (71), 4, p. 419-451.
- SANDBERG, C.A. (1976). - Conodonts biofacies of late Devonian Polygnathus styriacus Zone in western United States. - In : BARNES, C.R. (editor), "Symposium on Conodont paleoecology". - Sp. Paper geol. Assoc. Canada, (15), 171-186.
- SCHMIDT, R.H.Jr. (1973). - A geographic survey of Chihuahua, Mexico. - Southwestern Studies, University of Texas at El Paso, Tx, Monograph Univ. Texas El Paso, (37), pp. 63.
- SCHUMACHER, D. (1978). - Devonian stratigraphy and correlations in Southeastern Arizona. - In : "Land of Cochise". - Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 175-181.
- SCHWARTZ, G.M. (1953). - Geology of the San Manuel copper deposit, Arizona. - Prof. Pap. U.S. geol. Soc. (256).
- SCOTT, R.W. (1987a). - The bivalve Musculiopsis McNeil in lower Cretaceous non marine strata, Rocky Mountains. - University of Wyoming, Contributions to Geology, (25), 1, 29-33.
- SCOTT, R.W. (1987b). - Stratigraphy and correlations of the Cretaceous Mural limestone, Arizona and Sonora. - In : DICKINSON, W.R. & KLUTE, M.A. (editors), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas", Digest Arizona geol. Soc. (18), 327-334.
- SEAGER, W.R. (1975). - Cenozoic tectonic evolution of the Las Cruces area, New Mexico, USA. - In : "Geology of the Las Cruces area, New Mexico, USA". - Guidebook of the 26th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 297-321.
- SEAGER, W.R. (1981). - Geology of the Organ Mountains and Southern San Andres Mountains, New Mexico, USA. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (36), pp. 97.
- SEAGER, W.R. (1983). - Laramide wrench faults basement cored uplifts and complementary basins in Southern New Mexico, USA. - New Mexico Geology, (5), 4, 69-76.

- SEAGER, W.R. & CLEMONS, R.E. (1982). - Late Cretaceous and Tertiary deformation of South central New Mexico, USA. - In : DREWES, H. (editor), "Geologic studies of the Cordilleran thrust belt : Texas to Arizona field conference ", Rocky Mountains Assoc. Geol., Vol. II, 892-894.
- SEAGER, W.R. & MACK, G.H. (1986a) - Laramide paleotectonics of Southern New Mexico, USA. - In : PETERSON, J.A. (editor), "Paleotectonics and sedimentation ", Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. (41), 669-685.
- SEAGER, W.R. & MACK, G.H. (1986b) - Summary of geology of East Potrillo Mountains area, New Mexico, USA. - In : "Geology of South central New Mexico, USA". - Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc. (15), 158-165.
- SEAGER, W.R., KOTROWSKI, F.E. et HAWLEY, J.W. (1976). - Geology of Dona Ana County, New Mexico, USA. - Circular New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (147), pp. 36.
- SEAGER, W.R., MACK, G.H., RAIMONDE, M.S. et RYAN, R.G. (1986). - Laramide basement-cored uplift and basins in South central New Mexico. - In : "Geology of the Truth or Consequences area, New Mexico, USA". - Guidebook of the 37th Field Conference, New Mexico geol. Soc.
- SEAGER, W.R., SHAFIQUZZAH, M., HAWLEY, J.W. et MARVIN, R.F. (1984). - New K-Ar dates from basalts and the evolution of the Southern Rio Grande rift. - Bull. geol. Soc. Amer., (95), 87-99.
- SEEWALD, K.O. (1969). - Pennsylvanian and lower Permian stratigraphy, Hueco Mountains, Texas. - In : "Delaware Basin Exploration". - Guidebook of the 1969 Field conference, West Texas geol. Soc., 45-49.
- SEEWALD, K.O. (1975). - Petroleum prospects of the Orogrande Basin. - In : "Exploration from the mountains to the basins", Guidebook of the 1975 joint meeting AAPG & Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. Min. Res., Trans. El Paso geol. Soc., 39.
- SHEPARD, T.M. & WALPER, J.L. (1983). - Tectonic evolution of trans Pecos, Texas. - In : "Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (83-22), 131-140.
- SHURBET, D.H. & CEBULL, S.E. (1987). - Tectonic interpretation of the westernmost part of the Ouachita-Marathon (Hercynian) orogenic belt, west Texas-Mexico. - Geology, (15), 458-461.
- SILVER, L.T. & ANDERSON, T.H. (1974). - Possible left lateral early to middle Mesozoic disruption of the Southwestern North American craton margin. - Abst. with programs geol. Soc. Amer., (6), 955.
- SILVER, L.T., ANDERSON, C.A., CRITTENDEN, M. et ROBERTSON, J.M. (1977). - Chronostratigraphic elements of the Precambrian rocks of the southwestern and far western United States. - Abst. with Programs, Geol. Soc. Amer., (9), 1176.
- SIMPSON, R.D. & LeMONE, D.V. (1983). - Permian Brachiopods and the age of the Hueco Group in the Hueco Mountains, Texas and New Mexico, USA. - In : "Geology of the Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res., (83-22), 76-79.
- SINNO, Y.A., DAGGETT, P.H., KELLER, G.R., MORGAN, P. et HARDER, S.H. (1986). - Crustal structure of the Southern Rio Grande Rift from seismic refraction profiling. - J. geoph. Res., (91), 6143-6156.
- SIVILS, D.J. (1988a) - Geology of Northern Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 107.
- SIVILS, D.J. (1988b) - Post Paleozoic structural styles in Northern Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol., (72), 1, 98-103.
- SIVILS, D.J. & PHILLIPS, J.D. (1986). - Geology of Sierra de Palomas, Chihuahua, Mexico. - In : "Geology of Southcentral New Mexico, USA. - Guidebook of the 1986 Field Conference, El Paso geol. Soc., 60-66.

- SLOSS, L.L. (1963). - Sequences in the cratonic interior of North America. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, (74), 110 pp.
- SMALL, T.A. (1958). - El Cerro de Muleros (Cerro de Cristo Rey), New Mexico, Texas and Chihuahua. - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains, West Texas", *Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 69-70.
- SMITH, C.I. (1974). - Lower Cretaceous shelf platform reef and basinal deposits in Southwest Texas and Northern Coahuila. - In : *Guidebook of the 1974 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, (74-64).
- SMITH, C.I. & BLOXSOM, W.E. (1974). - The Trinity division and equivalents of Northern Coahuila, Mexico. - In : "Aspects of Trinity Division ", *Geoscience and Man, Louisiana State University*, (VIII), 67-76.
- SMITH, R.B. (1978). - Intraplate tectonics of interior Western Cordillera. - *Mem. geol. Soc. Amer.*, (152), 107-144.
- SOCIEDAD GEOLOGICA MEXICANA A.C. (Delegacion Chihuahua), (1985). - *Plano geologico minero, Chihuahua, Mexico, 1 : 500,000* -.
- SOSSON, M. (1989a). - Déformation ductile crétacé supérieur à paléogène dans le SE de l'Arizona (Dragoons Mountains) : conséquence sur la genèse des noyaux métamorphiques. - *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, (308), 871-878.
- SOSSON, M. (1989b). - Tectoniques superposées dans le Sud Est de l'Arizona (USA) : de nouvelles données sur l'origine des "Metamorphic Core Complexes". - *Bull. Centres Rech. Explor. - Produ. Elf Aquitaine*, 13, 2,
- SOSSON, M. & BOUROZ, C. (1989). - Rotation de la contrainte principale durant l'orogène laramienne dans l'Ouest des Etats Unis. - *C.R. Acad. Sci. (Paris)*, présenté.
- SOSSON, M. & CALMUS, T. (1989). - Early late Cretaceous overthrusting in Northern Sonora responsible for a large scale displacement of the Nevadan Belt. - *28th Intern. Geol. Congr.*, Washington, (3-157).
- SOSSON, M., CHOROWICZ, J., TARDY, M. et RUDANT, J.P. (1989). - Apports de l'analyse d'image SPOT dans l'étude d'anciennes fractures continentales : l'exemple des linéaments de Caltam et du Texas. - *Bull. Soc. française Photogram. Teledetection*, sous presse.
- SOULE, J.M. (1971). - Structural geology of the Northern Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), University of New Mexico, Albuquerque, NM, pp. 47.
- SOULE, J.M. (1972). - Structural geology of Northern part of Animas Mountains, Hidalgo County, New Mexico. - *Circular New Mexico Bur. Mines & Mineral Res.*, (125), pp. 15.
- STAGEMAN, J.C. (1987). - Depositional facies and provenance of the Bliss, El Paso and Montoya Formations, southern New Mexico and west Texas. - (M.S.Thesis); New Mexico State University, Las Cruces, NM, pp.101.
- STAGEMAN, J.C. (1989). - Depositional facies and provenance of the Bliss Formation (Cambro-Ordovician), Southern New Mexico and West Texas. - In : CUNNINGHAM, B.K. & CROMWELL, D.W. (editors), "The lower Paleozoic of West Texas and southern New Mexico : modern exploration concepts", *Guidebook of the 1989 Field Seminar, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res.*, (89-31), 51-70.
- STAINBROOK, M.A. (1947). - Brachiopoda of the Percha shale of New Mexico and Arizona. - *J. Paleont.*, (21), 297-328.
- STEPHAN, J.F., CALAIS, E., OLIVET, J.L., BECK, C., BLANCHET, R., BOURGOIS, J., BOUYSSÉ, Ph., CARFANTAN, J.C., LEPINAY, B; de, MAUFFRET, A., TARDY, M., THERY, J.M., TOURNON, J., VILA, J.M. et DERCOURT, J. (1989). - Paleogeographic and geodynamic evolution of the Caribbean-Tethys realm for the past 200 Ma illustrate with 13 printed maps. -

- 28th Intern. geol. Congr. Washington, Abstract.
- STEVENSON, F.V. (1945). - Devonian of New Mexico. - *J. Geol.*, (53), 217-245.
- STEWART, J.H. (1978). - Basin and Range structure in Western North America : a review. - In : SMITH, R.B. & EATON, G.P. (editors), "Cenozoic tectonics and regional geophysics of the Western Cordillera ". - *Mem. geol. Soc. Amer.* (152), 1-32.
- STEWART, J.H., MOORE, W.J. et ZIETZ, I. (1977). - East-west patterns of Cenozoic igneous rocks, aeromagnetic anomalies and mineral deposits, Nevada and Utah. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, (88), 67-77.
- STOYANOW, A. (1926). - Notes on recent stratigraphic work in Arizona. - *Amer. J. Sci.*, (212), 311-324.
- STOYANOW, A. (1949). - Lower Cretaceous stratigraphy in Southeastern Arizona. - *Mem. geol. Soc. Amer.*, (38).
- STRAIN, W.S. (1958). - Juarez Mountains (Sierra del Paso del Norte), Chihuahua, Mexico. - In : "Geology of the Franklin and Hueco Mountains, Texas". - *Guidebook of the 1958 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 67.
- STRAIN, W.S. (1969a) - Cerro de Muleros (Cerro de Cristo Rey), Chihuahua, Texas and New Mexico. - In : "Delaware Basin Exploration". - *Guidebook of the 1969 Field conference, West Texas geol. Soc.*, 82-83.
- STRAIN, W.S. (1969b) - Cenozoic rocks in the Mesilla and Hueco Bolsons. - In : "Delaware Basin Exploration", *Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc.*, 83-84.
- STRAIN, W.S. (1976). - New formations names in the Cretaceous at Cerro de Cristo Rey uplift, Dona Ana County, New Mexico, USA. - In : LOVEJOY, E.M.P., "Geology of Cerro de Cristo Rey uplift, Chihuahua and New Mexico ". - *Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res.* (31), Appendix 2, 77-82.
- SUPPE, J. & NAMSON, J. (1979). - Fault bend origin of frontal folds of the Western Taiwan fold and thrust belt. - *Petroleum Geol. Taiwan*, (16), 1-18.
- SUTER, M. (1987a) - Structural traverse across the Sierra Madre Oriental fold thrust belt in East central Mexico. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, (98), 249-264.
- SUTER, M. (1987b) - Structural section across the Sierra Madre Oriental fold belt in East central Mexico. - *Abst. with programs geol. Soc. Amer.*, (19), 7.
- SWANBERG, C.A. (1978). - Chemistry, origin and potential of geothermal resources in Southwestern New Mexico and Southeastern Arizona. - In : "Land of Cochise". - *Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc.*, 349-352.
- SWANSON, E.R. & McDOWELL, F.W. (1985). - Geology and geochronology of the Tomochic caldera, Chihuahua, Mexico. - *Bull. geol. Soc. Amer.*, (96), 1477-1482.
- SWANSON, E.R. & WARK, D. (1988). - Mid Tertiary silicic volcanism in Chihuahua, Mexico. - In : "Stratigraphy, tectonics and resources of parts of Sierra Madre Occidental province, Mexico". - *Guidebook of the 1988 Field Conference, El Paso geol. Soc.*, (20), 229-239.
- SWIFT, D.B. (1973). - Lithofacies of the Cuchillo Formation, Southern Sierra de Juarez, Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 324.
- SYLVESTER, A.G. & SMITH, R.R. (1976). - Tectonic transpression and basement controlled deformation in San Andreas fault zone, Salton Fault, Arbuckle Mountain area, Oklahoma. - *Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol.*, (51), 126-141.
- TALIAFERRO, N.L. (1933). - An occurrence of Upper-Cretaceous sediments in Northern Sonora, Mexico. - *Journal geol.*, (41), 12-37.
- TARDY, M. (1977). - Essai sur la reconstruction de l'évolution paléogéographique et structurale de la partie septentrionale du Mexique au cours du Mésozoïque et du Cénozoïque. - *Bull. Soc. geol. France*, (7), 19, 6, 1297-1308.

- TARDY, M. (1978). - Mise en évidence de trois linéaments transcontinentaux nord-américains : leur histoire depuis le Jurassique. - Soc. geol. France, 6ème R.A.S.T., 381.
- TARDY, M. (1980). - Contribution à l'étude géologique de la Sierra Madre Oriental du Mexique. - Thèse de doctorat d'Etat ès Sciences, Université de Paris VI, Pierre et Marie Curie, pp. 459.
- X TARDY, M., CARFANTAN, J.C. et RANGIN, C. (1986). - Essai de synthèse sur la structure du Mexique. - Bull. Soc. geol. France, (6), Tome II, 1025-1031.
- THOMAS, W.A. (1976). - Evolution of Ouachita-Appalachian continental margin. - J. Geol., (84), 323-342.
- THOMAS, W.A. (1977). - Evolution of Appalachian-Ouachitas salients and recesses from reentrants and promontories in the continental margins. - Amer. J. Sci., (277), 1233-1276.
- THOMPSON, A. & McBRIDE, E.F. (1964). - Summary of the geologic history of the Marathon Geosyncline. - In : "The filling of the Marathon Geosyncline". - Guidebook of the 1964 field Conference, Publ. Permian Basin Soc. Econ. Pal. & Min. Res., (64-9), 52-60.
- THOMPSON, SAM III, (1976). - Tectonic and igneous effects on petroleum accumulations in Southwestern New Mexico. - In : Tectonics and mineral resources of Southwestern North America", A volume honoring V.C.Kelley. - Sp. Publ. New Mexico geol. Soc., (6), 122-126.
- THOMPSON, SAM III, (1982). - Oil and gaz exploration wells. - In : DREWES, H. (editor), "Cordilleran overthrust belt, Texas to Arizona field Conference, Rocky Mountain Assoc. Geol., 136-153.
- THOMPSON, SAM III, et BIEBERMAN, R.A. (1975). - Oil and gaz exploration wells in Dona ana County, New Mexico, USA. - In : "Las Cruces County : Southern New Mexico". - Guidebook of the 26th annual Field Conference, New Mexico geol. Soc., 171-174.
- THOMPSON, SAM III et JACKA, A.D. (1981). - Pennsylvanian stratigraphy, petrology and petroleum geology of the Big Hatchet Peak Section, Hidalgo County, New Mexico, USA. - Circular New Mexico Bur. Mines & Min. Res. (176), pp. 125.
- THOMPSON, SAM III & POTTER, P.E. (1981). - Paleocurrents of the Bliss sandstones (Cambrian-Ordovician), southwestern New Mexico and western Texas. - Annual Report New Mexico Bur. Mines & Min. Res., 36-51.
- THOMPSON, SAM III, JORGE, C., TOVAR, R. et CONLEY, J.N. (1978). - Oil and gaz exploration wells in the Pedregosa Basin. - In : "Land of Cochise : SE Arizona". - Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 331-342.
- THORMAN, C.H. (1977). - Geologic map of parts of the Coyote Peak and Brockman quadrangles, Hidalgo and Grant Counties, New Mexico, USA. - Misc. Field Stud. U.S. geol. Surv., Map MF 924.
- THORMAN, C.H. & DREWES, H. (1978). - Cretaceous - early Tertiary history of the Northern Pyramid Mountains, Southwestern New Mexico, USA. - In : "Land of Cochise : SE Arizona". - Guidebook of the 29th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 215-218.
- THORMAN, C.H. & DREWES, H. (1980). - Geologic map of the Victorio Mountains, Luna County, New Mexico, USA. - Misc. Field Stud. U.S. geol. Surv., Map MF 1175.
- THORMAN, C.H. & DREWES, H. (1981). - Geologic map of the Gage SW quadrangle, Grant and Luna Counties, New Mexico, USA. - Misc. geol. Invest. Map U.S. geol. Surv., (I-1231).
- TITLEY, S.R. (1976). - Evidence for a Mesozoic linear tectonic pattern in Southeastern Arizona. - Digest Arizona geol. Soc. (10), 71-102.
- TOOMEY, D.F. (1978). - Observation on the Monument Spring member of the Lower-Ordovician Marathon Formation. - In : "Tectonics and Paleozoic facies of the Marathon geosyncline, West Texas". - Guidebook of the 1978 Field Conference, Publ. Permian Basin Soc. Econ. Pal. & Min. Res. (78-17), 215-221.
- TORRES, R.R. (1969). - Mesozoic stratigraphy of Sierra de la Alcaparra, Northeastern Chihuahua,
- X TARDY, M., BLANCHET, R. et ZIMMERMANN, M. (1989). - Les linéaments du Texas et Calam entre Cordillères nord-américaines et Sierras Madres mexicaines : nature, origine et évolution structurale. - In : "Etude géologique des Cordillères nord-américaines", Bull. Centre Rech. Explor. Prod. Elf Aquitaine, (13), 2, 119-227.

- Mexico. - In : "The Border region". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 173-175.
- TOUMAZET, J.J. (1986). - Traitement de l'image sur micro-ordinateur. - Edition SYBEX, pp. 260.
- TOVAR, J. (1969). - Stratigraphy study of the Sierra Santa Rita. - In : "The Border region". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 165-170.
- TOVAR, J., VASQUES, M. et LOZANO, S. (1978). - Interpretacion integrada geologica, porcion norte de Chihuahua. - Bol. Asoc. mex. geol. Petrol. (XXX), 64-73.
- TROLLINGER, W.V. (1969). - Surface evidence of deep structure in the Delaware Basin. - In : "Delaware Basin Exploration". - Guidebook of the 1969 Field Conference, West Texas geol. Soc., 87-103.
- TYRRELL, W.W.Jr. (1957). - Geology of the Whetstone Mountains area, Cochise and Pima Counties, Arizona. - (Ph. D. Dissert.), New Haven, Conn., Yale Univ., 171 pp.
- UPHOFF, T.L. (1978). - Subsurface stratigraphy and structure of the Mesilla and Hueco basins, El Paso region, Texas and New Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp.50.
- VAIL, R., MITCHUM, M. et THOMPSON, S. (1977). - Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol., (26), 63-81.
- VAN STEELANT, M.L. (1986). - Les relations entre l'iconographie et les différentes phases constitutives de quelques concrétions sédimentaires. - D.E.A., Université de Bretagne Occidentale, Brest, 45 pp.
- VAN der SPUIY, P. (1970). - Geologic and geochemical investigations of geophysical anomalies, Sierra Rica, Hidalgo County, New Mexico, USA. - (M.S.Thesis), Colorado School of Mines, Golden, CO, 156 pp.
- VAN der VOO, R. (1988). - Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana, and intervening displaced terranes ; comparisons of paleomagnetism with paleoclimatic and biogeographical patterns. - Bull. geol. Soc. Amer., (100), 311-324.
- VANN, I.R., GRAHAM, R.H. et HAYWARD, A.B. (1986). - The structures of mountain fronts. - J. structural Geol. (8), 3/4, 215-227.
- VERTREES, C., ATCHISON, C.H. et EVANS, G.L. (1959). - Paleozoic geology of the Delaware and Val Verde Basins. - In : "Geology of the Val Verde Basin". - Guidebook of the 1959 Field Conference, West Texas geol. Soc., 64-73.
- WACKER, H.J. (1972). - The stratigraphy and structure of Cretaceous rocks in North central Sierra de Juarez, Chihuahua, Mexico. - (M.S.Thesis), University of Texas at El Paso, El Paso, Tx, pp. 73.
- WALPER, J.L. (1977). - Paleozoic tectonics of the southern margin of North America. - Trans. Gulf Coast Assoc. geol. Soc., (27), 230-241.
- WARNER, H.J. et al. (1959). - Occurrence of non pegmatite Beryllium in the United States. - Prof Pap. U.S. geol. Soc., (318), 122-125.
- WARZESKI, E.R. (1987). - Revised stratigraphy of the Mural limestone : a lower Cretaceous carbonate shelf in Arizona and Sonora. - In : DICKINSON, W.R. (editor), "Mesozoic rocks of Southern Arizona and adjacent areas". - Digest Arizona geol. Soc., (18), 335-363.
- WEBB, D.S. (1969). - Facets of the geology of the Sierra del Presidio area, North central Chihuahua, Mexico. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA". - Guidebook of the 20th Field Conference, New Mexico geol. Soc., 182-185.
- WEIDMAN, R.M. (1965). - The Montana Lineament. - In : "Geology of the Flint Creek Range, Montana". - Guidebook of the 16th annual Field Conference, Billings geol. Soc., 137-143.
- WELLMAN, H.W. (1955). - The geology between Bruce Bay and Haast River, South Westland. - Bull.

- New Zealand geol. Surv., pp. 46.
- WENGERD, S.A. (1969). - Petroleum prospects in Southwesternmost New Mexico, USA. - In : "Geology of Tyrone-Big Hatchet Mountains-Florida Mountains region". - Guidebook of the 21st Field Conference, New Mexico geol. Soc., 91-104.
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B.C. (1982). - Modes of extensional tectonics. - J. struct. Geol., (4), 105-115.
- WILCOX, R.E., HARDIND, T.P. et SEELY, D.R. (1973). - Basic wrench tectonics. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (57), 1, 74-96.
- WILDE, G.L. (1962). - Lower Permian biostratigraphic relationships and sedimentation. - In : "Leonardian facies of the Sierra Diablo region, West Texas". - Guidebook of the 1962 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (62-7), 68-90.
- WILDE, G.L. (1983). - Stratigraphy and sedimentology at the Wolfcampian-Leonardian boundary, Sierra Diablo, West Texas. - In : "Geology of Sierra Diablo and Southern Hueco Mountains, West Texas". - Guidebook of the 1983 Field Conference, Permian Basin Sec. Soc. econ. Pal. & Min. Res. (83-22), 97-110.
- WILSON, G. (1986). - Stratigraphy and structural geology of the Southern part of Northern Animas Mountains, New Mexico. - (M.S.Thesis), New Mexico State University, Las Cruces, NM, pp. 115.
- WILSON, J.L. (1975). - Regional Mississippian facies and thickness in southern New Mexico and Chihuahua. - In : "Guidebook to the Mississippian shelf-edge and basin facies carbonates, Sacramento Mountains and southern New Mexico region". - Dallas geol. Soc., 124-128.
- WINKER, C.D. & BUFFLER, R.T. (1988). - Paleogeographic evolution of Early Deep water gulf of Mexico and margins, Jurassic to middle Cretaceous (Comanchean). - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (72), 3, 318-346.
- WOODWARD, L.A. (1970). - Precambrian rocks of Southwestern New Mexico, USA. - In : "Geology of the Tyrone-Big Hatchet Mountains-Florida Mountains region". - Guidebook of the 21st Field Conference, New Mexico geol. Soc., 27-31.
- WOODWARD, L.A. (1976). - Laramide deformation of Rocky foreland : geometry and mechanics. - In : "Tectonics and mineral resources of Southwestern New Mexico : a volume honoring KELLEY, V.C. ". - Sp. Publ. New Mexico geol. Soc. (6), 11-17.
- WOODWARD, L.A. & DUCHENE, H.R. (1981). - Overthrust belt of Southwestern New Mexico : comparison with Wyoming-Utah O.T.B.. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geol. (65/4), 722-729.
- WOODWARD, L.A. & DUCHENE, H.R. (1982). - Tectonics and hydrocarbon potential of thrusts and fold belt, Southwestern New Mexico. - In : POWERS, P.B. (editor), "Geologic studies of the Cordilleran thrust belt". - Rocky Mountains Assoc. Geol., (1), 409-419.
- WOODWARD, L.A., CALLENDER, J.F., GRIES, J., SIEGER, W.R., CHAPIN, C.E., ZILINSKI, R.E. et SHAFFER, W.L. (1975). - Tectonic map of the Rio Grande region from New Mexico - Colorado border to Presidio, Tx. - In : "Geology of the Las Cruces region". - Guidebook of the 26th Field Conference, New Mexico geol. Soc., pp. 239.
- YORATH, C.J., BORNHOLD, B.D. et THOMPSON, R.E. (1979). - Oscillation ripples on the north east Pacific continental shelf. - Marine Geol., (31), 45-58.
- YOUNG, K. (1959a). - Index fossils of the Trans Pecos Texas area. - In : "Geology of the Val Verde Basin". - Guidebook of the 1959 Field Conference, West Texas geol. Soc., 79-84.
- YOUNG, K. (1959b). - Techniques of Mollusc Zonation in Texas Cretaceous. - Amer. J. Sci., 257, 752-769.
- YOUNG, K. (1966). - Texas Mojsisoveziinae (Ammonoidea) and the zonation of the Fredericksburg. - Mem. geol. Soc. Amer., 100.

- YOUNG, K. (1969). - Ammonites zones of Northern Chihuahua, Mexico. - In : "The Border region : Chihuahua and the USA", Guidebook of the 20th Field conference, New Mexico geol. Soc., 97-101.
- YOUNG, K. (1972). - Cretaceous Paleogeography : implications of endemic Ammonite Faunas. - Circ. Bur. econ. geol., Univ. Texas at Austin, 72-2.
- ZELLER, R.A.Jr. (1959). - Reconnaissance geologic map of Dog Mountains quadrangle. - Geologic Map, New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 8.
- ZELLER, R.A.Jr. (1962). - Reconnaissance geologic map of Southern Animas Mountains. - Geologic Map, New Mexico Bur. Mines & Mineral Res., GM 17.
- ZELLER, R.A.Jr. (1965). - Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico, USA. - Mem. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (16), pp. 128.
- ZELLER, R.A.Jr. (1970a). - Geology of the Little Hatchet Mountains, Hidalgo and Grant Counties, New Mexico, USA. - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (96), pp. 26.
- ZELLER, R.A.Jr. (1970b). - Stratigraphy of the Big Hatchet Mountains area, New Mexico. - In : "Geology of the Tyrone-Big Hatchet Mountains-Florida Mountains region". - Guidebook of the 21st Field Conference, New Mexico geol. Soc., 45-57.
- ZELLER, R.A.Jr. (1975). - Structural geology of Big Hatchet Peak quadrangle, Hidalgo County, New Mexico. - Circular New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (146), pp. 23.
- ZELLER, R.A.Jr. & ALPER, A.M. (1965). - Geology of the Walnut Wells quadrangle, Hidalgo County, New Mexico. - Bull. New Mexico Bur. Mines & Mineral Res. (84), pp. 105.
- ZIEGLER, P.A. (1983). - Inverted basins in the Alpine foreland. - In : "Seismic expression of structural styles : a picture and work atlas ". - Studies in Geol. amer. Assoc. Petroleum Geol. (15), 3, 3.3-3 - 3.3-12.
- ZOBACK, M.L., ANDERSON, R.E. et THOMPSON, G.A. (1981). - Cenozoic evolution of the stress and style of tectonism of the Basin and Range province of the Western United States. - Phil. Trans. R. Soc. London, A 300, 407-434.



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NICE - SOPHIA ANTIPOLIS

LE PASSAGE DES CORDILLERES NORD-AMERICAINES
AUX SIERRAS MADRES MEXICAINES LE LONG DU «TEXAS LINEAMENT»

Stratigraphie et tectonique du SW du Nouveau-Mexique (USA)
et du Nord de Chihuahua (Mexique)

PLANCHES HORS-TEXTE

- | | |
|------------|---|
| <u>PL1</u> | ▸ Carte géologique des LITTLE HATCHET Mountains (USA) |
| <u>PL2</u> | ▸ Coupes géologiques dans les LITTLE HATCHET Mountains (USA) |
| <u>PL3</u> | ▸ Carte géologique des ANIMAS Mountains (USA) |
| <u>PL4</u> | ▸ Coupes géologiques dans les ANIMAS Mountains (USA) |
| <u>PL5</u> | ▸ Carte géologique des FLORIDA Mountains (USA) |
| <u>PL6</u> | ▸ Coupes géologiques dans les FLORIDA Mountains (USA) |
| <u>PL7</u> | ▸ Carte géologique des VICTORIO Hills (USA) |
| <u>PL8</u> | ▸ Carte géologique des Sierras BOCA GRANDE & PALOMAS (Mexique) |
| <u>PL9</u> | ▸ Coupes géologiques dans les Sierras BOCA GRANDE & PALOMAS (Mexique) |

P A L E O Z O I C

GLOBAL CHRONOSTRATIGRAPHIC UNITS				NORTH AMERICAN CHRONOSTRATIGRAPHIC UNITS		NUMERICAL TIME SCALE (Ma)	
ERATHM	SYSTEMS	SERIES / STAGES		SERIES / STAGES			
P A L E O Z O I C	PERMIAN	UPPER	TATARIAN		OCHOAN		250
			KAZANIAN		GUADALUPIAN		265
			KUNGURIAN				280
		LOWER	ARTINSKIAN		LEONARDIAN		270
			SAKMARIAN		WOLF CAMPIAN		275
			ASSELIAN				285
	CARBONIFEROUS	UPPER	STEPHANIAN	GZHELIAN	PENNSYLVANIAN SUB-SYSTEM	VIRGILIAN	290
				KASIMOVIAN		MISSOURIAN	300
		MIDDLE	WESTPHALIAN	MOSCOVIAN		DESMONDIAN	310
				ATOKAN		315	
			"NAMURIAN"	BASHKIRIAN		MORROWAN	320
		LOWER	VISEAN	MISSISSIPPIAN SUB-SYSTEM		CHESTERIAN	330
					MERAMECIAN	340	
					OSAGEAN	350	
					KINDERHOOKIAN	360	
		DEVONIAN	UPPER	FAMENNIAN		CHAUTAUQUAN	CONEWANGOAN
	FRASNIAN			CASSADAGAN	380		
	MIDDLE		GIVETIAN		SENECAN	CHEMUNGIAN	385
			EMFELIAN		ERIAN	FINGERLAKESIAN	390
	LOWER		EMSIAN		ULSTERIAN	ESOPUSIAN	395
			SIEGENIAN			DEERPARKIAN	400
			GEDINNIAN			HELDERBERGIAN	405
	SILURIAN	UPPER	PRIDOLIAN	CAYUGAN			410
		LOWER	LUDLOVIAN	NIAGARAN	LOCKPORTIAN	415	
			WENLOCKIAN		CLIFTONIAN	420	
	ORDOVICIAN	UPPER	LLANDOVERIAN		ALEXANDRIAN		425
			ASHGILLIAN		CINCINNATIAN	RICHMONDIAN	430
			CARADOCIAN			MAYSVILLIAN	440
						EDENIAN	450
		MIDDLE	LLANDEILIAN		SHERMANIAN	BLACKRIVERIAN	455
			LLANVIRNIAN		ROCKLANDIAN	CHAZYAN	460
			CHAMPLAINIAN		WHITEROCKIAN	475	
		LOWER	ARENIGIAN		CANADIAN		485
			TREMADOCIAN				490
		CAMBRIAN	UPPER			TREMPEALEAUAN	500
	MIDDLE		FRANCONIAN			510	
			DRESBACHIAN			515	
	LOWER					540	

CHRONOSTRATIGRAPHIC AND GEOCHRONOMETRIC SCALES

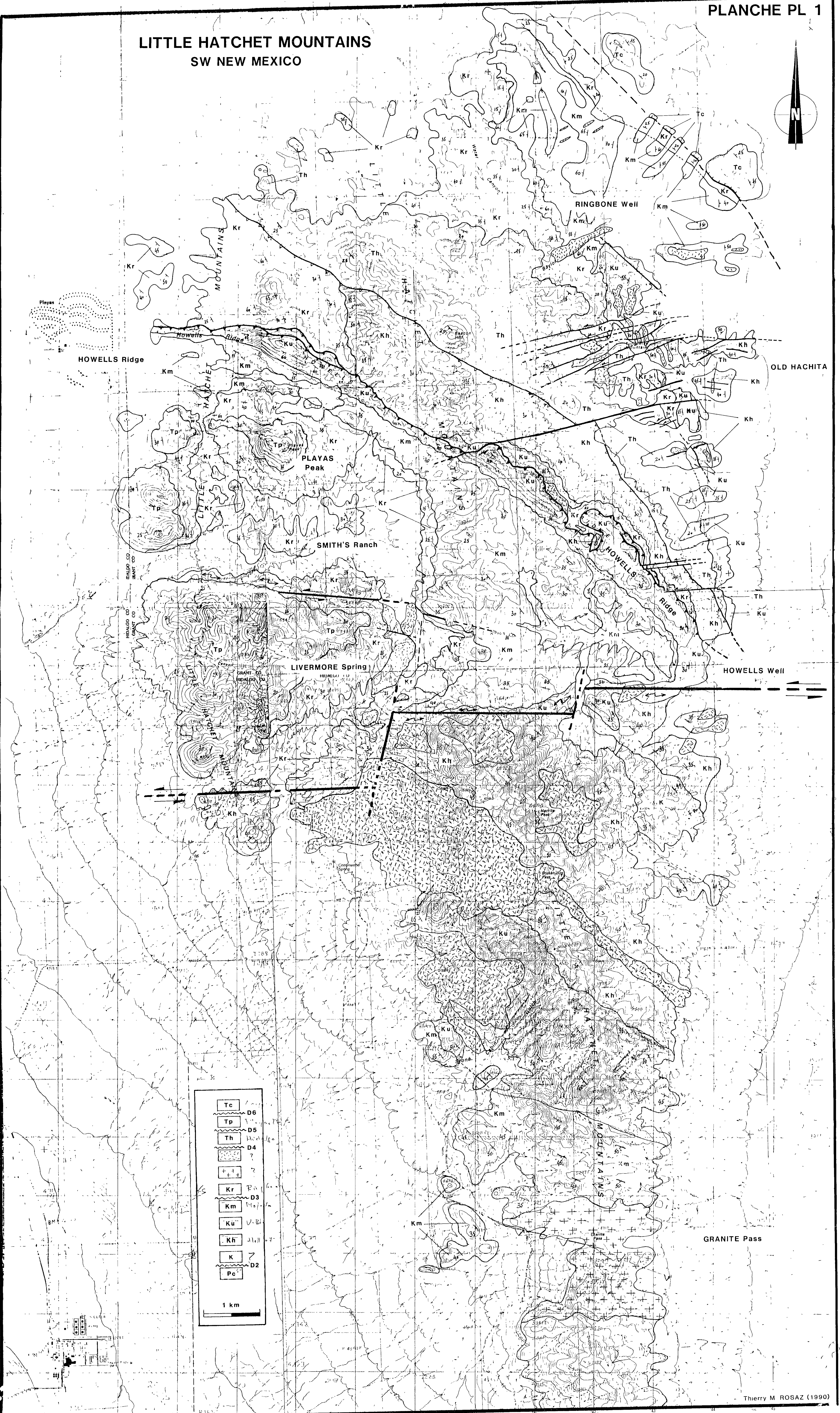
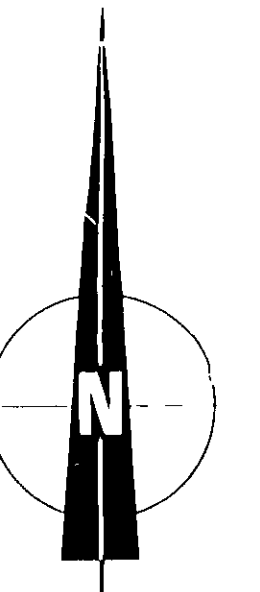
FOR THE PALEOZOIC (Europe and USA)

	AGE		FORMATION	EPAISSEUR (m)	
25 Ma	MIOCENE		Formation Coyote <i>Tc</i>	?	D ₆
38 Ma	OLIGOCENE				
55 Ma	EOCENE		Formation Playas Peak <i>Tp</i>	?	D ₅
67 Ma	PALEOCENE		Formation Hidalgo <i>Th</i>	?	D ₄
	CRETACE SUP.	Maastrichtien	Formation Ringbone <i>Ks</i>	2000	D ₃
80 Ma		Campanien sup.			
92 Ma					
	CRETACE INF.	Albien	Formation Mojado <i>Km</i>	1600	D ₂
			Formation U-Bar <i>Ku</i>	1600 à 1900	
115 Ma		Aptien	Formation Hell-to-Finish <i>Kh</i>	350 à 400	
250 Ma					
	PERMIEN	Leonardien	Groupe NACO	Formation Concha <i>Pch</i>	410
				Formation Scherrer <i>Ps</i>	?
				Formation Epitaph <i>Pept</i>	450 à 460
				Formation Colina <i>Pcl</i>	100 à 150
				Formation Earp <i>Pep</i>	300
290 Ma	PENNSYLVANIEN	Wolfcampien		Formation Horquilla <i>PPh</i>	960 à 1050
330 Ma		Missourien DesMoinien Morrowien			
	MISSISSIPPIEN	Chesterien Meramecéen Osagéen		Formation Paradise <i>Mp</i>	95
365 Ma				Formation Escabrosa <i>Me</i>	380
	DEVONIEN sup.		Formation Percha <i>Dp</i>	85	D
385 Ma					
415 Ma	SILURIEN inf.		FUSSELMAN Formation <i>Sf</i>		
425 Ma	ORDOVICIEN	Cincinnatien	Formation Montoya <i>Om</i>	115	
		Champlainien			
500 Ma		Canadien	Formation El Paso <i>Oep</i>	300	
	CAMBRIEN sup.	Trempeateauien	Formation Bliss <i>Cb</i>	30 à 50	D ₁
515 Ma		Dresbachien			
570 Ma					
	PRECAMBRIEN		+ + + + + + + + + + + + + + +		

NOMENCLATURE STRATIGRAPHIQUE

(Ages COSUNA : Correlation of Stratigraphic Units of North America)

LITTLE HATCHET MOUNTAINS SW NEW MEXICO

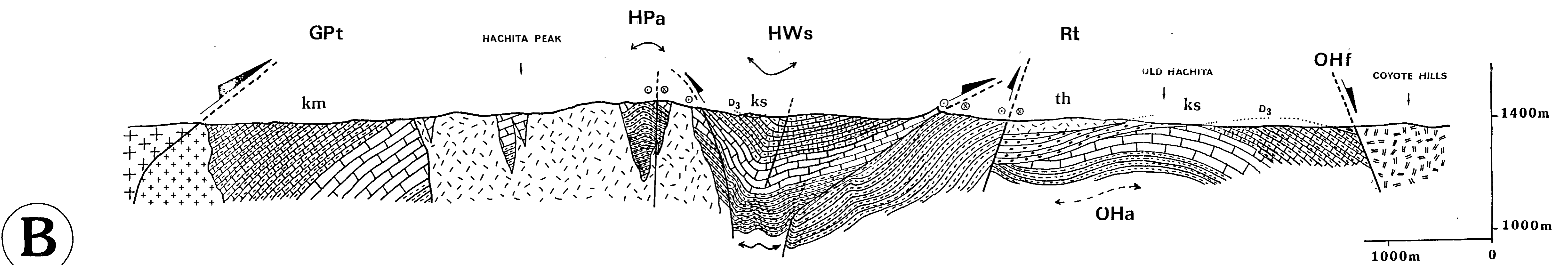
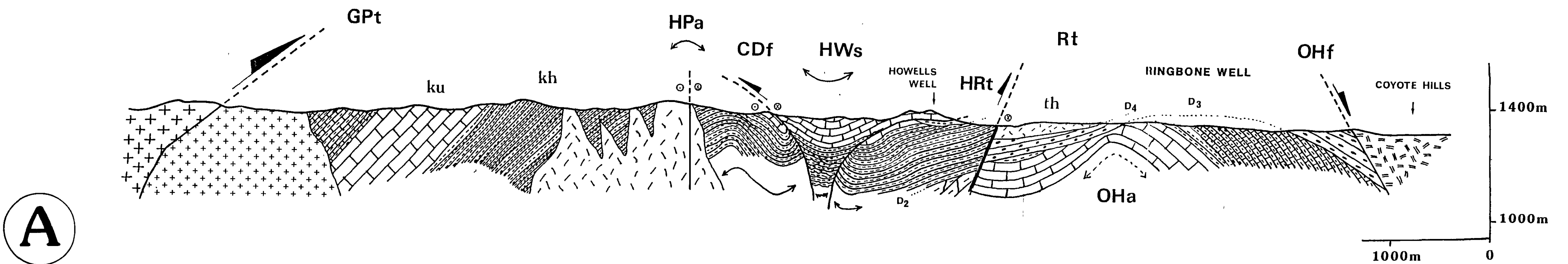


LITTLE HATCHET MOUNTAINS SW NEW MEXICO

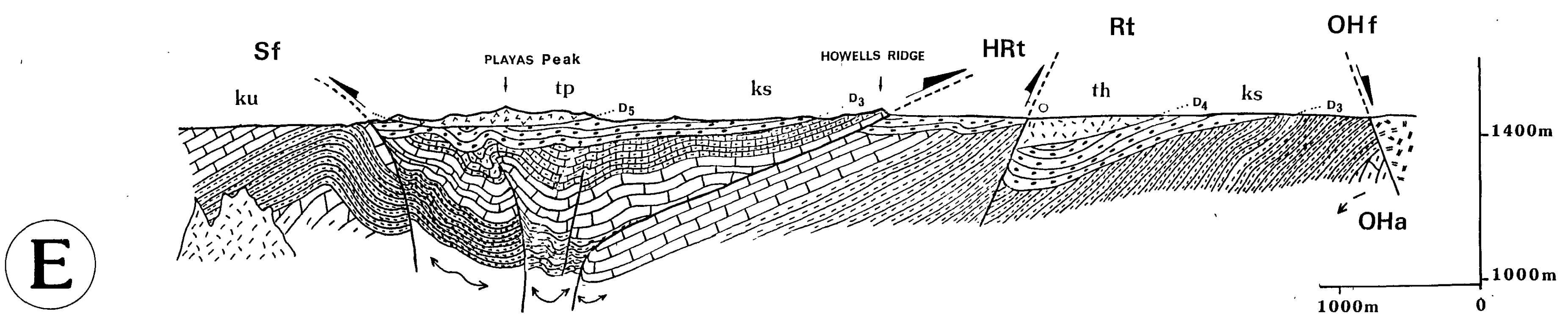
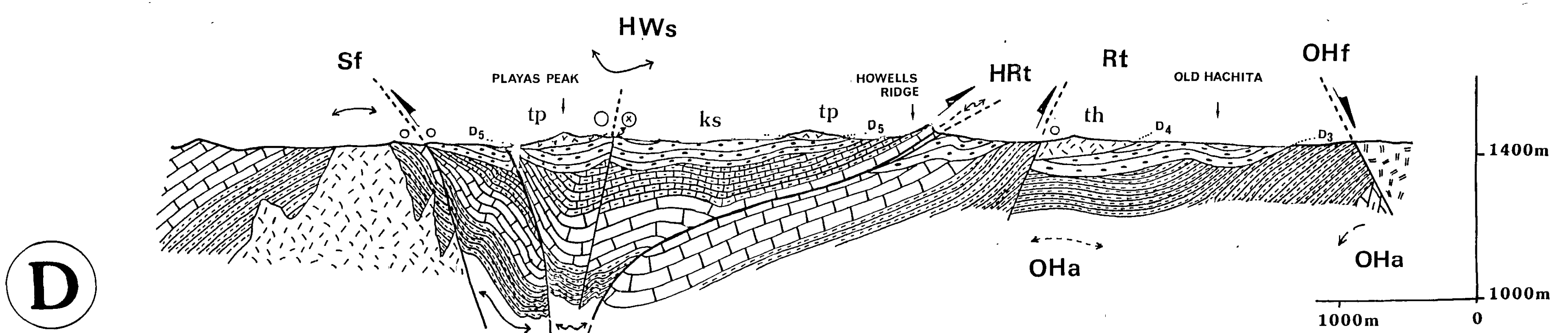
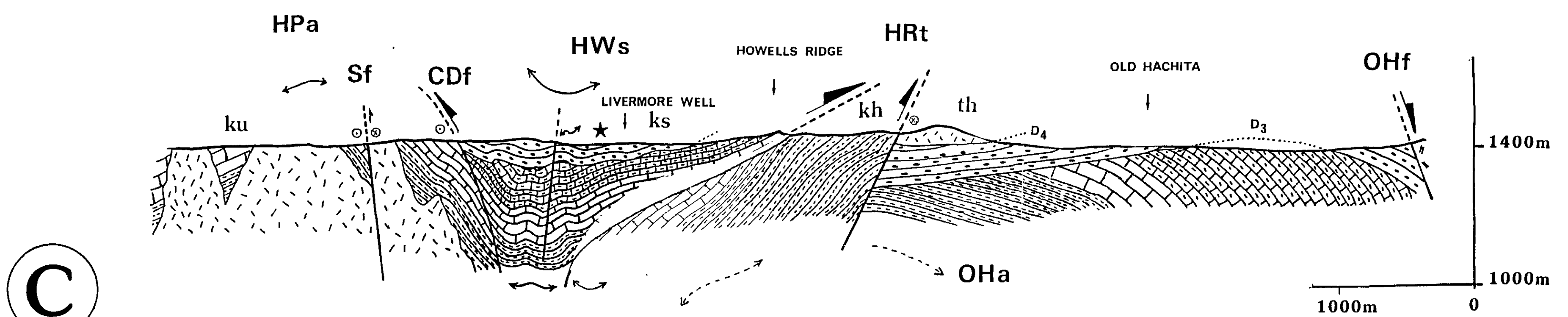
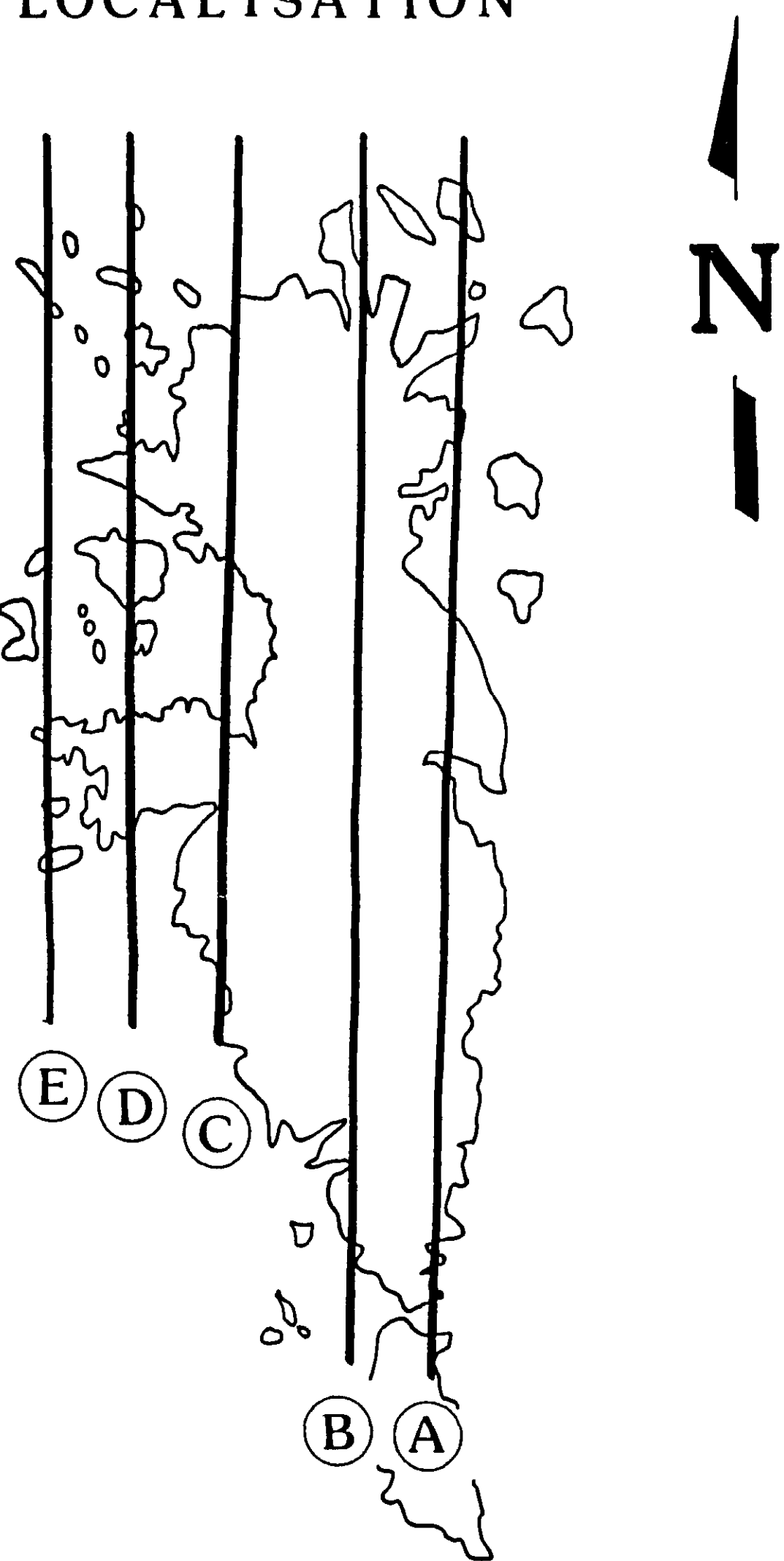
PLANCHE PL 2

Sud

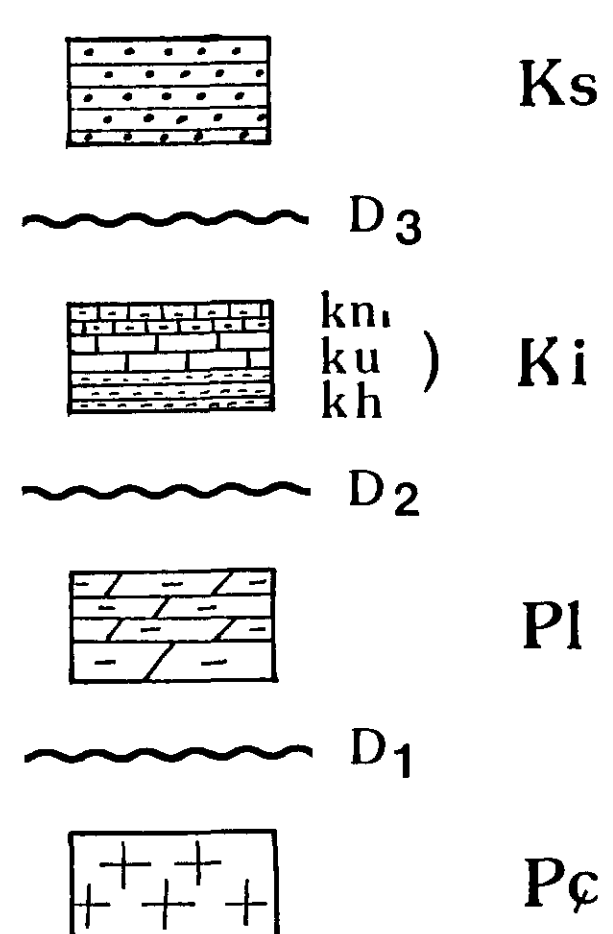
Nord



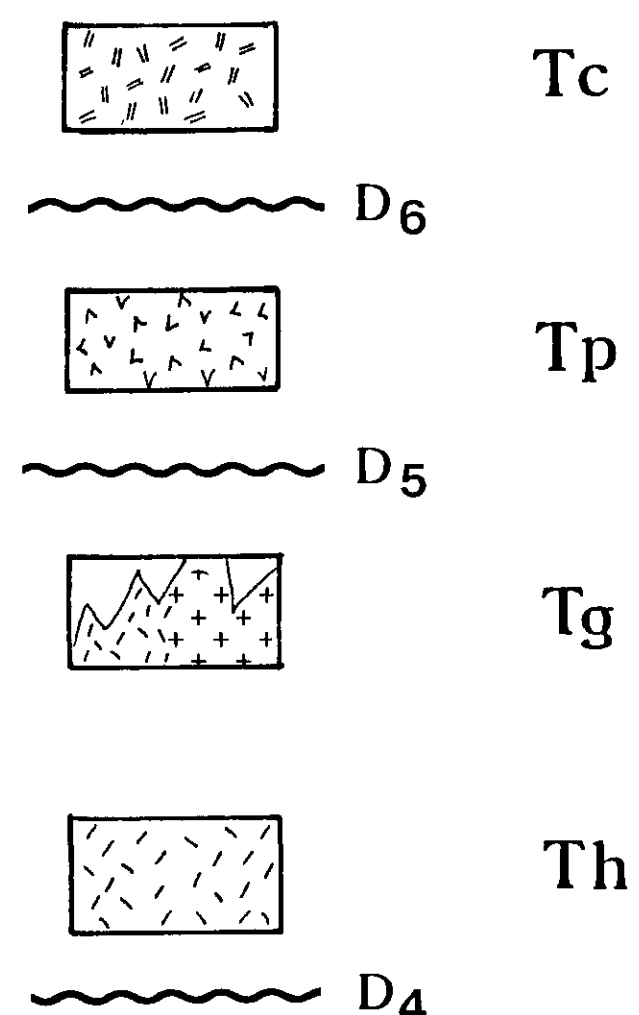
LOCALISATION



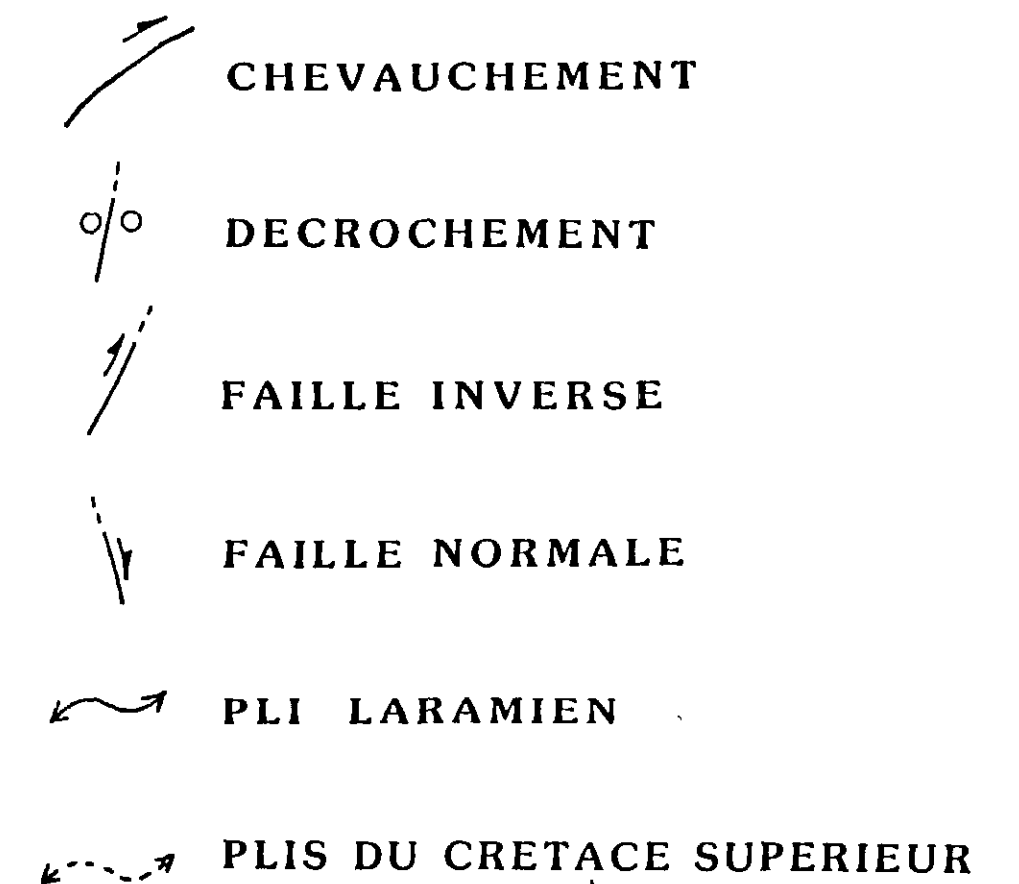
Roches sédimentaires



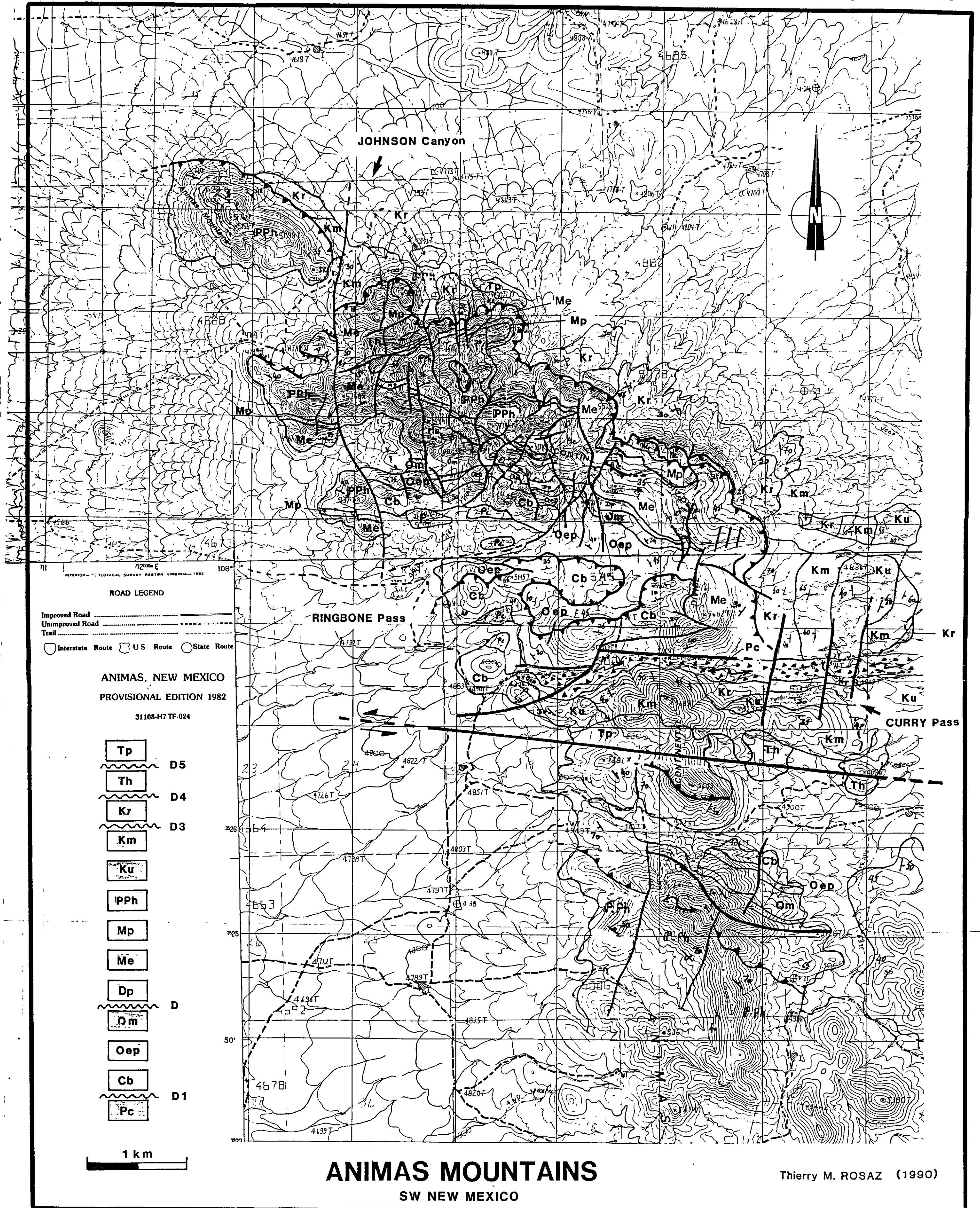
Volcanites & Intrusifs



Structures



0 mètres 2400



NORTHERN ANIMAS MTNS

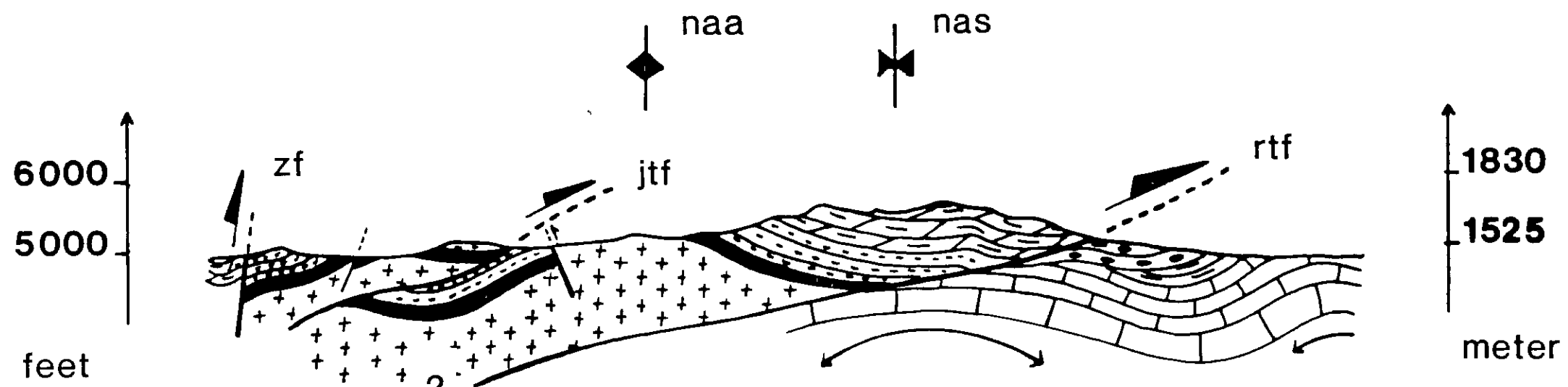
CROSS SECTIONS

PLANCHE PL 4

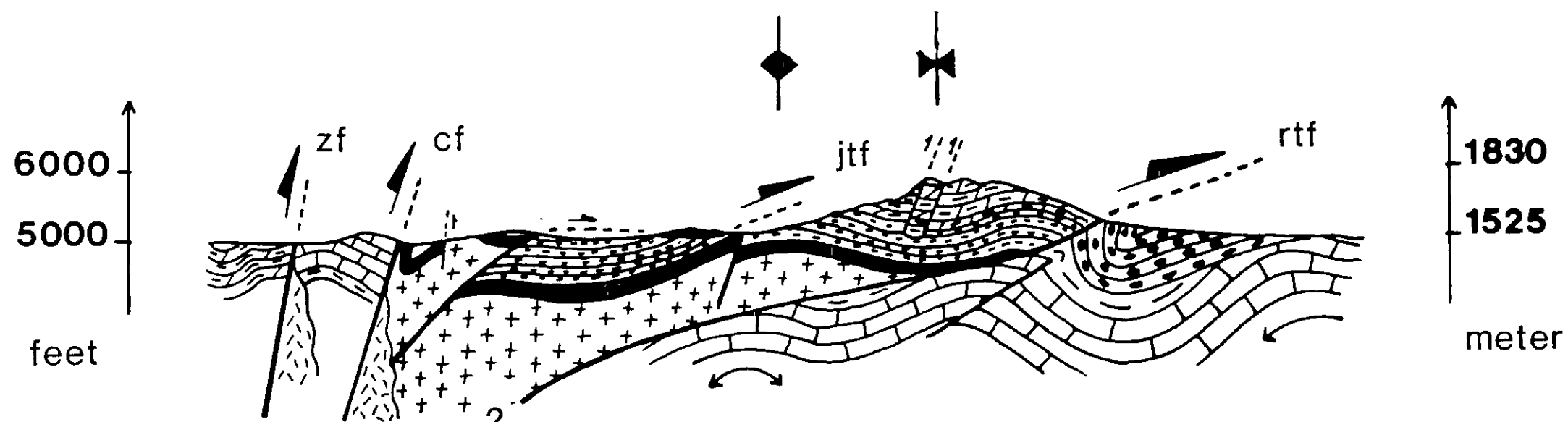
SOUTH

NORTH

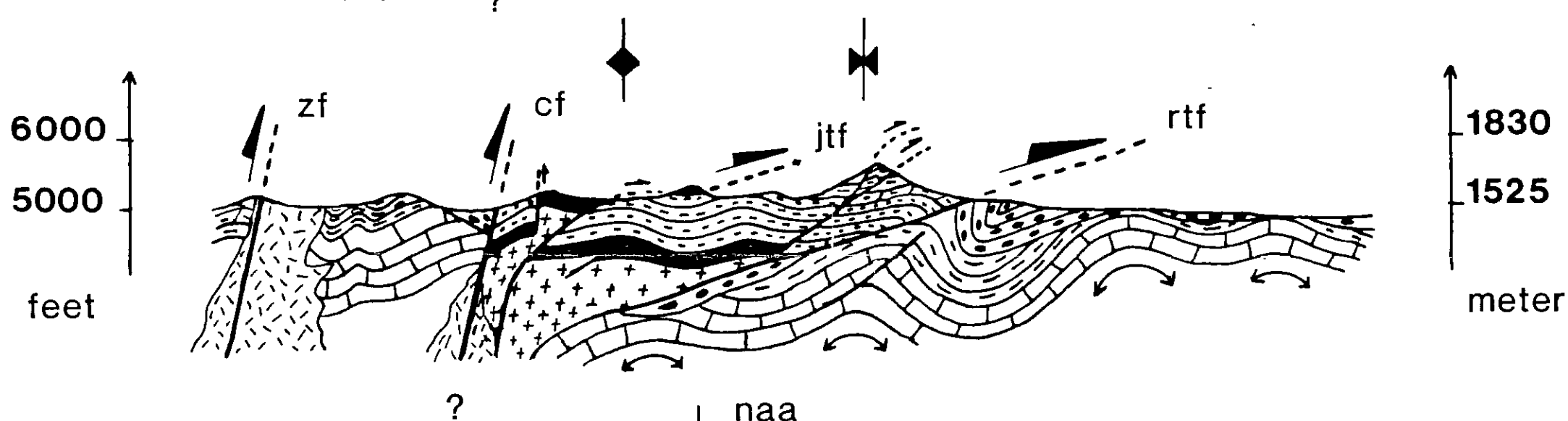
A



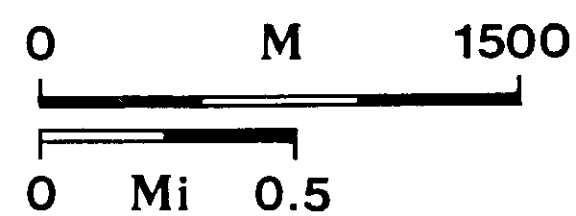
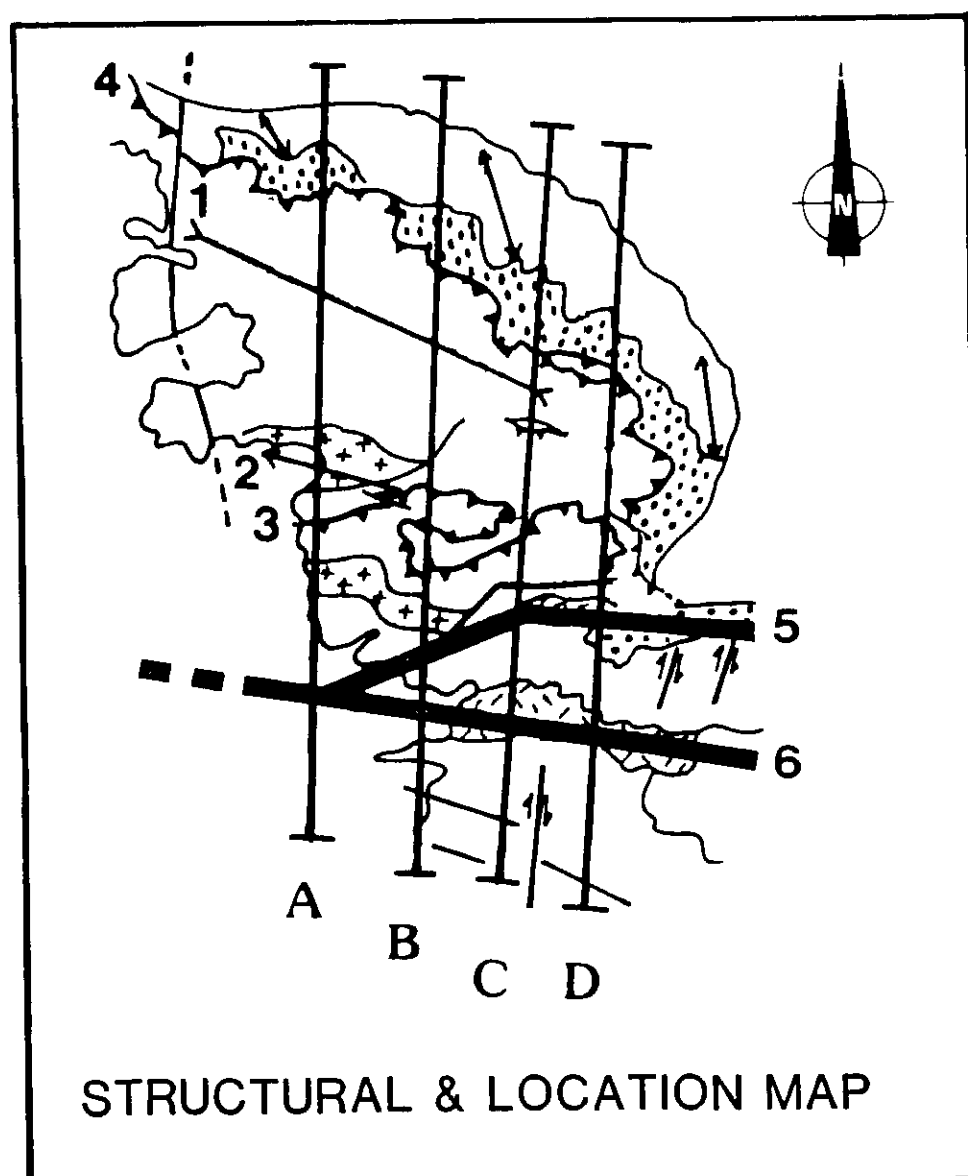
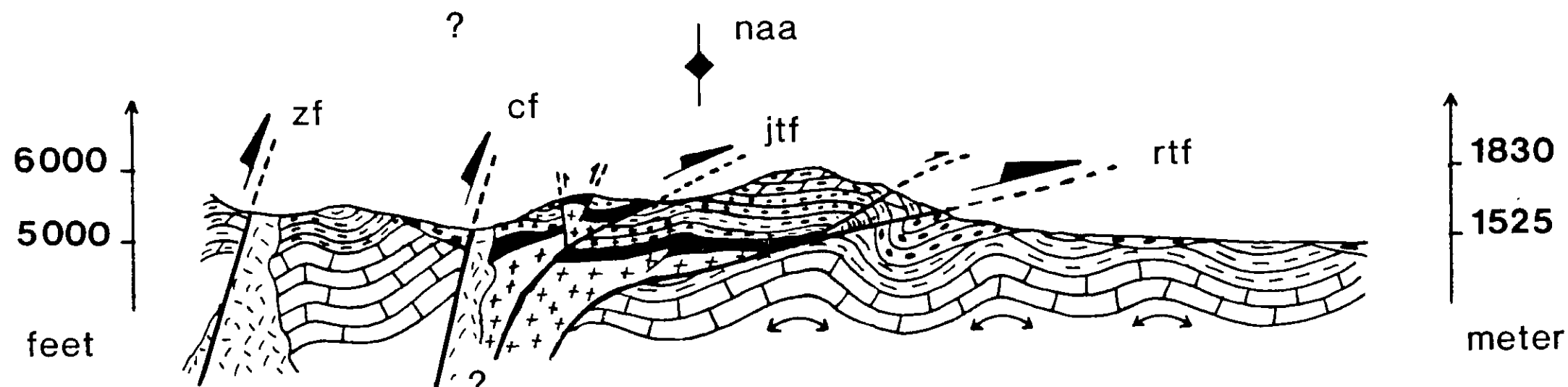
B



C



D

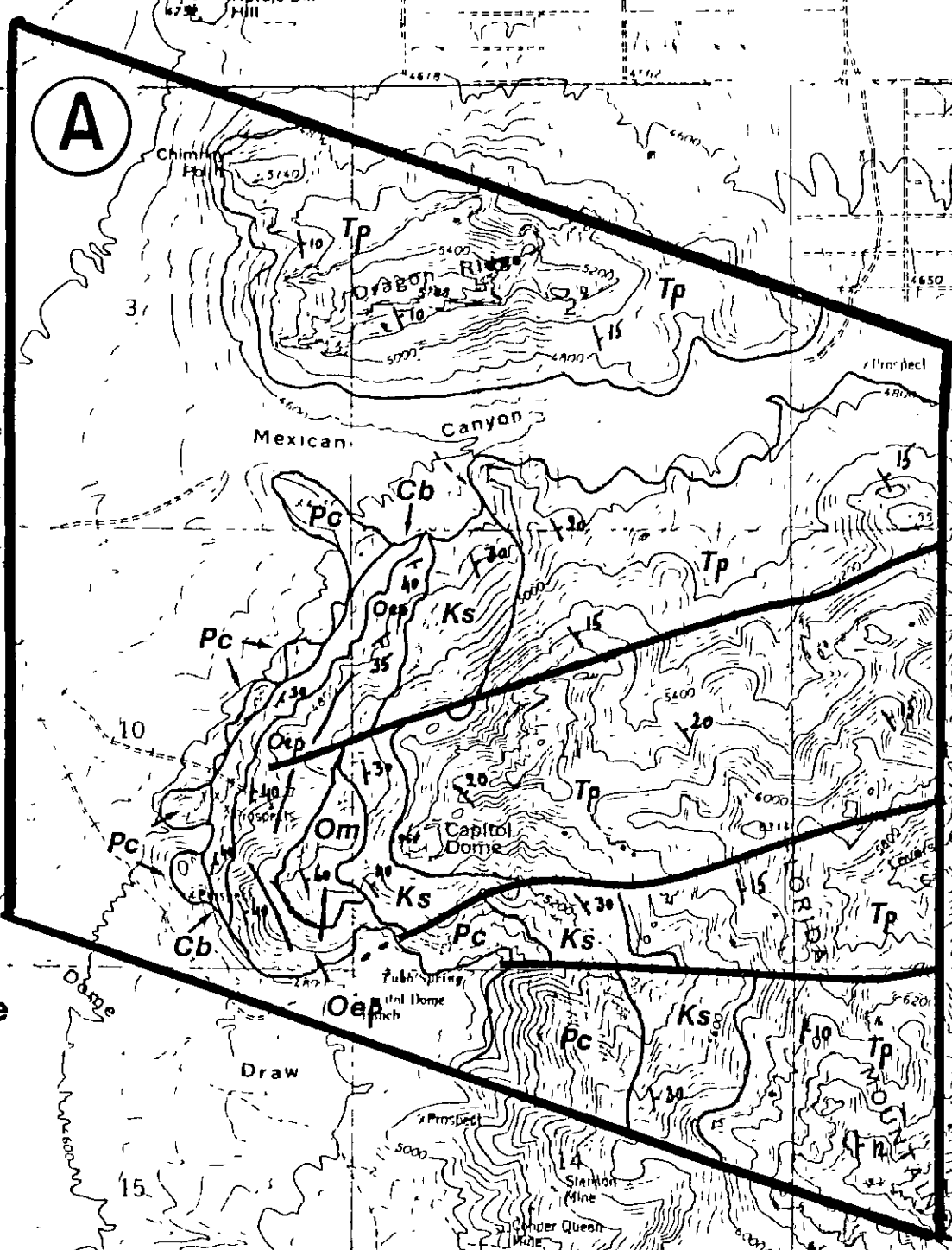
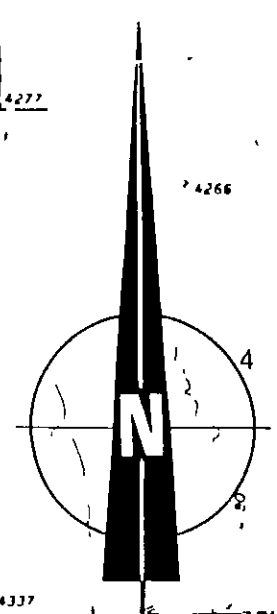


LEGEND

	Pu		Ti
	Pl		Kr (Ringbone Fm)
	Cb		Ki
	Pc		

1.NAS 2.NAA 3.JTF 4.RTF 5.CF 6.ZF

PLANCHE PL5



CAPITOL Dome

MAHONEY PARK Amphitheater

VICTORIO Canyon

COPPER KETTLE Canyon

FLORIDA MOUNTAINS SW NEW MEXICO

Tp	D5
Ks	
Ph	
Mr	D
Dp	
Sl	D1
Om	
Oep	
Cb	
Pc	

1 km

FLORIDA Mountains New Mexico USA

PLANCHE PL 6

SW

NE

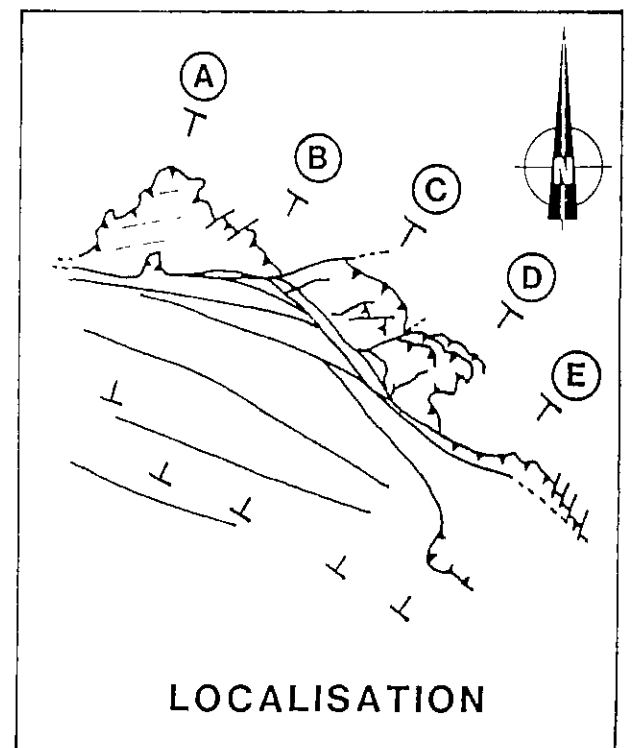
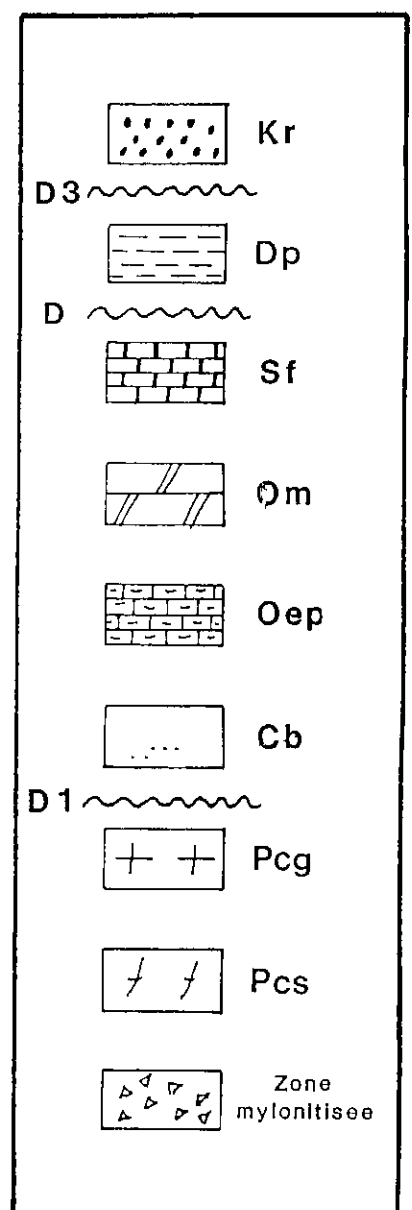
MAHONEY Park

BALDY Peak

GYM Peak

Paleozoïque vu en plan

COPPER KETTLE Canyon



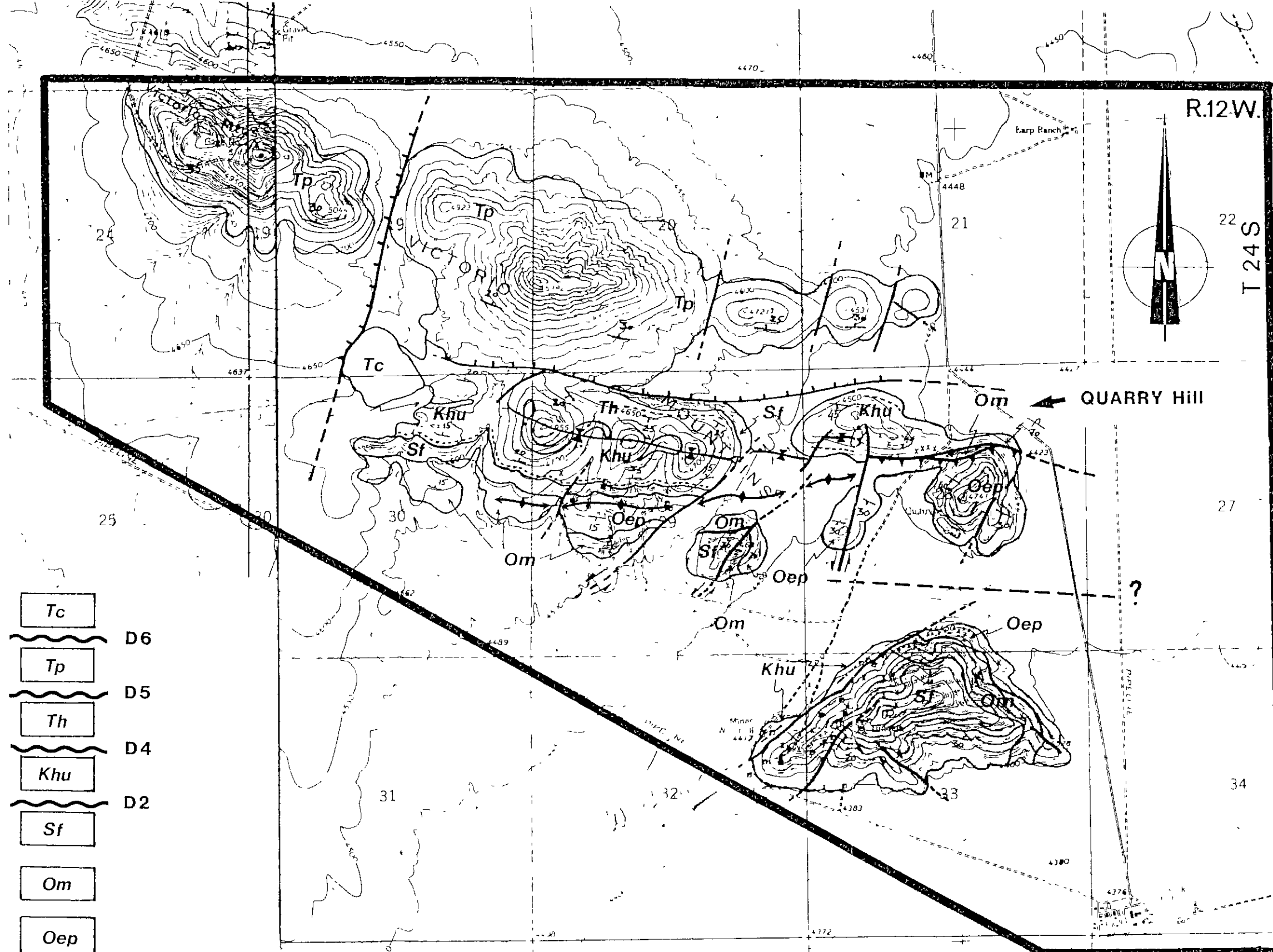
Thierry M. ROSAZ (1990)

PLANCHE PL7

- Chevauchement
- Anticlinal
- Synclinal
- Faillle normale
- Decrochement
- Faillle (?)

1 km

Tc	
Th	D6
Khu	D5
Sf	D4
Om	D2
Oep	



VICTORIO HILLS

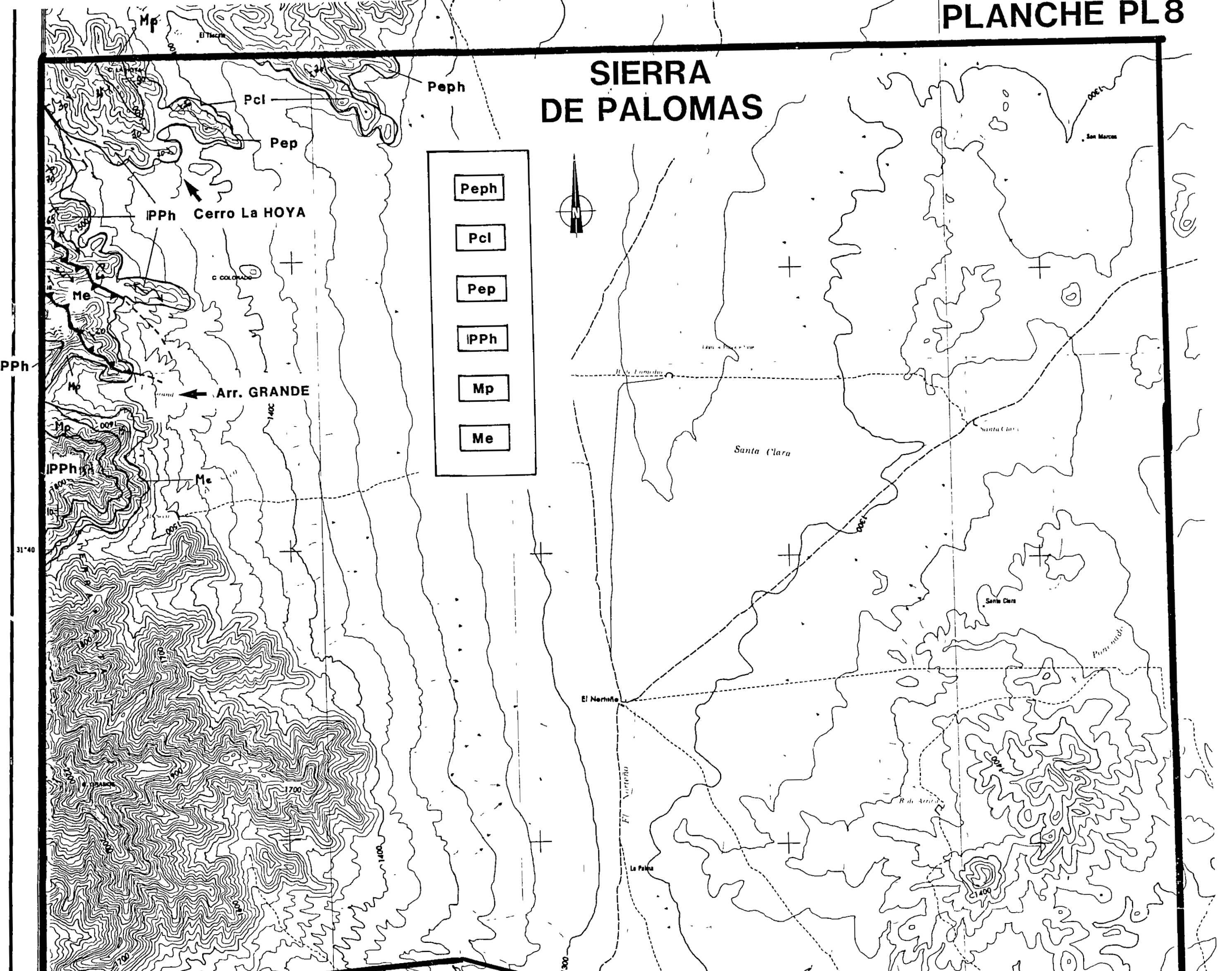
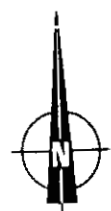
SW NEW MEXICO

COUPES GEOLOGIQUES DANS LE TEXTE

Thierry M. ROSAZ (1990)

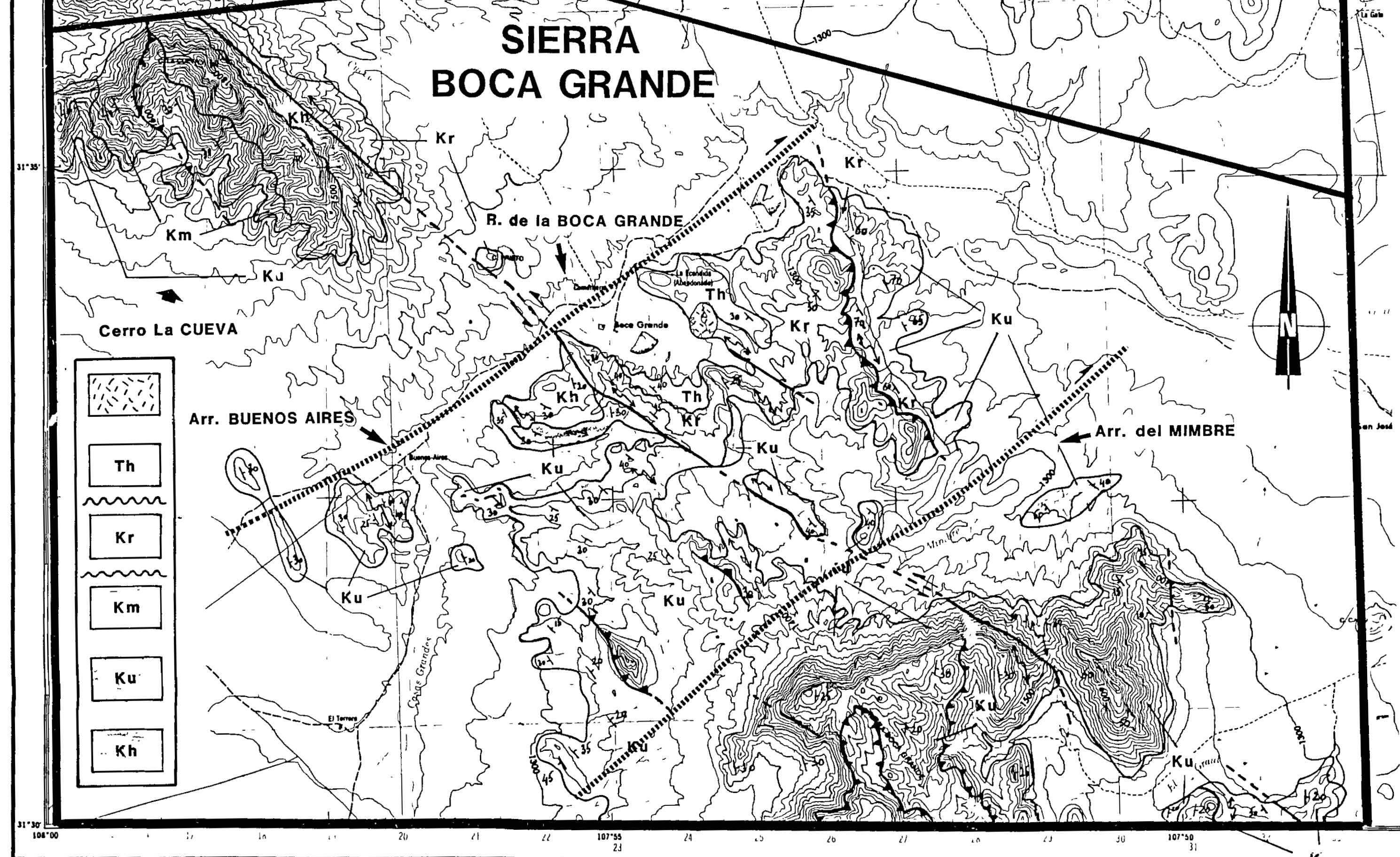
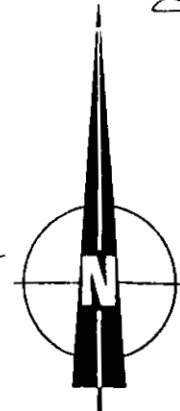
SIERRA DE PALOMAS

Peph
Pcl
Pep
IPPh
Mp
Me



SIERRA BOCA GRANDE

Th
Kr
Km
Ku
Kh



Sierra BOCA GRANDE

Nord CHIHUAHUA

