Géologie Alpine, 1990, t.66.

LA CHAINE NEVADIENNE (GILIENNE) ET SES DEFORMATIONS CRETACEES AU NW DU MEXIQUE (NAPPES D'ORIGINE GONDWANIENNE DE CABORCA ET DU SONORA CENTRAL)

par Luigi RADELLI *

RESUME - La chaîne névadienne dite "gilienne" de la Californie et de l'Arizona se prolonge dans le Sonora (Caborca et Sonora central). Elle comporte deux énormes nappes d'origine gondwanienne, charriées sur la zone nord-américaine Naco : la nappe Aibò qui comprend du Précambrien moyen cristallin et sa couverture (précambrienne ? triasique ?), et la nappe Cobachi qui comprend, d'une part, la plateforme paléozoïque du Sonora sur laquelle étaient déjà venues s'étaler, au Trias inférieur, des nappes de matériel paléozoïque de faciès plus profond et, d'autre part, du Trias supérieur sud-alpin (Hallstatt et Raibl). Ces nappes viennent du rebord sud, donc gondwanien, du domaine océanique Orocopia. La nappe Aibò prend sur le Jurassique la place qui est celle de la nappe Trigo au NW, aux U.S.A. et dans la partie extrême nord-occidentale du Sonora. La nappe Cobachi se trouve sur les nappes Aibò et Trigo (Caborca) ou directement sur le Jurassique (Sonora central).

Au cours du cycle orégonien, l'édifice névadien gilien a été affecté par : (a) une distension crétacé inférieur (ouverture de la mer marginale Olvidada, à l'Ouest, des bassins de type Bisbee à l'Est) ; par des failles listriques et des rotations ; cette distension a fait descendre la nappe supérieure sur le Jurassique autochtone, ou a dénudé ce Jurassique ; (b) une compression mésocrétacée (Orégonien s.str.), qui a donné des antiformes et des synformes, des écailles et des nappes de cisaillement ayant même pu amener le Jurassique (préalablement dénudé) sur les nappes névadiennes (néo-autochtones) ; (c) une distension crétacé supérieur, par des failles listriques avec rotations de blocs, en relation avec l'ouverture des bassins molassiques de type Cabullona au Sonora, Valle en Basse-Californie. Au cours de ce cycle, il n'y a pas eu au Sonora, comme cela a été le cas en Basse-Californie (nappe Olvidada) et même au Névadien en Sonora, d'épaississement crustal par mise en place de nappes "zone sur zone", mais seulement des structurations intra-zone.

Dans le secteur de Caborca, la trace du méga-cisaillement du Mohave-Sonora correspond non pas à un méga-cisaillement transcontinental jurassique, mais à l'une des failles d'un système de failles coulissantes senestres crétacées qui, en relais, ont affecté la plus grande partie du Sonora.

La notion de "terrane" ayant été appliquée au Sonora, est comparée avec celle, classique, de "zones tectoniques" : cette comparaison permet de faire ressortir les limites de la première de ces notions.

---

* Dipartimento di Geologìa, Universidad de Sonora ; Apdo Postal 859, Hermosillo (Sonora), Mexique

ABSTRACT - The Nevadian Gila mountain chain of California and Arizona extends itself into Sonora (Caborca and Central Sonora). It includes two very large nappes, or allochthons, which were thrust upon the North-American Naco Zone at the end of the Jurassic, from the southern, Gondwanian, margin of the Orocopia oceanic realm. These nappes are : the Aibò Nappe and the Cobachi Nappe. The Aibò Nappe (and Zone) is made up by a Middle Precambrian crystalline basement and its (Precambrian ? Triassic ?) cover. The Cobachi Nappe includes the Sonoran Palaeozoic Platform plus, in Central Sonora, the allochthonous "basinal" Palaeozoic bodies which had been thrust upon it during the Early Triassic, and Upper Triassic deposits, clearly South-Alpine in character (Hallstatt facies at El Antomonio, Raibl facies at La Barranca). The Aibò Nappe (Zone) overlies the Jurassic as does the crystalline Trigo Nappe of California-Arizona and of the northwesternmost part of Sonora. The Cobachi Nappe is found either upon the Aibò Nappe (Caborca) or directly upon the Jurassic (Central Sonora).

During the Oregonian orogenic cycle, the Nevadian mountain building was affected by : (a) during the Early Cretaceous an extensional phase which gave way to the opening of the Olvidada marginal sea westwards and to that of the Bisbee basins eastwards, by listric faults and rotations of blocks ; in places, this process caused the upper nappe (or parts of it) to descend upon the Jurassic, and in other places a denudation of the Jurassic ; (b) a Mid-Cretaceous Oregonian compression, which gave way to anti- and synforms, and to large overthrusting of the previously denudated Jurassic upon the (neo-autochthon of the) Nevadian Nappes ; (c) Late Cretaceous listric faults and rotation of blocks, related to the opening of such molassic basins as that of Cabullona in Sonora, and Valle in Baja California. Unlike in Baja California, where the Olvidada Nappe was then emplaced upon the Alisitos Arc and unlike in Sonora during the Nevadian orogeny (when the Aibò and Cobachi Nappes were emplaced upon the Naco Zone), a regional tectonic crustal thickening via the addition of allochthonous zones (nappes) did not take place in Sonora during the Oregonian orogeny. The Mid-Cretaceous Oregonian tectonics of Sonora were one of folding and second-order nappes, which in fact remain para-autochthonous relative to their substratum, the Naco Zone.

In the area of Caborca, the so-called Mohave-Sonora Megashear does not correspond to a Jurassic transcontinental megashear, but to one of the faults of a system of left-lateral, sometimes transpressional, west-north-west trending, Cretaceous transcurrent faults that affected most of Sonora.

Since the "terrane concept" has been employed in Sonora, the opportunity is taken to show, by comparing it with that of the "tectonic zones" followed in this paper, of how little help the "terrane concept" is in solving real tectonic problems.

INTRODUCTION

Une étude des affleurements du Sud-Est de la Californie et de l'Ouest de l'Arizona (Radelli et Calmus, 1988) avait permis d'y mettre en évidence (en soustrayant les effets des déformations crétacées et cénozoïques) une chaîne névadienne, la chaîne gilienne. C'est une chaîne de type alpin, issue d'un domaine téthysien en partie océanique (ophiolites de l'Orocopia). Cette chaîne, édifiée à la fin du Jurassique, chevauche au Nord son avant-pays, le Colorado. Sur celui-ci viennent en effet se poser des nappes de style pennique, mises au jour par la distension cénozoïque, les "metamorphic core complexes" des auteurs américains. Les principales de ces nappes ont chevauché les ophiolites de l'Orocopia qui n'apparaissent qu'en fenêtres.

Dans la note citée ci-dessus (Radelli et Calmus, 1988), la zone que nous avions appelée zone de Caborca, au Sud du méga-cisaillement du Mohave-Sonora ("Mohave-Sonora Megashear") (Anderson et Silver, 1979 ; Anderson et Schmidt, 1983 ; Stewart et al., 1984 ; Ketner, 1986) avait été présentée : *structuralement*, comme un simple arrière-pays de la chaîne gilienne ; et, *paléogéographiquement*, comme le rebord sud du domaine orogénique en partie océanique d'où était issue cette chaîne - c'est-à-dire, comme une unité gondwanienne relativement stable. Mais des travaux effectués postérieurement dans le secteur indiqué en fig. 1 (quelques km^2) et dans les régions environnantes m'ont montré que *cette zone avait été largement impliquée dans la tectonique tangentielle névadienne* avant de l'être dans les phases distensives et compressives de l'orogenèse orégonienne et dans les distensions du Crétacé supérieur [et du Cénozoïque ?].

Entre-temps (cf. infra), d'autres auteurs (De Jong et al., 1988) avaient pressenti que sous son apparente simplicité, due en grande mesure au caractère rigide d'une large partie de ses séries (Cristallin précambrien et sa couverture dolomitique notamment), la région de Caborca cachait une structure très complexe, difficile à saisir dans son ensemble en raison aussi de son découpage en une douzaine de massifs isolés au milieu de plaines alluviales où rien n'affleure (fig. 1), cette structure étant le fruit d'une évolution polyphasée.

Ainsi, l'ex-zone de Caborca apparaît maintenant non pas comme un simple arrière-pays, mais plutôt comme une *partie active de la chaîne névadienne gilienne*, fait qui avait entièrement échappé aux auteurs cités plus haut. C'est ce qui sera montré dans cette note. Il y sera montré également que, aussi importante qu'ait été son évolution structurale crétacée et cénozoïque, *la région de Caborca (et pas seulement elle) doit l'essentiel de son caractère et son existence même au phénomène névadien* - une notion qui semble avoir échappé même aux chercheurs qui se sont intéressés très récemment à la structure du Nord du Mexique (Sosson et al., 1990).

Le fil conducteur de mon exposé sera celui même de l'évolution de ma pensée au cours de mes travaux de terrain. Un temps viendra pour un exposé plus formel.

LES UNITES STRATIGRAPHIQUES

Les unités stratigraphiques du secteur étudié (fig. 2), relativement peu nombreuses, sont les suivantes.

a) Précambrien moyen : l'ensemble Aibò

L'ensemble Aibò est un *ensemble cristallin* de para et orthogneiss, de schistes et de pegmatites, comportant au moins localement (par exemple dans la Sierra de la Vibora) une carapace de quartzites à rares galets de roches métamorphiques.

Confirmant un âge radiométrique obtenu précédemment par la méthode K/Ar (Damon et al., 1962), les roches métamorphiques de ce complexe ont été datées de 1750 Ma et deux des pegmatites de 1630 et 1675 Ma par la méthode U/Pb (Anderson et al., 1978 ; Anderson et Silver, 1981).

En maints endroits, ce complexe est traversé par un granite micrographique très typique, le granite Aibò, daté de 1100 Ma (Anderson et al. 1978 ; Anderson et Silver, 1981).

b) La couverture : l'ensemble Gamuza

L'ensemble Gamuza est la *couverture gréso-dolomitique* (surtout dolomitique) *de l'ensemble Aibò*, datée du *Précambrien supérieur* par des stromatolites (Gamper et Longoria, 1979 ; Cevallos-F. et Weber, 1980 ; Cevallo-F., 1981 ; Cevallo-F et al., 1982 ; McMenamin et al., 1983) et par sa position sous le Cambrien fossilifère (Arellano, 1946 ; Cooper et Arellano, 1946 ; Cooper et al., 1952 ; Cooper et al., 1954 ; Arellano, 1956 ; Cooper et al., 1956 ; Livingston et Damon, 1968 ; Anderson et al., 1978 ; Longoria et al., 1978 ; Longoria et al., 1979 ; Anderson et al., 1979 ; Longoria, 1980 ; Longoria 1981 ; Longoria et Gonzalez, 1981 ; Gonzalez, 1981 ; Anderson et Silver, 1981 ; McMenemin et al., 1983 ; Stewart et al., 1984), ce qui est discutable et sera discuté plus loin.

Les données lithostratigraphiques afférentes sont résumées dans la fig. 3.

C'est à Longoria et ses collaborateurs que l'on doit l'essentiel des connaissances stratigraphiques sur cet ensemble. En effet, la présente étude n'aurait pas été possible si elle n'avait pas pu s'appuyer sur ses résultats.

Comme l'ont montré Stewart et al. (1984), il ressort d'un examen de la littérature citée plus haut que cet ensemble (et surtout sa partie inférieure, les dolomies à stromatolites de la Formation Gamuza) a été subdivisé en différentes formations par les auteurs ayant travaillé dans les divers massifs de la région.

Selon mes observations, cela est dû à l'extrême variabilité des faciès et/ou des épaisseurs des différentes unités lithologiques de cette partie de l'ensemble en question. Ainsi, par exemple :

• les Formations El Arpa et Caborca établies par Stewart et al. (1984) au Cerro Rajon - qui ne montrent réellement aucune autre limite naturelle que celle d'une intercalation dolomitique plus épaisse que d'habitude au sommet de leur Formation El Arpa - correspondent à la seule Formation El Arpa établie au Cerro El Arpa par Longoria et Gonzalez (1979) et Longoria (1981) ;

• la Formation Caborca de Longoria et Gonzalez (1979) et Longoria (1981), avec éventuellement la partie inférieure de leur Formation Pitiquito au Cerro El Arpa, ne sont autre chose, par leur faciès (pélites, grès et dolomies *en plaquettes*, cf. infra) et leur position stratigraphique, que la Formation Clemente de Stewart et al. (1984) au Cerro Rajon.

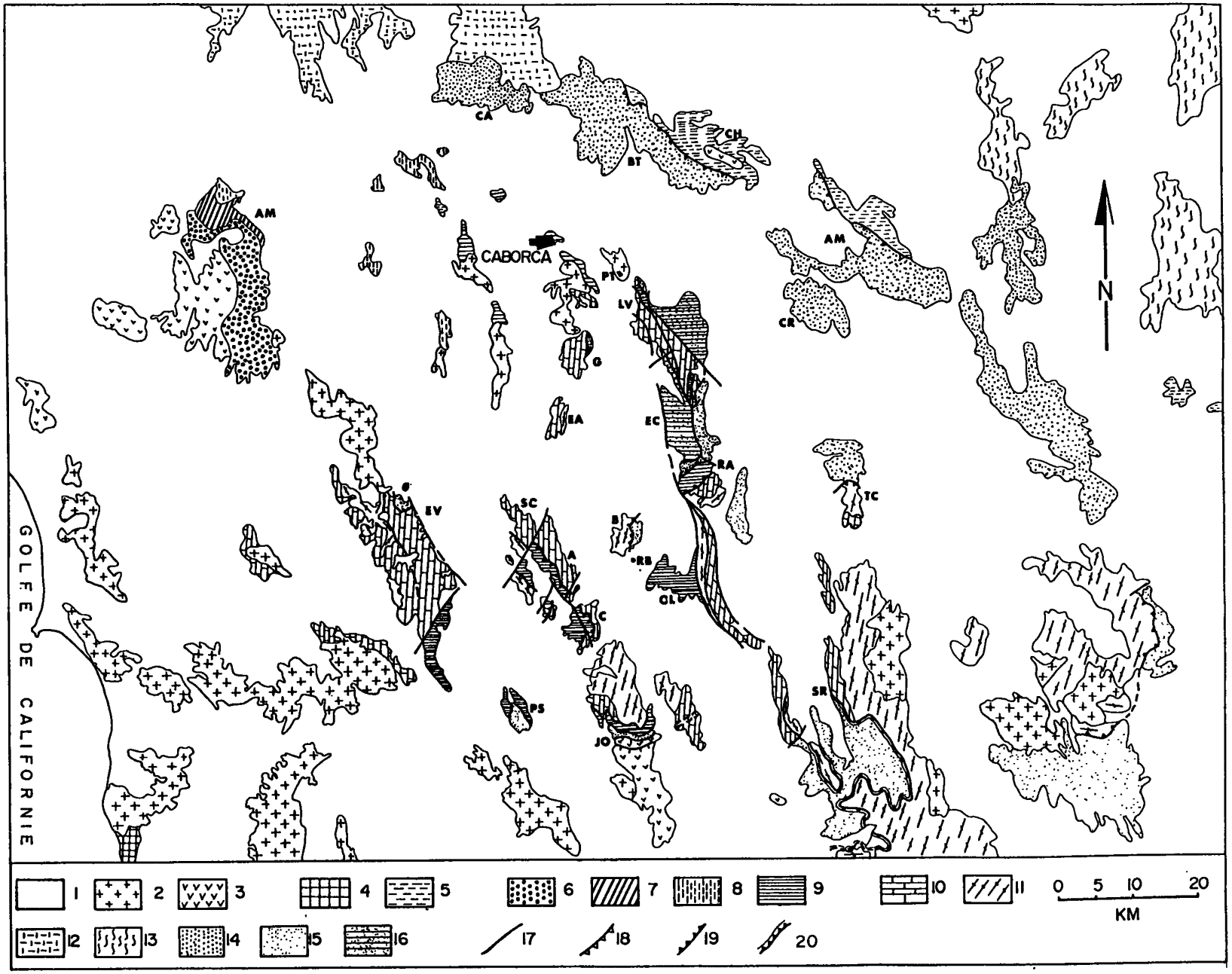
En outre, par exemple entre le Cerro El Arpa, le Cerro Gamuza et/ou la Sierra de la Vibora, on peut voir facilement que l'épaisseur de la Formation El Arpa de Longoria et Gonzalez (1979) et Longoria (1981) et celle de leur Formation Caborca plus la partie inférieure de leur Formation Pitiquito passent d'un total de quelque 200 m à quelques dizaines de mètres tout au plus et peuvent même s'annuler ; et que les quartzites de leur Formation Pitiquito disparaissent aussi entre les Cerros El Arpa et Gamuza.

Dans cette note, tout en suivant pour l'essentiel Longoria pour les raisons d'ordre stratigraphique que je viens de donner, j'indiquerai, dans toute la mesure du possible, les couches sous-jacentes à la Formation Gamuza avec le terme générique de "*couches basales*" (fig. 3).

Pour ce qui est des Formations Gamuza et Papalote l'accord semble être total entre tous les auteurs les plus récents. Le contraire d'ailleurs serait surprenant, étant donné le caractère très constant de chacune de ces formations dans toute la région.

Fig. 1 - Carte géologique générale de la région de Caborca.

1, Couverture récente ; 2, Granitoïdes laramiens ; 3, Volcanites crétacées ; 4 et 5, Crétacé inf : 4, Métamorphique de la nappe Olvidada ; 5, Bassins Bisbee ; 6 à 9, Nappe névadienne de la Plateforme paléozoïque : 6, Jurassique d'El Alamo Muerto ; 7, Trias supérieur sud-alpin d'El Antimonio ; 8, Paléozoïque indifférencié ; 9, Cambrien de Caborca ; 10 et 11, Nappe névadienne Aibò : 10, Complexe Gamuza, couverture de : 11, Complexe cristallin précambrien Aibò ; 12 à 16, Autochtone et parautochtone : 12, Volcanites de la zone Naco ; 13, Métamorphique de la zone Naco ; 14, Jurassique type Mc Coy de la zone Naco ; 15, Jurassique type Santa Rosa (et Crétacé inférieur volcanique de la Sierra de Santa Rosa) ; 16, Jurassique du Chino ; 17, Faille normale ; 18, Chevauchement ; 19, Charriages névadiens ; 20, Chevauchements et charriages mésocrétacés.
AM, Sierra del Alamo Muerto ; EV, Sierra del Viejo ; B, Cerros Berruga ; C, Cerro Calaveras ; A, Cerro Aquituni ; SC, Cerro San Clemente ; CL, Cerro Clemente ; G, Cerro Gamuza ; EA, Cerro El Arpa ; LV, Sierra La Vibora ; EC, Cerro El Chino ; RA, Cerro Rajon ; PS, Pozo de Serna ; JO, Sierra de la Jojoba ; TC, Cerro Taconazo ; SR, Sierra de Santa Rosa ; CA, Cerro El Alamo ; BT, Cerro Batamote CH, Cerro Chanate ; CR, Cerro Carnero ; AM, Cerro Amol ; PT, Ville de Pitiquito ; RB, Rancho Bamuri.
Le Golfe de Californie permet de situer géographiquement la région.


CA
BT
CH
AM
CABORCA
PT
LV
G
EA
EC
RA
CR
TC
EV
SC
A
B
RB
CL
C
PS
JO
SR
N
GOLFE DE CALIFORNIE
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
0 5 10 20
KM

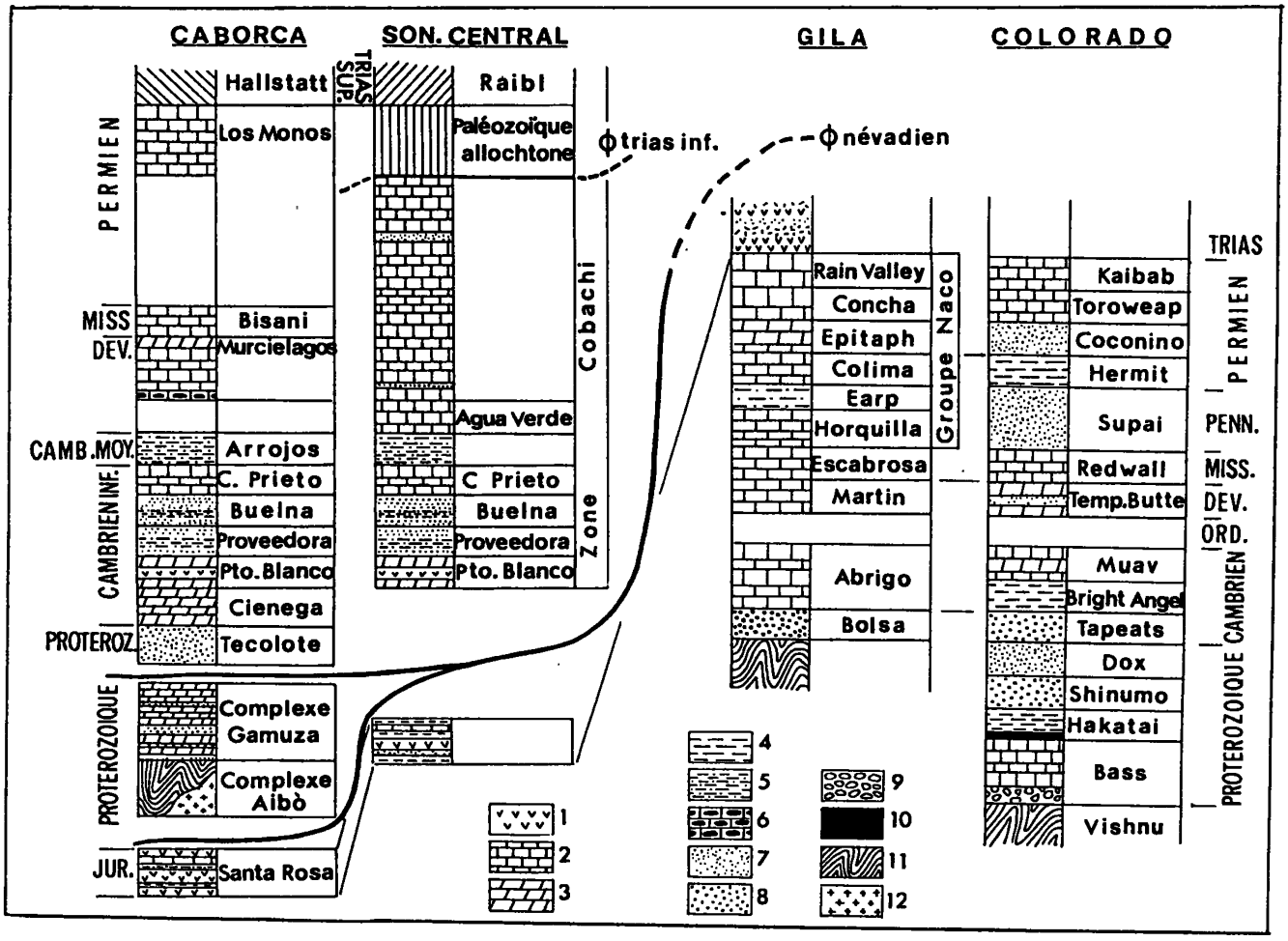


Fig. 2 - Colonnes stratigraphiques et relations structurales des domaines Colorado, Naco (Gila), Caborca et Sonora central.

1, Volcanites ; 2, Calcaires ; 3, Dolomies ; 4, Pélites ; 5, Grès et pélites ; 6, Calcaires à silex ; 7, Quartzites ; 8, Grès ; 9, Grès et quartzites ; 10, Diabase ; 11, Socle métamorphique ; 12, Granite Aibò.

Au Cerro Gamuza, Longoria et Gonzalez (1979) et Longoria (1981) ont créé le Groupe Gachupin pour indiquer des dolomies plus ou moins sableuses, des grès et des quartzites surmontant la Formation Papalote. Mes observations de terrain me permettent cependant de penser que ce groupe, que personne n'a retrouvé ailleurs (Stewart et. al., 1984), n'est pas une unité supplémentaire de la colonne stratigraphique de Caborca, mais qu'il correspond simplement aux "couches basales", remontées par la tectonique jusqu'à chevaucher la Formation Papalote (fig. 4 et 5).

Ainsi, le Précambrien supérieur sédimentaire de Caborca de la littérature, le *Complexe Gamuza* de cette note, y est subdivisé en trois unités majeures, toujours parfaitement reconnaissables sur le terrain, même de loin dans le panorama, et cela parfois sur des dizaines de kilomètres. On trouve, de haut en bas :

- *Formation Papalote* : dolomies gris clair, donnant des reliefs plutôt arrondis ;

- *Formation Gamuza* : dolomies à stromatolites, noires à gris foncé, donnant de beaux escarpements ;

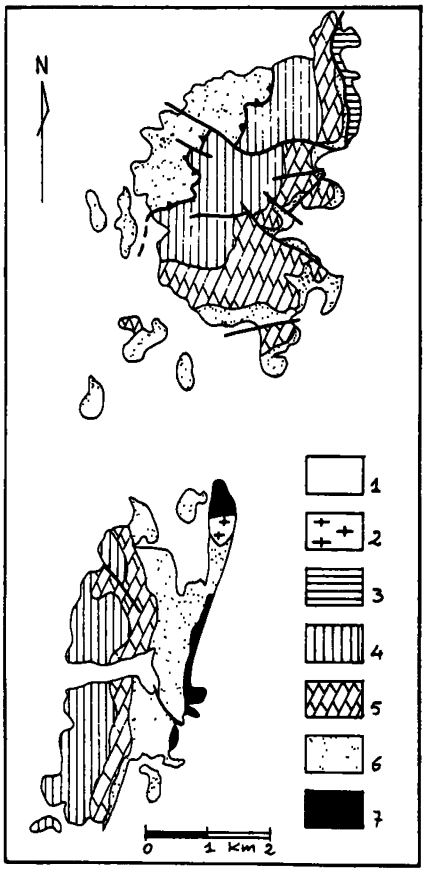


Fig. 4 - Carte géologique des Cerros Gamuza (au Nord) et El Arpa (au Sud).

1, Couverture récente ; 2, Intrusions laramiennes ; 3, Groupe Chino (Jurassique) ; 4 à 6, Complexe Gamuza : 4, Formation Papalote ; 5, Formation Gamuza ; 6, Couches basales ; 7, Complexe Aibò.

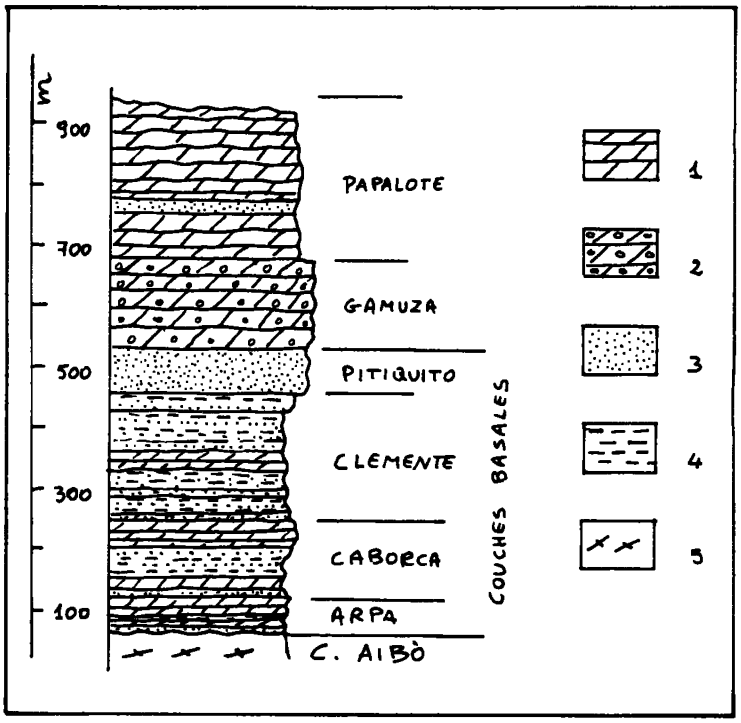


Fig. 3 - Stratigraphie du Complexe Gamuza.
1, Dolomies ; 2, Dolomies à stromatolites ; 3, Quartzites ; 4, Pélites ; 5, Complexe Aibò.

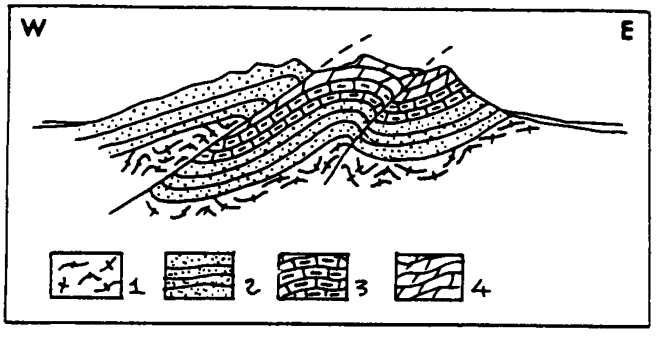


Fig 5 - Coupe géologique du Cerro Gamuza montrant la remontée tectonique des couches basales (esquisse de terrain).
1, Complexe Aibò ; 2, Couches basales ; 3, Formation Gamuza ; 4, Formation Papalote.

- *Couches basales* : grès, quartzites et dolomies donnant en général une topographie molle, aux couleurs rougeâtres à brunes avec des passées blanches dues aux quartzites.

c) Cambrien

c1) Les couches de transition Précambrien-Cambrien

Au Cerro Rajon, Stewart et al. (1984) ont reconnu, entre la Formation Papalote et le Cambrien classique de Caborca (cf. infra), deux nouvelles formations : la Formation Quartzite Tecolote (quartzites et dolomies sableuses) et la Formation Cienega (dolomies plus ou moins sableuses, quartzites, pélites et basaltes : les "greenstones").

Suite à la découverte dans les dolomies de la Formation La Cienega de fossiles millimétriques à coquilles tabulaires et coniques ne ressemblant pas à ceux du Précambrien connus dans plusieurs continents, Stewart et al. (1984) et McMenamin et al. (1983) considèrent que cette formation appartient au Cambrien. Cela est d'autant plus plausible que : (a) ces fossiles se trouvent au-dessus des basaltes ["greenstones"] de la Formation La Cienega et que des basaltes sont connus dans la Formation Puerto Blanco bien datée du Cambrien inférieur (cf. infra), alors qu'aucune roche volcanique n'est connue dans le Précambrien de Caborca ; (b) la Formation La Cienega est en continuité avec la Formation Puerto Blanco.

Par ailleurs, Stewart et al. (1984) considèrent la Formation Quartzite Tecolote comme protérozoïque, sans doute parce qu'elle n'a pas fourni de fossiles (même pas de skolithes, qui sont communs dans les quartzites du Cambrien de Caborca). Sans prétendre trancher cette question, du fait que la Formation Quartzite Tecolote n'existe que dans les massifs où se trouve la Formation La Cienega et inversement (Cerro Rajon, Cerro Calavera, Sierra La Vibora), je pense qu'il est préférable de considérer aussi la Formation Quartzite Tecolote comme cambrienne.

c2) Le Cambrien classique de Caborca

Ce sont essentiellement d'épais dépôts gréseux et surtout carbonatés, souvent dolomitiques, du Cambrien inférieur et moyen, accumulés sur une plateforme peu profonde. Comme il a été dit plus haut, ils sont très bien connus grâce surtout à l'ouvrage classique de Cooper et al. (1952) et à la note récente de Stewart et al. (1984), auxquels le lecteur intéressé est renvoyé. Pour ce qui est de l'étude présentée ici, les données stratigraphiques résumées dans la fig. 6 suffisent à ce sujet.

Il convient d'ajouter cependant que dans toute cette série cambrienne les changements latéraux de faciès, qui tiennent surtout à la répartition de ses composants gréseux et calcaréo-dolomitiques, sont très fréquents, ce qui est une conséquence de son milieu de dépôt.

On notera en outre que la Formation El Tren ne semble exister qu'aux environs de la ville de Caborca où, en revanche, n'est pas connue la partie inférieure, volcanogène, de la Formation Puerto Blanco.

d) Le Paléozoïque de Bisani

A quelque 22-25 km à l'Ouest de la ville de Caborca, dans le secteur du Rancho Bisani, de petites collines sortent de la plaine quaternaire. Elles sont constituées de différents niveaux paléozoïques, qui ne montrent pas leurs relations géométriques mutuelles (Cooper et Arellano, 1946).

• Au Rancho Bisani, quatre collines sont constituées par des *dolomies et* des *quartzites* de l'**Ordovicien.**

• Les Cerros Mucielagos, trois collines situées à 3 km au Nord-Ouest de Bisani, consistent en *calcaires et dolomies* du **Dévonien supérieur.**

• Entre le Rancho Bisani et les Cerros Murcielagos, deux collines sont constituées par des *calcaires* du **Mississipien.**

Ces roches sédimentaires sont pour le moins très semblables à celles du même âge de la plateforme paléozoïque du Sonora central (Radelli et al., 1987).

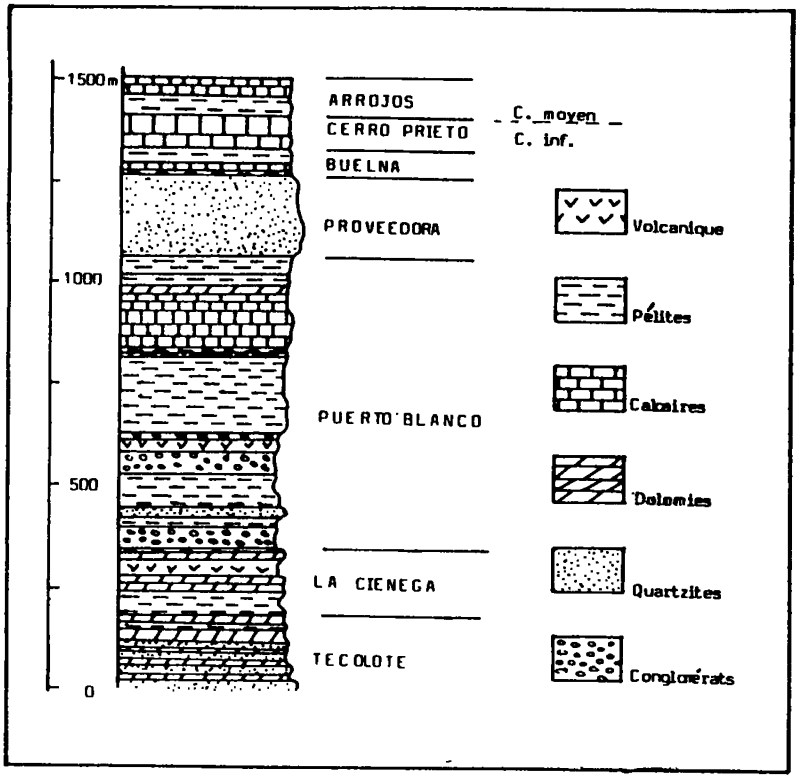


Fig. 6 - Stratigraphie du Cambrien de Caborca (d'après Stewart et al., 1984, modifié).

e) Permien supérieur : Formation Monos

Du Permien moyen (Guadeloupien), considéré jadis comme Pennsylvanien (Keller, 1928), constitue l'essentiel des Cerros Monos, à quelque 50 km à l'Ouest de Caborca et près de l'ancienne mine d'El Antimonio (White et Guiza, 1948), à la terminaison nord de la Sierra del Alamo Muerto (Cooper et Arellano, 1946 ; Cooper, 1956 ; Merriam et Eells, 1979 ; Gonzalez-L., 1980).

Ce Permien comporte : en bas, des pélites et des grès rougeâtres avec des intercalations calcaires ; en haut, des calcaires gris à noir. Sa base n'affleure pas. Il est couvert en discordance par le Trias supérieur d'El Antimonio (cf. infra). Fossilifère surtout à sa partie supérieure, il renferme des brachiopodes, des bivalves, des coraux, des ammonites et des fusulines (Cooper et Arellano 1946 ; Cooper, 1965 ; Gonzalez-L., 1980), *Parafusulina* en particulier (Dunbar in Cooper et Arellano, 1946 ; Kahler, 1974), qui ont permis d'en définir l'âge comme permien supérieur (Guadeloupien).

Tant par son âge que par ses faciès, ce Permien de la Formation Monos est bien différent de celui de la plateforme paléozoïque du Sonora central, qui est représenté par des calcaires massifs avec des intercalations gréso-quartziques du Wolfcampien-Léonardien (Radelli et al., 1987).

f) Trias supérieur

En discordance sur le Permien des Cerros Monos (cf. supra) et s'étendant depuis ces Cerros vers le Sud où il est recouvert par du Lias (voir plus loin), le Trias supérieur est connu depuis longtemps à El Antimonio, dans la Sierra del Alamo Muerto (Aguilera, 1906 ; Keller, 1928 ; Burckardt, 1930 ; R.E. King, 1939 ; Cooper et Arellano 1946 ; White et Guiza, 1948, 1949 ; Merriam et Eells, 1979 ; Gonzalez-L., 1980).

Il convient de préciser tout de suite que ce Trias d'El Antimonio représente le plus méridional des affleurements prouvés (Radelli et al., 1987) de Trias supérieur téthysien, sud-alpin par ses faciès (Dachstein et Hallstatt, notamment) et ses faunes, qui jalonnent la chaîne nord-ouest-américaine jusqu'en Alaska (Silberling et Tozer, 1968 ;

Stanley, 1979, 1980 ; Tozer, 1980 ; Gonzalez-L., 1980 ; Stanley, 1981, 1982 ; Tozer, 1982 ; Kristan-Tollmann et Tollmann, 1983, 1985 ; Kristan-Tollmann, 1987 ; Stanley, 1987). *En particulier, selon E. Kristan-Tollmann et A. Tollmann, avec qui j'ai eu le plaisir d'en visiter les affleurements, on trouve dans le Trias d'El Antimonio un équivalent exact de la formation classique des "Strati di San Cassiano" des Dolomites italiennes.*

Ce Trias débute par des grès plus ou moins calcaires et des pélites rouges, avec des intercalations calcaires et quelques lentilles de conglomérats. Il se poursuit par des grès, des marnes et des calcaires "condensés", à ammonites, bélemnites et bivalves, et un niveau de gypse. Il se termine par des calcaires récifaux à coraux, bivalves, gastéropodes, algues et bryozoaires. Son âge est carnien en bas, norien en haut (Keller, 1928 ; Gonzalez-L., 1980 ; E. Kristan-Tollmann et A. Tollmann, comm. pers.).

g) Jurassique et Crétacé inférieur

Des séquences jurassiques affleurent en plusieurs endroits de la région de Caborca. Certains de ces affleurements ont été décrits depuis longtemps (Dumble, 1900 ; Aguilera 1906 ; Keller, 1928 ; Flores, 1929 ; Jaworski, 1929 ; W.T. King, 1929 ; Burckhardt, 1930 ; R.E. King, 1939), d'autres plus récemment (White et Guiza, 1948, 1949 ; Dowlen et Stump, 1973 ; Beauvais et Stump, 1976 ; Longoria et Gonzalez, 1978 ; Roldan-Q., 1978 ; Longoria et Perez, 1979 ; Gonzalez-L., 1980 ; Dowlen et Gastil, 1981 ; Hardy, 1981 ; Longoria et Gonzalez, 1981 ; Longoria, 1981 ; Rangin, 1982 ; Morales-M., 1984 ; De Jong et al., 1988), d'autres encore, découverts au cours de mes travaux, le seront ici pour la première fois.

La description stratigraphique des séries jurassiques de Caborca est moins facile que celle concernant les séries antérieures. Cela tient à trois raisons :

(a) les affleurements jurassiques, bien que nombreux, sont en général restreints, ce qui est le fait de la tectonique (cf. infra) ;

(b) d'une zone d'affleurement à l'autre, les faciès des séquences et souvent leurs âges changent ;

(c) des incertitudes subsistent quant à l'âge réel de certaines séquences : d'une part, certaines séquences ou formations considérées jusqu'ici comme liasiques semblent bien monter dans l'Oxfordien-Kimméridgien ; il est vraisemblable, d'autre part, que des formations (volcaniques et/ou volcano-sédimentaires en particulier) non fossilifères, considérées jusqu'à présent comme appartenant au Jurassique moyen ou supérieur, sont en réalité crétacées. Encore une fois, ce seront des arguments structuraux qui permettront d'éclairer ces questions.

Dans ce qui suit les séquences jurassiques en question seront décrites par zones d'affleurement.

g1) Sierra del Alamo Muerto

En faible discordance (White et Guiza, 1948-49) sur le Trias supérieur d'El Antimonio et recouvert en discordance par des roches volcaniques et volcano-sédimentaires d'âge crétacé d'après des données paléomagnétiques (Anderson, in Gonzalez-L., 1980), le Jurassique de la Sierra del Alamo Muerto comporte de bas en haut (Gonzalez-L., 1980) : des grès, des conglomérats et des pélites avec des passées calcaires ; des lutites bleues avec des fossiles qui indiqueraient le Lias [*Schlotheimia sp., Vermiceras sp., Paraconiceras sp., Psiloceras sp., Paracoroniceras sp., Posidonia sp., Pachyteuthis* (?), gastéropodes et fragments de feuilles], qui alternent avec des grès et des pélites ; enfin, une puissante formation de grès fins à grossiers (microconglomérats) qui pourraient appartenir au Jurassique moyen.

Les grès et les microconglomérats, à matrice quartzeuse, contiennent des fragments de roches métamorphiques (gneiss et quartzites) et de roches volcaniques (andésites surtout). Les conglomérats contiennent des galets de quartzite, de granite, de roches volcaniques (andésites surtout) et de calcaire (Gonzalez-L., 1980).

g2) Sierra del Viejo

A l'extrémité nord de la Sierra del Viejo et sur son versant est affleure une série essentiellement détritique avec des passées marneuses. Elle n'a pas encore fourni de fossiles. Elle est attribuée au Jurassique en raison de son faciès et de considérations d'ordre régional, qui seront précisées plus loin.

g3) Pozo de Serna (fig. 15, 16 et 17)

Dans les collines de Pozo de Serna (Rancho Tillín) le Jurassique est représenté par une épaisse série (1900 m) essentiellement détritique : au-dessus d'un conglomérat, elle contient des grès et des pélites avec des passées d'argilites tufacées d'une part, de calcaires oolithiques d'autre part (Dowlen et Stump, 1973 Dowlen et Gastil, 1981 ; Rangin, 1982). Cette séquence, dont la base n'affleure pas, contient de nombreux fossiles (ammonites, dont *Amoeboceras* et *Idoceras* ; bélemnites, bivalves, gastéropodes, coraux, crinoïdes, algues). Ces faunes, dont le caractère est mixte, boréal et téthysien (Beauvais et Stump, 1976), ont permis de la dater de l'Oxfordien-Kimméridgien inférieur (Dowlen et Stump, 1973 ; Beauvais et Stump, 1976).

g4) Sierra de la Jojoba (fig. 18 et 19)

Il s'agit d'une petite séquence (quelque 100 m) d'argilites et grès argileux jaunes à rouges, avec quelques niveaux conglomératiques à éléments volcaniques (Rangin, 1982). Sa base n'est pas à l'affleurement (cf. infra). En haut elle est recouverte en discordance par une épaisse série d'abord détritique (conglomérats à galets de quartzites), puis volcanique et volcano-sédimentaire.

La série gréso-argileuse a été datée du Lias, ayant fourni des coquilles de *Weyla (Weyla) mexicana* (Jaworski), dont les exemplaires type - *Neitha mexicana* Jaworski - avaient été décrits par Keller (1928) dans le Lias de la Sierra de Santa Rosa (Rangin, 1982). J'y ai trouvé aussi des fragment d'ammonites.

La série détritique et volcanique qui suit en discordance n'a pas fourni de fossiles. Rangin (1982) l'attribue avec réserve au Crétacé inférieur. D'autres géologues du Sonora, qui suivent l'hypothèse émise par Hardy (1981) sur l'âge de sa Formation San Luis, de faciès très semblable, dans la Sierra de Santa Rosa (cf. infra), pensent que cette série est jurassique. Je discuterai ce point plus loin sur des bases tectoniques. J'anticipe cependant ici pour dire que, comme Rangin (1982), je considère cette série détritique et volcanique comme appartenant au Crétacé inférieur.

g5) Rancho Bamuri (fig. 9)

Près du Rancho Bamuri, à l'Est des Cerros de la Berruga et à l'Est de la route Bamuri-Pitiquito, une séquence affleure qui comporte : en bas, des quartzites, dont la base est cachée ; en haut, des calcaires avec des intercalations détritiques pouvant remanier les quartzites ci-dessus, des argilites plus ou moins gréseuses et de nouveau des calcaires.

Sans en fournir ni preuve ni discussion, Anderson et al. (1978, leur fig. 2) indiquent pour les quartzites un âge paléozoïque (sans doute en raison du fait qu'il y a des quartzites dans le Cambrien) et pour l'ensemble des roches détritiques et carbonatées les surmontant un âge peut-être mésozoïque.

La partie gréso-carbonatée de cette série m'a fourni des fossiles : *Trigonia sp.*, *Euaspidoceras sp.*, une ammonite à col siphonal pro-choané (donc post-paléozoïque), quelques pectens. Elle est donc certainement jurassique. En raison de l'analogie de ses faciès avec les affleurements datés du Cerro Colorado (cf. infra), je pense que cette série, certainement en partie liasique, pourrait monter jusque dans l'Oxfordien-Kimméridgien.

Les quartzites sous-jacents m'ont aussi donné des fossiles. Il s'agit d'une petite colonie de coraux silicifiés que j'ai trouvée entre deux bancs de quartzite. Grâce aux bons soins de M. A. Tollmann, ces coraux ont été envoyés à M. H.W. Flügel (Autriche), spécialiste des coraux paléozoïques, et à Mme Ronewicz (Pologne), spécialiste des coraux mésozoïques. M. H.W. Flügel exclut la

possibilité qu'il s'agisse de formes paléozoïques et pense que ce sont des formes triasiques ou jurassiques. A l'heure d'écrire cette note, les résultats de Mme Ronewicz ne me sont pas encore parvenus. Au Rancho Las Delicias (cf. infra), j'ai trouvé des quartzites semblables au-dessus de couches liasiques à Trigonia : j'incline donc à penser que ces quartzites du Bamuri sont du même âge. Mais la question reste évidemment en suspens.

g6) Cerro Rajon (fig. 20)

On retrouve une séquence jurassique dans les petits reliefs qui séparent le Cerro Rajon au Sud du Cerro Chino au Nord. De bas en haut elle comporte (Longoria et Perez, 1978) : des grès feldspathiques et des tufs acides ; des calcaires sableux souvent fossilifères (ammonites déformées, crinoïdes [*Pentacrinus*], bivalves) ; plus de 1000 m d'alternances de grès et de pélites. Sa base n'est pas connue.

Parmi les ammonites, et malgré leur déformation, Longoria et Perez (1978) ont pu reconnaître des *Arietites* et des *Deroceras* qui, avec *Pentacrinus* (Keller, 1928 ; Flores, 1929 ; Jaworski, 1929) permettent d'attribuer au moins les deux tiers inférieurs de cette séquence au Lias, le dernier tiers pouvant appartenir soit au Lias soit au Jurassique moyen-supérieur.

Keller (1928) dit avoir trouvé, "sur le versant sud-est de la Sierra del Rajon (Cerro de los Chinos)", en suivant un chemin partant du Rancho Bamuri, des rudistes crétacés mal conservés et indéterminables (*Radiolarites* ?) dans un calcaire gréseux d'une séquence de grès et quartzites affectés par une intrusion. Ces fossiles n'ont pas été retrouvés, ni d'autres formes crétacées - et il faut tenir compte du fait que, au cours des années 1970-80, Longoria, qui est un stratigraphe, a ratissé cette région avec l'aide de dizaines d'élèves. A la recherche de ces fossiles, j'ai parcouru à nouveau avec mes propres élèves les itinéraires possibles de Keller, sans aucun résultat. Aussi, même si le doute subsiste, je ne tiendrai pas compte ici de la remarque, d'ailleurs assez dubitative, de Keller, d'autant plus qu'un problème de localisation se pose, puisque le Cerro Chino n'est pas au Sud-Est mais au Nord du Cerro Rajon.

g7) Rancho Las Delicias (fig. 7)

En contact tectonique avec le Cristallin précambrien de l'Aibò à l'Est, la série des collines de Las Delicias comporte du bas vers le haut (de l'Est vers l'Ouest) : des faciès gréso-argileux en alternances avec des calcaires ; une grosse barre de quartzites ; des alternances de calcaires, d'argilites tufacées, de grès, de quartzites et de pélites.

Des fossile - gastéropodes, bivalves (*Lingula* ?), nérinées (?) - y sont assez nombreux à plusieurs niveaux , mais en général très mal conservés. Cependant, dans les couches sous-jacentes à la barre des quartzites une *Trigonia* a pu être reconnue, ce qui permet, compte tenu du contexte régional, d'attribuer cette série au Jurassique et au moins en partie au Lias.

g8) Cerro Colorado (Rancho Hay No Más) (fig. 7)

A quelques kilomètres au Sud de Las Delicias, on retrouve une série jurassique au Cerro Colorado, elle aussi en contact tectonique avec les ensembles métamorphiques du Complexe Aibò. Elle débute par des quartzites (qui semblent bien être les mêmes que ceux de Las Delicias), se poursuit par des calcaires avec des intercalations gréseuses et se termine par des grès et des grès argileux rouges. Ces derniers ont fourni des pectens, des brachiopodes très mal conservés et une *Euaspidoceras sp.* qui indique l'Oxfordien.

g9) Sierra de Santa Rosa et ses dépendances : les Formations Santa Rosa et San Luis (fig. 7, 10 et 11)

Les premières données concernant le Jurassique de la Sierra de Santa Rosa sont dues à Keller (1928), Jaworski (1929), Flores (1929) et Burckhardt (1930) qui y découvrirent et/ou étudièrent des faunes liasiques. Mais c'est Hardy (1981) qui y a établi une stratigraphie détaillée - encore que, comme on le verra, certaines de ses conclusions ne sont plus acceptables au vu des données présentées dans cette note.

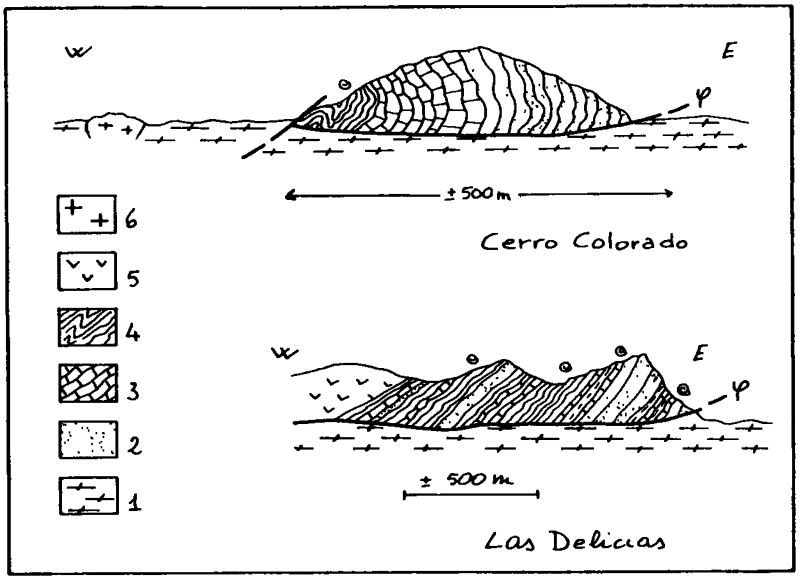


Fig. 7 - Coupes géologiques des Cerros Colorado et Las Delicias, près de la limite ouest de la Sierra de Santa Rosa (esquisses de terrain).

1, Complexe Aibò ; 2 à 4, Jurassique (Formation Santa Rosa) : 2, quartzites ; 3, calcaires ; 4, grès et pélites ; 5, Volcanites du Crétacé inférieur (Formation San Luis) ; 6, Intrusions laramiennes.

Dans la Sierra de Santa Rosa et ses dépendances occidentales, Hardy (1981) a reconnu deux formations : la Formation Santa Rosa, qu'il a attribuée au Lias sur base paléontologique, et la Formation San Luis, qu'il a attribuée aussi au Lias, mais sous réserve.

Selon Hardy (1981), la Formation Santa Rosa, en contact tectonique avec le Complexe Aibò et dont la base n'est pas connue, comporte trois membres, qui sont les suivants :

• membre inférieur : grès argileux d'origine volcanique, calcaires sableux, quelques passées de conglomérats à galets volcaniques ;

• membre moyen : calcaires, arkoses, marnes calcaires ;

• membre supérieur : argillites, grès, arkoses ; une centaine de mètres d'une séquence latéralement discontinue de grès, argillites et conglomérats : ces conglomérats renferment des galets de roches volcaniques, d'un granite subvolcanique inconnu à l'affleurement et (point dont l'importance ressortira ci-dessous) de gneiss.

Toujours selon Hardy (1981), la formation suivante, qui est la Formation San Luis, débute par 0 à 70 m de grès quartziques et un conglomérat à galets de dolomie, à stromatolites laminaires identiques à ceux du Complexe Gamuza, et de quartzite. Elle se poursuit et se termine par d'épais (> 860 m) dépôts volcaniques (laves, tufs, brèches, agglomérats) et volcano-sédimentaires (conglomérats et grès andésitiques).

Les fossiles rencontrés par Hardy (1981), que j'ai retrouvés, et ceux cités par Flores (1929) et Jaworski (1929) à la partie inférieure du membre moyen de la Formation Santa Rosa, sont : *Camptonectes (Camptonectes) sp.* Cret., *Weyla (Weyla) mexicana* Jaworski, *Alectryonia gregarea* Sowerby, *Lima nodulosa* Terq., *Plagiostoma cf. P. exaltata* Terq., *Trigonia cf. T. inexpectata* Jaworski, *Myoconcha cf. valenciennesi* Bayle, *Astarte cf. A. antipodium* Geibel, *Pholadomya sp.*, *Arietites sp.*, *Deroceras sp.*, *Pentacrinus sp.* Se fondant sur ces fossiles, Hardy (1981) attribua donc un âge liasique à sa Formation Santa Rosa et, quoiqu'avec doute, aussi à sa Formation San Luis.

Cependant, de nouveaux fossiles, que j'ai découverts dans des calcaires au sommet du membre moyen de la Formation Santa Rosa de Hardy (1981), interdisent cette manière de voir. Ces fossiles, rencontrés juste au Sud du plus méridional des affleurements du Complexe Gamuza, près de la route Rancho Piedra Parada - La Cienega, à quelque 15 km de ce village, sont *Euaspidoceras sp.*, *Peltoceratoides sp.*, *Pentacrinus sp.*, *Montlivaltia sp.* [qu'accompagnent des bivalves (*Gervillea* ?) et des brachiopodes] et indiquent l'Oxfordien.

Il est donc permis de conclure que la Formation Santa Rosa représente non seulement le Lias, mais aussi le Jurassique moyen-supérieur.

Il s'ensuit que la Formation San Luis de Hardy (1981), essentiellement volcanique, n'appartient pas au Jurassique mais, comme les volcanites de la Sierra de la Jojoba, au Crétacé et plus précisément au Crétacé inférieur, ainsi que l'avait suggéré Rangin (1982) et comme cette note le montrera plus loin.

Deux points et une conclusion qui seront discutés et dont l'importance apparaîtra plus loin, sont à signaler dès maintenant :

(a) le premier niveau dont les conglomérats contiennent des galets de roches métamorphiques se trouve près du sommet de la Formation Santa Rosa de Hardy (1981) ;

(b) à ce même niveau disparaît la schistosité, qui est de règle dans les roches sous-jacentes ;

(c) c'est donc manifestement avec ce niveau conglomératique que, contrairement à ce que pensait Hardy (1981), se situe la limite des Formations Santa Rosa et San Luis.

g10) L'unité du Cerro Chino (fig. 20 et 21)

Tous les reliefs très accidentés connus sous le nom de Cerro Chino sont constitués par une puissante séquence volcanique (andésites, rhyolites, brèches et tufs) et sédimentaire (conglomérats, grès plus ou moins feldspathiques et quelques bancs de calcaires sableux), déformée par un plissement isoclinal. On retrouve cette séquence plus à l'Est, en particulier dans les collines de La Ventana, et plus à l'Ouest (Longoria et Perez, 1978) dans des affleurements très minces au pied est des Cerros Gamuza.

Longoria et Perez (1978) y signalent des fragments de fossiles dans quelques niveaux de calcaires sableux. J'ai noté le caractère fossilifère de nombreux galets de calcaire roux recristallisé présents dans les conglomérats qui affleurent à la terminaison nord du Cerro Chino et à la terminaison sud de la Sierra La Vibora (brachiopodes ? bivalves ?).

Aucun de ces fossiles n'ayant pu être déterminé et tous les contacts étant tectoniques (cf. infra), la question de l'âge de cette unité ne peut être abordée qu'indirectement. Un argument pour la considérer comme jurassique réside dans le fait que, de toutes les unités de cet âge dans la région, celle du Chino est la seule qui puisse être regardée comme la source des composants volcano-sédimentaires des formations jurassiques déjà décrites. Mais finalement ce sera la tectonique (voir plus loin) qui fournira la meilleure clé pour lui assigner cet âge.

h) Conclusion sur le substratum du Jurassique

Ce qui ressort et qu'il faut retenir de cet exposé est essentiellement ceci :

(a) le Jurassique de la région de Caborca comporte non seulement du Lias, comme on l'a cru jusqu'à présent, mais de l'Oxfordien, probablement aussi du Kimméridgien ;

(b) à l'exception de celui d'El Alamo Muerto, le Jurassique de cette région montre toujours une schistosité et, dans un cas (Cerro Chino), un plissement isoclinal ;

(c) des séries essentiellement volcaniques comme celle de la Formation San Luis (Hardy, 1981) ou celle de la partie sud de la Sierra de la Jojoba, considérées jusqu'à présent, sauf par Rangin (1982), comme jurassiques, appartiennent en fait au Crétacé inférieur - ainsi qu'il sera mieux précisé dans le chapitre sur la tectonique de la région ;

d) enfin, dans la région de Caborca, c'est seulement dans la Sierra d'El Alamo Muerto, où le Jurassique repose sur le Trias supérieur sud-alpin d'El Antimonio, qu'on connaît son substratum. Partout ailleurs ou bien sa base n'affleure pas, ou bien il est séparé des séries sous-jacentes par une surface structurale.

Mais ce substratum est connu plus à l'Est.

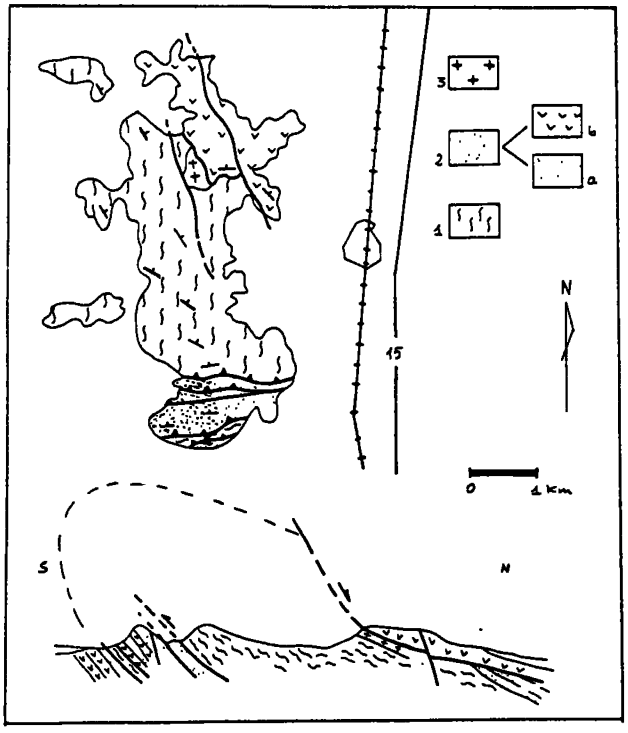


Fig. 8 - Estación Llano. Carte et coupe géologique des Cerros de la Mina San Francisco, selon Herrera et al. (sous presse), modifié.

1, Socle métamorphique ; 2, Jurassique : 2a, Jurassique sédimentaire et/ou indifférencié ; 2b, volcanites ; 3, Granite éocène.

• Rangin (1982) a montré qu'au Cierro Prieto (secteur de Cuicurpe) le Jurassique volcano-sédimentaire est discordant sur des gneiss et des micaschistes précambriens.

• Dans les premiers reliefs à l'Ouest d'Estaciòn Llano, affleurent des gneiss protérozoïques. A cause tant de leur faciès que de leur âge (Herrera et al., sous presse) on peut exclure qu'ils appartiennent au Complexe Aibò. Au Sud, ces gneiss sont décalés par une faille inverse et, par l'intermédiaire d'une zone d'écailles, sur du Jurassique légèrement métamorphique (conglomérats, grès, pélites, volcanites). Au Nord, ils sont recouverts, par l'intermédiaire d'une faille normale, par des rhyolites schisteuses représentant la suite de la série jurassique (fig. 8). L'interprétation de ces affleurements conduit nécessairement à considérer ces roches métamorphiques d'Estaciòn Llano comme le substratum du Jurassique. On retrouve cette situation plus à l'Est, dans le secteur d'Opodepe (voir plus loin) (fig. 5, 12 et 13).

i) Formations laramiennes et plus récentes

Dans la mesure où elles sont post-tectoniques, les formations laramiennes ou plus récentes ne présentent qu'un intérêt secondaire dans le cadre de cette note. Il convient néanmoins de les mentionner, d'une part parce qu'elles fournissent des jalons, d'autre part parce qu'elles permettront plus loin de mieux caractériser la région de Caborca par comparaison avec le reste du Sonora.

- Les intrusions laramiennes sont des granodiorites et des diorites en massifs circonscrits (Pitiquito, Sierra del Viejo, Sierra de Santa Rosa, Cerro Chino, Cerros Gamuza). Elles ont été datées d'environ 80 à 65 Ma (Damon et al., 1983 ; De Jong et al., 1988).

- Les volcanites tertiaires ne constituent que quelques petites collines, toujours en bordure des sierras (par exemple Bamuri, C. Gamuza).

Les sédiments cénozoïques sont des conglomérats et des arènes qui couvrent certaines vallées, comme par exemple celles de La Cienega et de Trincheras. Leur épaisseur oscille entre 200 (vallée de Caborca-Pitiquito) et 400 m (vallée de Bisani).

LES STRUCTURES ET LEUR INTERPRETATION

LES GRANDES NAPPES DE CHARRIAGE

L'existence d'une tectonique complexe dans la région de Caborca avait été déjà notée par Longoria et ses collaborateurs qui l'interprétèrent par des failles chevauchantes (par exemple Longoria et Perez, 1978) et, surtout pour ce qui est du Cambrien, par Anderson et al. (1978). Elle fut ensuite niée par Stewart et al. (1984) qui écrivaient dans leur note sur le Cerro Rajon : "we found no evidence for any of these (les failles chevauchantes de Longoria) ... Upper Proterozoic to Middle Cambrian rocks [are clearly] in continuity with older upper Proterozoic strata". Ces auteurs représentèrent le Jurassique du Rajon comme simplement discordant sur le Cambrien.

Cependant elle fut ré-introduite par De Jong et al. (1988) qui, tout en suivant la stratigraphie proposée par Stewart et al. (1984), ont intitulé leur note : "Eastward thrusting, southwestward folding, and westward backsliding in the Sierra La Vibora", sierra qui se trouve dans le même chaînon que le Cerro Rajon. Selon ces auteurs il n'y aurait là cependant qu'une phase compressive, qui serait d'âge crétacé supérieur (peut-être post-cénomanienne mais antérieure à 80 Ma, donc d'un âge compris entre 95 et 80 Ma) et une phase distensive cénozoïque (environ16 Ma).

En effet, la structure de la région dépend fondamentalement de la mise en place de deux grandes nappes : la nappe Aibò-Gamuza et la nappe de la plateforme paléozoïque. Puisqu'elles chevauchent le Jurassique mais jamais le Crétacé (sauf dans le cas de reprises orégoniennes), leur mise en place est névadienne.

Cependant, l'édifice névadien a été profondément affecté par la distension, puis par la compression du cycle orégonien [qui a donné lieu parfois au décapage plus ou moins complet, puis éventuellement à la remontée "en nappe" du Jurassique sur l'allochthone névadien (par exemple Cerro Chino, Sierra de Santa Rosa) et toujours à une déformation des surfaces tectoniques névadiennes] et finalement par la (ou les) distension(s) crétacé supérieur-(?)cénozoïques.

L'édifice actuel est donc un édifice complexe qu'on ne peut comprendre sans faire constamment la part entre les structures de ces phases d'âge bien différent.

a) La nappe Aibò-Gamuza

a1) Les décollements du Complexe Gamuza

Avant de discuter de la nappe Aibò-Gamuza, il convient de donner quelques précisions sur la structure interne des séries qui y sont impliquées.

Le Complexe Gamuza est indiscutablement la *couverture* du Complexe Aibò. La preuve en est constituée par le fait que les faciès détritiques des "couches basales" du Gamuza, la Formation El Arpa en particulier, contiennent des fragments de l'Aibò (Damon et al., 1962). Mais, justement, le Gamuza est la *couverture* - donc une unité décollée - *et non pas le tégument* de l'Aibò (c'est sans doute ce qui a induit Longoria et Gonzalez (1981) à dessiner des chevauchements entre leur Formation El Arpa et le Complexe Aibò). Ce décollement peut être observé en plusieurs endroits, par exemple aux environs des Ranchos Aibò et El Arpa, où l'ampleur des plis affectant le Gamuza est telle que l'Aibò ne peut pas y être impliqué.

Un autre niveau de décollement du Gamuza est celui des grès *en plaquettes* de la Formation Clemente de Stewart et al. (1984), c'est-à-dire la Formation Caborca, pro parte, de Longoria et Perez (1979) et Longoria et Gonzalez (1981). Là encore (par exemple Cerros Gamuza, Sierra La Vibora) ce décollement est mis en évidence par des plis qui affectent la Formation Clemente mais non pas les formations sus et sous-jacentes. Cette structure a été souvent interprétée comme un chevauchement par Longoria et ses collaborateurs.

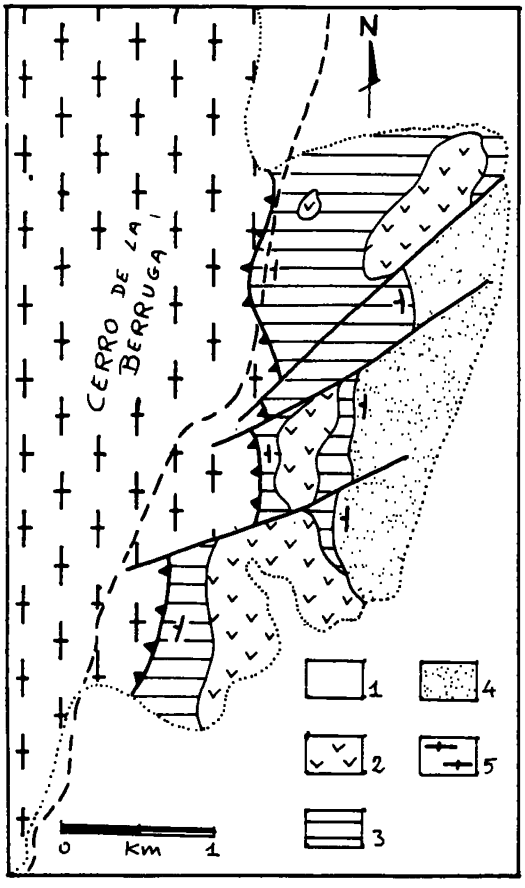


Fig 9 - Carte géologique du versant oriental du Cerro de la Berruga.

1, Couverture récente ; 2, Volcanites tertiaires (?) ; 3 et 4, Jurassique : 3, grès et calcaires ; 4, quartzites ; 5, Complexe Aibò.

a2) L'antiforme (anticlinal de nappes) du Bamuri (fig. 9)

En raison de la répartition des différentes unités en présence et de leur attitude (apparente), la structure du secteur allant en gros de la petite ville de Pitiquito au Rancho Bamuri a été interprétée, par exemple par Anderson et Silver (1981), comme un grand anticlinal faillé, dont l'axe passerait par le Précambrien des Cerros Berruga (Complexe Bamuri de la littérature, correspondant à la partie la plus ancienne, antérieure au granite Aibò, du Complexe Aibò de cette note).

En fait, à quelques kilomètres au Nord-Est du Rancho Bamuri, on peut observer aisément que le Complexe Aibò des Cerros Berruga chevauche le Jurassique du Bamuri (cf. supra). Ainsi, il ne s'agit pas d'un anticlinal, mais du flanc ouest d'une antiforme et plus précisément d'un anticlinal de nappe, qui ouvre une fenêtre sur le Jurassique du Bamuri.

Dans la même structure se trouvait à l'origine le Jurassique du Rajon (cf. supra), de l'autre côté de la vallée du Bamuri. La structure actuelle y est cependant bien plus complexe, en raison de la présence du Cambrien de la nappe de la plateforme paléozoïque d'une part, de mouvements tectoniques postérieurs d'autre part. Cette structure sera donc nécessairement discutée plus loin, une fois introduite la notion de cette deuxième nappe.

a3) Sierra del Viejo

Comme De Jong et al. (1988) l'ont déjà noté, la séquence attribuée au Jurassique dans la partie nord-est de la Sierra del Viejo est en contact anormal avec le Complexe Gamuza sus-jacent.

La nature de cette structure demande à être discutée.

Ce contact anormal est antérieur à une petite intrusion granodioritique laramienne. En effet, en liaison avec cette intrusion, il a été envahi par des solutions hydrothermales qui y ont déposé une minéralisation aurifère. Il s'agit donc d'une

structure (a) anté-laramienne et (b) distensive (puisque justement elle a permis le passage de solutions hydrothermales).

Par ailleurs, cette structure n'est pas une surface simple, planaire : comme celle du Bamuri elle est plissée en antiforme, dont une faille normale a fait disparaître le flanc oriental. Le dernier plissement ayant affecté le Nord-Ouest mexicain est orégonien (Calmus et Radelli, 1987). On peut donc conclure que la distension en question (qui est évidemment post-névadienne) s'est produite pendant la phase distensive du cycle orégonien, c'est-à-dire au Crétacé inférieur. C'est la distension qui a ouvert alors, à l'Ouest, la mer marginale de l'Olvidada, dont le contenu, éjecté entre l'Albien et le Cénomanien, constitue à présent la nappe Olvidada bien connue surtout en Basse-Californie du Nord où elle recouvre l'arc volcanique Alisitos (Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989) et à l'Est les bassins Bisbee.

La Sierra del Viejo est asymétrique, dans ce sens que le Complexe métamorphique précambrien Aibò affleure seulement dans sa partie ouest et s'enfonce vers l'Est. Il faut donc conclure qu'elle a subi une rotation dextre. L'étude des formations volcaniques cénozoïques (12-8 Ma) qui affleurent près de la côte du Golfe de Californie plus au Sud (secteur Hermosillo-Guyamas) montre qu'à l'ouverture du Golfe de Californie (il y a environ 4,5 Ma), celles-ci ont subi des rotations dextres importantes, pouvant aller jusqu'au décapage du substratum paléo(?)-mésozoïque le long de failles listriques. C'est un fait d'observation que ces failles listriques n'existent qu'assez près des zones où l'ouverture de ce golfe est complète, menant à l'apparition de croûte océanique. Or ces zones sont loin de la région de Caborca. On peut donc se demander si la rotation dextre de la Sierra del Viejo est crétacée ou pliocène.

Plusieurs arguments militent en faveur du Crétacé : (a) à l'affleurement (cf. aussi infra) les failles récentes de la région de Caborca sont verticales (mais il est vrai qu'il serait toujours possible d'imaginer qu'il s'agit des parties hautes de failles listriques s'aplatissant vers le bas) ; (b) les antiformes du Bamuri et du Viejo sont essentiellement droites ; (c) l'intrusion granodioritique laramienne mentionnée ci-dessus ne semble aucunement affectée par la rotation en question ; (d) dans la région de Caborca on ne trouve ni les épais sédiments récents qui caractérisent le reste du Sonora et qui sont liés aux distensions cénozoïques, ni les basaltes subhorizontaux qui caractérisent la côte et sont manifestement liés à l'ouverture du Golfe de Californie (Radelli, 1986).

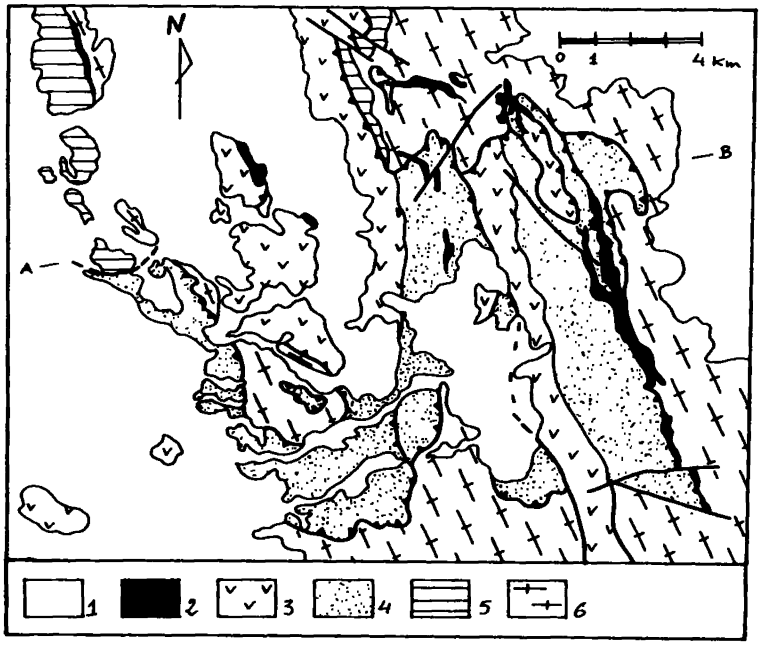


Fig. 10 - Carte géologique de la Sierra de Santa Rosa, selon Hardy (1984) modifié. Explication dans le texte.

1, Couverture récente ; 2, Intrusions cénozoïques ; 3, Volcanites du Crétacé inférieur (Formation San Luis) ; 4, Jurassique (Formation Santa Rosa) ; 5, Complexe Gamuza ; 6, Complexe Aibò.
AB : trace de la coupe de la fig. 11.

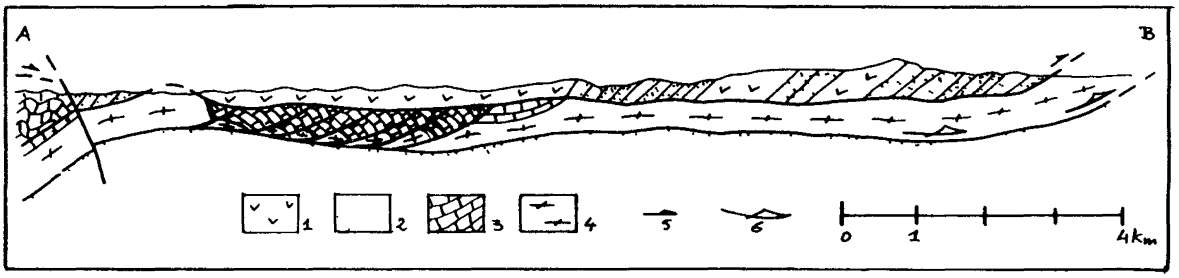


Fig. 11 - Coupe géologique de la Sierra de Santa Rosa (Hardy, 1984) et son interprétation en profondeur. Explication dans le texte. Voir fig. 10 pour la localisation de la coupe.

1, Crétacé inférieur volcanique (Formation San Luis) ; 2, Jurassique (Formation Santa Rosa) ; 3, Complexe Gamuza ; 4, Complexe Aibò ; 5, Chevauchement mésocrétacé ; 6, Charriage névadien. Les intrusions cénozoïques n'ont pas été représentées par souci de simplicité.

Il apparaît donc que c'est plutôt la distension crétacé inférieur qui, par des failles listriques impliquant une rotation, a fait descendre le Gamuza sur le Jurassique et que ces failles ont été tordues lors de la phase compressive orégonienne.

Quoi qu'il en soit, si on enlève l'effet de la faille plissée qui, au Viejo, sépare actuellement le Jurassique du Complexe Gamuza sus-jacent, c'est le Complexe Aibò qu'on voit "apparaître" sur le Jurassique.

a4) Sierra La Vibora (fig. 21)

L'étude de cette Sierra sera reprise plus loin, quand la nappe de la plateforme paléozoïque aura été présentée et la nappe du Chino discutée. Il suffit de mentionner ici que même dans cette Sierra et plus précisément vers sa terminaison septentrionale, (a) on peut voir, sur son flanc est, le Complexe Gamuza chevaucher une série que son faciès et son style tectonique permettent d'attribuer au Jurassique (De Jong et al., 1988) ; et (b) qu'un raisonnement analogue à celui qu'on vient de faire au Viejo permet de montrer qu'au départ c'était le Complexe Aibò qui chevauchait ce Jurassique.

a5) Une exception qui est seulement apparente : la Sierra de Santa Rosa (fig. 7, 10 et 11)

Dans la Sierra de Santa Rosa, sur son versant ouest, le Jurassique (Formation Santa Rosa) se trouve *sur et non pas sous* le Complexe Aibò.

Cependant, Hardy (1981) a parfaitement montré que la Formation Santa Rosa (dont on sait maintenant [voir supra] qu'elle est non pas seulement liasique mais bien liasique-kimméridgienne) et la Formation San Luis (dont on sait maintenant [voir supra] qu'elle est crétacé inférieur) sont en contact anormal sur ce complexe, ce contact correspondant en effet à une troncature basale. Ce fait a été confirmé par Rangin (1982) et par mes propres observations.

La structure actuelle est évidemment méso-crétacée, orégonienne, car, répétons-le, la phase orégonienne est la dernière phase compressive ayant affecté le Nord-Ouest mexicain (Calmus et Radelli, 1987). Mais l'analyse de ces affleurements, dans leur contexte, révèle en fait une histoire tectonique polyphasée.

Des travaux en cours effectués par le Département de Géologie de l'Université du Sonora ont déjà clairement montré que dans les reliefs suivant à l'Est et au Sud-Est ceux de la Sierra de Santa Rosa proprement dite, au Rancho Los Sauces (secteur de Los Chinos) et près du Cerro Los Cochis, au Nord du Rancho La Monarca, on retrouve le Complexe Aibò et sa couverture Gamuza (donc la nappe Aibò-Gamuza) sur le Jurassique. Dans ces structures le Crétacé n'est pas impliqué ; elles sont donc névadiennes. D'autres travaux (voir plus loin) ont montré que la même situation existe encore plus à l'Est, près d'Opodepe. Il est donc évident que la nappe Aibò-Gamuza est aussi passée par dessus le Jurassique de Santa Rosa.

Dans la Sierra de Santa Rosa le Jurassique repose presque partout directement sur le Complexe Aibò et non pas sur sa couverture Gamuza qui existe pourtant des deux côtés de cette sierra. Il s'ensuit que, avant le charriage du Jurassique, le Complexe Aibò y a été dénudé de sa couverture. Or cette dénudation ne peut pas être le produit d'une érosion, pour la simple raison que la Formation Santa Rosa (jurassique) ne contient de galets ni du Complexe Aibò ni du Complexe Gamuza, alors que de tels galets existent dans la Formation San Luis (Crétacé inférieur). Il faut donc conclure que, après la phase névadienne et avant le dépôt de la Formation San Luis et autres formations du Crétacé inférieur, le Complexe Aibò de la nappe Aibò-Gamuza a été au moins en grande partie dénudé de sa couverture Gamuza par une phase tectonique. Cette phase ne peut être que celle de la distension crétacé inférieur à laquelle a été liée l'ouverture déjà mentionnée de la mer marginale de l'Olvidada à l'Ouest, des bassins Bisbee à l'Est (voir plus haut).

L'histoire qu'on doit lire dans ces affleurements de la Sierra de Santa Rosa est donc la suivante :

• Névadien : mise en place de la nappe Aibò-Gamuza sur le Jurassique de la Formation Santa Rosa (qui ne comporte pas de galets d'Aibò-Gamuza pour la simple raison que ces formations n'étaient pas là avant l'arrivée de cette nappe) ;

• Crétacé inférieur : d'abord distension et dénudation, sans doute par des failles normales listriques, de l'Aibò et, quelque part entre la Sierra de Santa Rosa et la Sierra de la Jojoba, du Jurassique (Formation Santa Rosa) qui était auparavant sous la nappe Aibò-Gamuza ; ensuite, dépôt de la Formation San Luis (en partie par érosion de l'Aibò et du Gamuza : les conglomérats à galets de roches métamorphiques et de dolomie montrent précisément que le dépôt de la Formation San Luis a suivi l'arrivée de la nappe Aibò-Gamuza) ;

• Orégonien : chevauchement ou mise en nappe "pelliculaire", pour employer une expression de Rangin (1982), de l'ensemble Santa Rosa (Jurassique) et San Luis (Crétacé inférieur) vers l'Est sur la nappe névadienne Aibò-Gamuza, devenue un néo-autochtone.

La structure des reliefs situés au Nord-Ouest du Rancho Piedra Parada, où le Jurassique et le Gamuza (partie ouest de la coupe de la fig. 11) entrent en contact le long d'une faille normale, le confirme.

Bien que cette faille l'ait fait descendre, le complexe Aibò - sur lequel repose le Jurassique charrié - est plus élevé que sa couverture Gamuza. Le Gamuza y est très plissé, mais non son socle Aibò. Le Gamuza y est donc totalement décollé. Cette structure ne peut être expliquée qu'en admettant une dénudation tecto-nique de l'Aibò par une phase distensive à l'Est de cette faille. Cette distension fut nécessairement celle du Crétacé inférieur ayant dénudé plus à l'Ouest le Jurassique. Ce dernier fut ensuite poussé, au moment de la compression orégo-nienne, sur cet Aibò dénudé, en passant par dessus ce Gamuza de Piedra Parada.

a6) Cerro Taconazo, Cerro Carnero, Cerro El Amol, Sierra Batamote, Cerro Chanate, Cerro Alamo, Cerro Basura (fig. 1)

A la partie nord du Cerro Taconazo affleure une séquence essentiellement détritique (conglomérats, grès, pélites) plissée, fortement schisteuse, à galets étirés, légèrement métamorphique.

Ces affleurements du Taconazo sont les plus méridionaux connus parmi toute une série d'affleurements de même faciès. Ils comportent localement quelques passées calcaires, contiennent du bois fossile et sont parfois traversés par des granitoïdes laramiens (s.l.), qui se trouvent au Nord de la vallée du Rio Magdalena [et donc au Nord de la trace du méga-cisaillement du Mohave-Sonora d'Anderson et Silver (1979) : Cerro Basura, Cerro Alamo, Sierra Batamote, Cerro Chanate, Cerro Carnero, Cerro El Amol (Jacques-A. et al., 1990)].

Pendant longtemps ces formations ont été considérées comme précambriennes ou paléozoïques (Cooper et Arellano, 1946 ; Fries, 1962). Toutefois, première indication de leur âge mésozoïque, elles ont fourni un âge Rb/Sr de 75 ± 15 Ma (Damon et al., 1962). Un âge mésozoïque a ensuite été accepté pour ces formations, quoique certains auteurs les attribuent au Jurassique et d'autres au Crétacé supérieur (Jacques-A. et al., 1990).

Au Nord, par exemple au Cerros Batamote-Chanate, ces roches schisteuses et légèrement métamorphiques chevauchent manifestement (encore que la flèche de ce chevauchement n'apparaisse pas très importante) le Crétacé [Hauterivien (?) à Cénomanien] des Groupes Bisbee et Chanate (Jacques-A. et al., 1990), qui ne montre ni schistosité généralisée ni métamorphisme. Cette situation interdit bien évidemment de les considérer comme la suite stratigraphique normale des Groupes Bisbee et Chanate. On pourrait penser qu'il s'agit d'une unité crétacée venant d'un domaine différent de celui du Bisbee-Chanate, et alors d'âge soit crétacé inférieur soit crétacé supérieur, mais deux raisons s'y opposent : (a) les formations crétacé inférieur métamorphiques du Nord-Ouest mexicain ont une vergence ouest, celle de la nappe Olvidada (Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989), alors que les roches en question ont une vergence nord à nord-ouest ; (b) nulle part dans le Nord-Ouest mexicain n'existe une phase compressive et/ou métamorphique laramienne (Calmus et Radelli, 1987). Dans le contexte régional il ne reste donc qu'à attribuer à ces roches un âge jurassique.

Par leur faciès, leur milieu sédimentaire deltaïque, leur style de plissement, leur degré de métamorphisme, leurs bois fossiles et finalement leur situation structurale, ces roches correspondent, d'après mon expérience, à la Formation Mc Coy de l'Est de la Californie et de l'Ouest de l'Arizona (Radelli et Calmus, 1988 avec références antérieures).

Au Cerro Taconazo cette séquence détritique, qu'il faut donc considérer comme jurassique, est surmontée par le Complexe Aibò et la partie inférieure ("couches basales") de sa couverture gréso-dolomitique Gamuza. Le contact (à peu près E-W et à pendage S) est particulièrement bien visible sur le flanc oriental de ce Cerro.

a7) Affleurements en dehors de la région de Caborca s. str.

Dans ce paragraphe je décrirai rapidement la structure de quelques affleurements à l'Est de la région de Caborca s.str., où apparaissent également le Complexe Aibò et/ou sa couverture Gamuza et des formations jurassiques ou considérées comme telles. Ces affleurements et leur structure ont été décrits par d'autres chercheurs, mais je les ai revus et j'ai pu constater le bien-fondé de leurs conclusions.

- Estaciòn Llano (fig. 8)

Les affleurements d'Estaciòn Llano, déjà décrits plus haut, sont importants du fait qu'ils montrent bien que le Crétacé inférieur de Santa Ana, qui pourtant affleure à proximité (Salas, 1968 ; Rangin, 1982) dans une structure à valeur de graben, n'est pas impliqué dans la déformation qui les affecte, qui est donc névadienne.

- Secteur d'Opodepe (fig. 12 et 13)

(a) Au Nord-Est du village d'Opodepe et au Sud du village de Tuape, près des Ranchos Santa Elena et Santa Margarita, à environ 120 km à l'E de Caborca et 50 km à l'E d'Estaciòn Llano, le

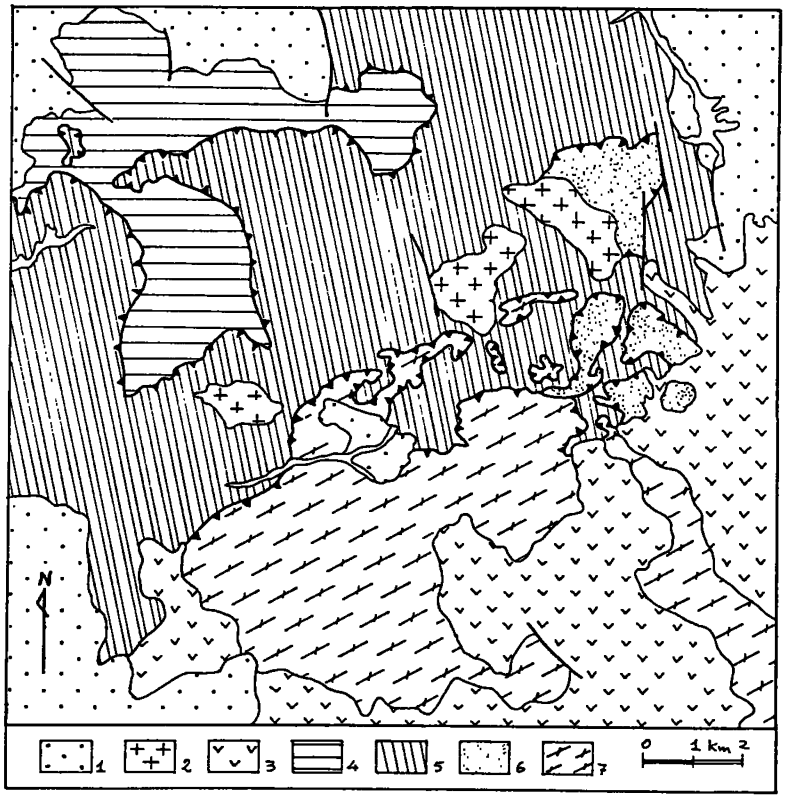


Fig. 12 - Carte géologique de la région des Ranchos Santa Elena et Santa Margarita, entre Opodepe et Tuape, d'après Rodriguez-C. (1984, 1988), modifié.

1, Tertiaire ; 2, Intrusions laramiennes ; 3, Volcanites crétacé supérieur ; 4, Crétacé inférieur (Bisbee) ; 5, Jurassique ; 6, Complexe Gamuza (ici essentiellement des quartzites) ; 7, Complexe Aibò.

Jurassique supérieur de Cucurpe-Sinoquipe (Rangin, 1982) est chevauché par le Complexe Aibò (parfaitement reconnaissable grâce à la presence du granite Aibò lui-même) et/ou par sa couverture (décollée) gréso-dolomitique Gamuza (dans laquelle prédominent ici des quartzites). Ces chevauchements sont souvent plats et l'érosion y a même isolé des klippes.

(b) Le Complexe Aibò et/ou la partie inférieure au moins de sa couverture Gamuza reéapparaissent plus au Sud, depuis les environs du village d'Opodepe à l'Ouest jusque dans les reliefs séparant la vallée d'Opodepe (Rio San Miguel) de celle de Huepac-Aconchi (Rio Sonora) à l'Est. On les trouve dans l'une ou l'autre de ces deux positions (Figueroa et Grijalva, 1989) : soit chevauchant directement, et alors par l'intermédiaire d'une semelle mylonitique, un complexe métamorphique précambrien à hornblendites (sans doute le socle du Jurassique), soit au-dessus d'une formation d'andésites, brèches andésitiques et pyroclastites, attribuée au Jurassique supérieur par analogie de faciès avec le Jurassique de Cucurpe-Sinoquipe (voir par exemple Rangin, 1982, p. 109-115).

- Cerro de Oro

Dans l'ancien district minier de Cerro de Oro (Rajon), au Sud d'Opodepe, le Complexe Aibò n'est pas connu à l'affleurement, mais bien sa couverture Gamuza, représentée par des quartzites et des dolomies à stromatolites (Castro et Morfin, 1988 ; Gonzalez-L., 1988). Ces roches ont été affectées par l'orogenèse orégonienne, de telle sorte qu'on les trouve à présent rejetées sur l'Aptien-Albien du Groupe Bisbee. Cependant, les conglomérats de base de ce Crétacé en contiennent des galets : elles se trouvaient donc déjà là au début du Crétacé.

a8) Conclusion : la nappe Aibò-Gamuza

Il ressort de l'analyse ci-dessus que, ou bien on trouve l'Aibò, avec sa couverture, sur un substratum ; ou bien on peut l'y ramener par soustraction des effets, dans les structures actuelles, des phases postérieures distensives et compressives (essentiellement orégoniennes). En d'autres mots, même quand une telle situation n'est

pas visible à l'affleurement, si on élimine les effets des phases tectoniques post-névadiennes, *c'est toujours l'Aibò, avec sa couverture Gamuza, qu'on voit "apparaître" sur le Jurassique.*

Inversement, nulle part le Jurassique n'existe en position stratigraphique normale sur ces mêmes Complexes Aibò et Gamuza. On a vu en effet qu'à la Sierra de Santa Rosa, où géométriquement il se trouve sur l'Aibò, le Jurassique est dans cette position suite aux événements du cycle orégonien (distension/dénudation d'abord, compression ensuite), après avoir été sous l'Aibò.

La conclusion est donc que l'Aibò et sa couverture Gamuza constituent une immense *nappe névadienne, la nappe Aibò-Gamuza.*

b) Le Cambrien de Caborca

Dans ce chapitre il sera question d'abord de la situation structurale du Cambrien classique de Caborca, ensuite, débordant nécessairement beaucoup du cadre de cette région, de celle de l'ensemble de la plateforme paléozoïque du Sonora nord-occidental et central.

b1) Cerro Aquituni, Cerro San Clemente (Sierra de la Berruga), Cerro Calaveras (fig. 14)

Dans leur fig. 5 (carte géologique et coupes signées J. Eells, 1972) Anderson et al. (1978) avaient montré qu'au Cerro Aquituni, à l'Ouest du Rancho Bamuri, les dolomies et quartzites de leur "unité 11" sont en contact anormal avec le Complexe Gamuza sous-jacent, suivant une surface plongeant vers l'Ouest.

Au cours d'un camp de terrain de 1988 des élèves du Département de Géologie de l'Université du Sonora, nous avons découvert dans cette "unité 11" d'Anderson et al. (1978), considérée comme précambrienne par ces auteurs, des archéocyathidés, des bryozoaires et des céphalopodes (*Salterella* ? *Orthotheca* ?) permettant de l'attribuer au Cambrien, vraisemblablement au Cambrien inférieur. En outre, nous avons reconnu des plis inconnus dans le Gamuza sous-jacent et présentant une nette troncature basale.

Comme Anderson et al. (1978, leur fig. 5) l'ont déjà montré, la même situation apparaît - et alors de manière spectaculaire - dans le Cerro Calaveras, directement au Sud de celui d'Aquituni.

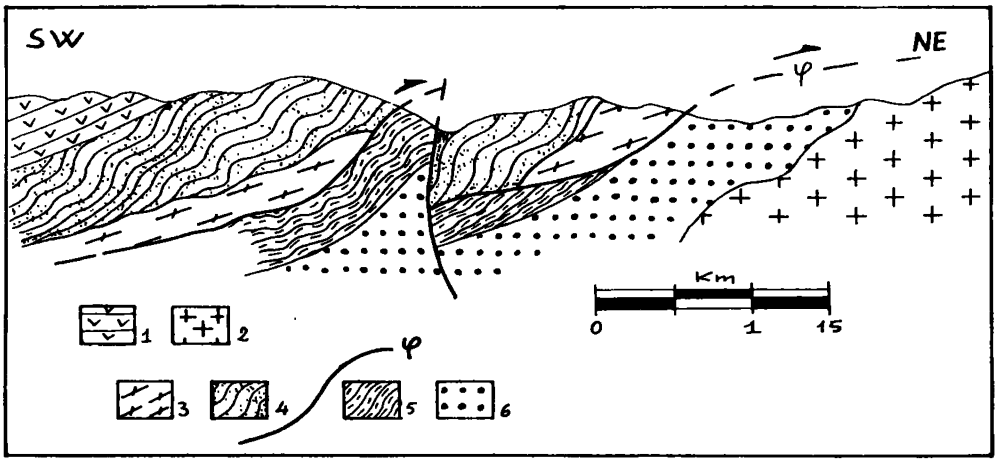


Fig. 13 - Coupe géologique des montagnes entre Opodepe et Huepac. L'interprétation donnée ici s'appuie sur la coupe levée par Figueroa et Grijalva (1989).

1, Volcanites tertiaires ; 2, Intrusions laramiennes ; 3, Complexe Aibò ; 4, Complexe Gamuza (ici essentiellement des quartzites) ; 5, Jurassique ; 6, Socle cristallin à hornblendite.

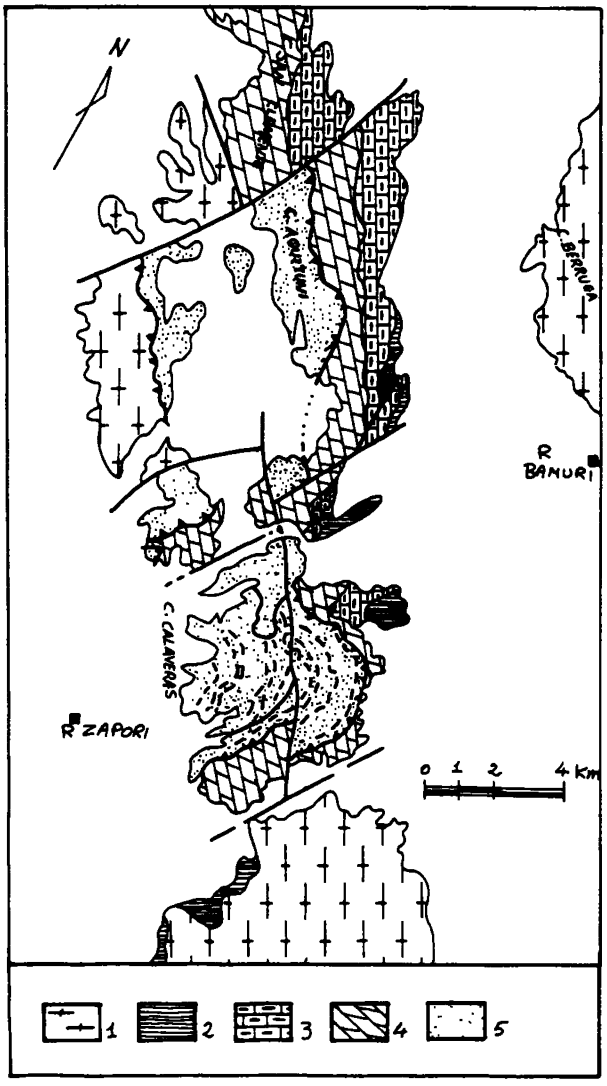


Fig. 14 - Carte géologique des Cerros San Clemente, Aquituni et Calaveras, dessinée à partir de celle de J.L. Eels (1972, in Anderson et al., 1978).

1, Complexe Aibò ; 2 à 4, Complexe Gamuza : 2, Couches basales ; 3, Formation Gamuza ; 4, Formation Papalote ; 5, Cambrien.

Le Cerro Calaveras est constitué essentiellement de Cambrien dans lequel on peut reconnaître toutes les unités stratigraphiques du Cambrien classique de Caborca plus une formation volcanique comme au Cerro Rajon (cf. supra). Ce Cambrien se présente comme un grand anticlinal couché vers l'Est et faillé, qu'un plan de troncature basale sépare du Complexe Gamuza sous-jacent.

Nous avons donc confirmé la structure indiquée par Anderson et al. (1978), tout en montrant qu'elle implique le Cambrien non seulement au Cerro Calaveras, mais aussi au Cerro Aquituni.

Le Complexe Aibò, qui plus à l'Est (Cerro Berruga, près du Rancho Bamuri) chevauche le Jurassique (cf. supra), réapparaît sur le versant ouest des Cerros San Clemente et Aquituni, entrant alors en contact avec le Cambrien (Cerro Aquituni) ou avec la Formation Papalote du Complexe Gamuza (Cerro San Clemente). Ce contact a été interprété par Anderson et al. (1978) comme une faille normale. En fait, d'après nos levés, il s'agit d'un chevauchement plongeant vers l'Ouest. Pour les raisons exposées plus haut, ce chevauchement - postérieur à celui du Cambrien et, a fortiori, à celui de l'Aibò-Gamuza sur le Jurassique - doit être méso-crétacé.

Toutes les structures mentionnées jusqu'ici ont été affectées par des failles NNE. Ces failles ont été ensuite décalées par des failles méridiennes à NNW, qui ont abaissé le compartiment occidental. Pratiquement verticales au niveau de l'Aibò chevauchant le Cambrien, elles montrent dans ce Cambrien. un pendage ouest marqué. Elles sont donc très vraisemblablement listriques. Comme au Viejo et pour les mêmes raisons (cf. supra), leur âge est sans doute crétacé supérieur.

b2) Pozo de Serna (fig. 15, 16 et 17)

La structure des reliefs de Pozo de Serna (Rancho Tillin) est relativement simple. Elle apparaît et est facilement décrite comme une antiforme avec : en bas, dans la vallée et les petites collines du Rancho Tillin, du Jurassique ; en haut, dans les montagnes bordant cette vallée, du Cambrien. L'âge cambrien des roches du flanc occidental de cette antiforme avait pu être

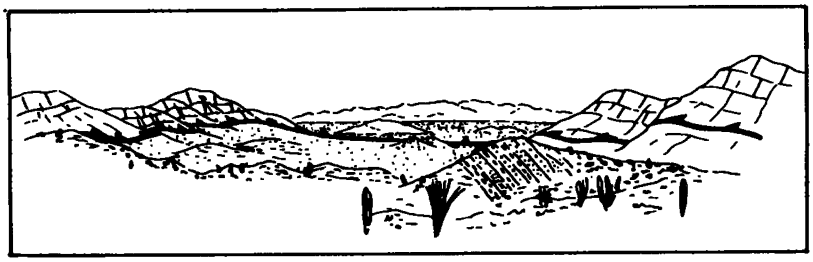


Fig. 15 - L'antiforme de Pozo de Serna (dessin d'après photo) : Cambrien en haut, Jurassique en bas. La structure apparaît aplatie du fait de la distorsion photographique et aussi du fait qu'on regarde sa terminaison périclinale nord. Au fond on aperçoit la Sierra del Viejo. Explication dans le texte.

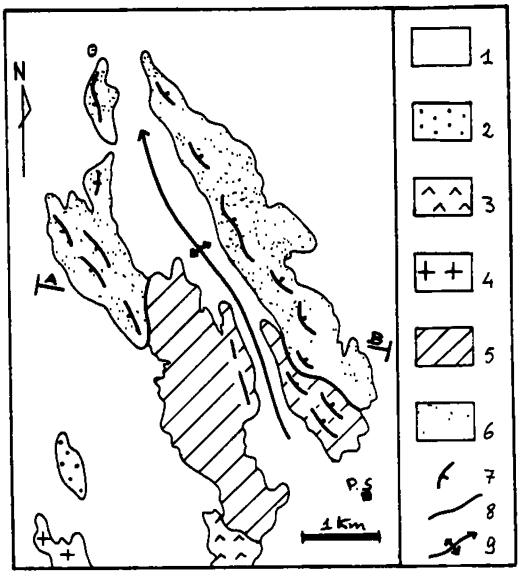


Fig. 16 - Carte géologique des Cerros de Pozo de Serna.

1, Quaternaire récent ; 2, Quaternaire ancien ; 3, Volcanites tertiaires; 4, Intrusions laramiennes ; 5, Jurassique ; 6, Cambrien. AB : trace de la coupe de la fig. 17.

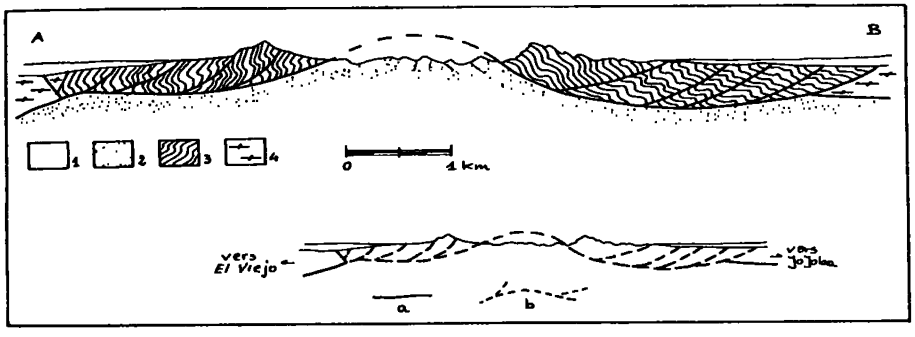


Fig. 17 - Coupe géologique des Cerros de Pozo de Serna et son interprétation. Voir fig. 16 pour la localisation de la coupe.

1, Couverture récente ; 2, Jurassique ; 3, Cambrien ; 4, Complexes Aibò et Gamuza ; a, charriage; b, faille en distension.

démontré, grâce à des fossiles, par Dowleen et Gastil (1981). Au cours du camp de terrain de 1988 cité plus haut, nous avons prouvé un même âge pour celles de son flanc oriental, car nous y avons trouvé des *Salterella* et des archéocyathidés.

Apparemment on pourrait interpréter une telle structure comme un anticlinal de nappe, en imaginant un charriage du Cambrien sur le Jurassique, suivi d'un plissement. Mais ce serait ne pas tenir compte des données régionales.

On a vu qu'à l'Ouest, à la Sierra del Viejo, le Jurassique est surmonté par le Complexe Gamuza et qu'en fait on peut démontrer qu'au moment du charriage il l'a été par le Complexe Aibò, ainsi qu'il l'est au Rancho Bamuri (Cerros Berruga) au Nord-Est.

On verra ci-dessous que plus à l'Est et sur la transversale Viejo-Serna, à la Sierra de la Jojoba, le Complexe Aibò apparaît dans la même position structurale, tout comme encore plus à l'Est dans le secteur d'Opodepe.

Par voie de conséquence, il faut penser que le Complexe Aibò a existé aussi dans ce massif intermédiaire de Pozo Serna - sans quoi toute coupe géologique d'ensemble le long de cette transversale devient carrément impossible - et se demander comment il en a disparu.

Il n'y a évidemment qu'une solution à ce problème, qui est la suivante.

(a) Au Névadien le Jurassique a été recouvert par la nappe Aibò-Gamuza et par une nappe (nappe de la plateforme paléozoïque) comportant à sa base le Cambrien (comme le prouvent des arguments qui seront exposés plus loin) ;

(b) Au Crétacé inférieur (pendant la phase distensive du cycle orégonien), au moment de l'ouverture de la mer marginale de l'Olvidada (Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989), le Cambrien est "descendu" sur le Jurassique, le long d'une (des) faille(s) listrique(s) normale(s) ;

(c) A l'Orégonien (après l'Albien mais avant 90 Ma, âge des intrusions post-cinématiques de la Basse-Californie, donc au Cénomanien) l'ensemble jurassique-cambrien a été plissé pour donner lieu à l'antiforme actuelle.

b3) Sierra de la Jojoba (fig. 18, 19)

Avec des affleurements spectaculaires, la Sierra de la Jojoba a une structure en synforme dans laquelle sont impliqués non seulement le Jurassique et le Cambrien, comme dans l'antiforme de Pozo de Serna, mais aussi les Complexes Aibò et Gamuza.

La coupe qui permet le mieux de comprendre cette structure et son histoire est une coupe à peu près N-S, passant par l'axe de la synforme et au travers de sa fermeture sud.

Comme à Pozo de Serna, c'est le Cambrien fossilifère (archéocyathidés, *Salterella, Girvanella mexicana*) qu'on trouve là sur le Jurassique - alors qu'on sait par ailleurs (voir plus haut) que c'est la nappe Aibò-Gamuza qui a été la première à chevaucher le Jurassique.

Encore une fois la géométrie impose de penser que, après le Névadien et avant le plissement qui a donné la synforme, il y a eu là une phase distensive qui s'est traduite par des failles listriques. Le plissement en question n'ayant pu être qu'orégonien (cf. supra), cette extension n'a pu être que celle du Crétacé inférieur.

La plupart du temps d'ailleurs le Cambrien est en contact avec le Complexe Aibò. Ce dernier a donc été largement dénudé au cours de cette distension. Bien qu'il ait été déformé par le plissement orégonien (synforme), au contact Cambrien-Aibò (et Gamuza), on voit encore les couches cambriennes presque verticales au-dessus de l'Aibò (et du Gamuza). Il s'agit donc sans doute de la surface originale d'une des failles listriques ayant joué au Crétacé inférieur.

b4) Cerro Rajon (fig. 20)

Comme on l'a dit plus haut, entre le Cambrien (leur "Groupe Rajon" pro parte) et les Complexes Aibò et Gamuza du Cerro Rajon, Longoria et Perez (1978) avaient dessiné une faille. Stewart et al. (1984) ont nié l'existence d'une telle structure et affirmé une continuité stratigraphique entre l'Aibò-Gamuza de cette note et le Cambrien.

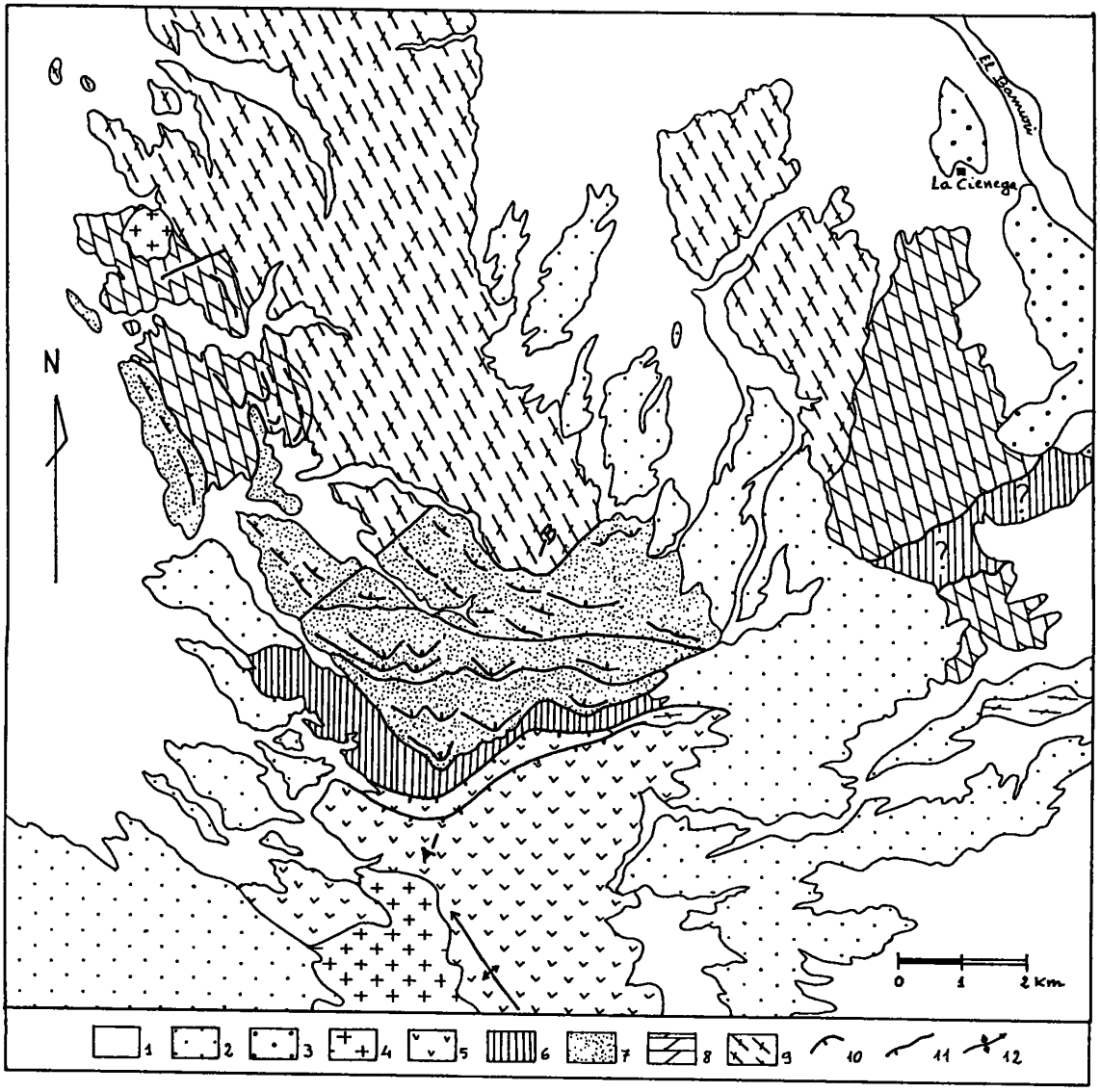


Fig. 18 - Carte géologique de la Sierra de la Jojoba.

1, Quaternaire récent ; 2, Quaternaire ancien ; 3, Conglomérats tertiaires ; 4, Granitoïdes laramiens ; 5, Crétacé inférieur volcanique et volcano-sédimentaire ; 6, Jurassique, type Formation Santa Rosa ; 7, Cambrien ; 8, Complexe Gamuza ; 9, Complexe Aibò. AB : trace de la coupe de la fig. 19.

Il va de soi que cette affirmation de Stewart et al. (1984) est pour le moins surprenante. Elle s'oppose en effet à tout ce qu'on peut facilement observer et avait déjà été observé en partie dans les massifs environnants, en particulier : plissement et troncature basale du Cambrien au Cerro Calaveras (Anderson et al., 1978) et au Cerro Aquituni (cf. supra) ; plissement de même type du Cambrien du Cerro Clemente (où en outre l'existence d'une troncature basale est suggérée par la faible amplitude des plis affectant le Cambrien) ; plissement du Cambrien de Pozo de Serna, etc.

Pour tirer au clair cette question, j'ai effectué un certain nombre de travaux, dont j'expose ci-dessous les résultats.

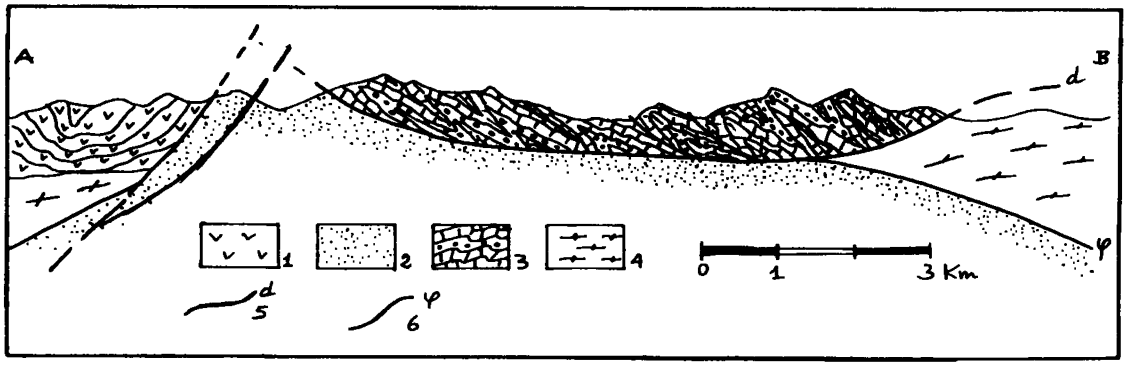


Fig. 19 - Coupe géologique de la Sierra de la Jojoba.

1, Crétacé inférieur ; 2, Jurassique ; 3, Cambrien ; 4, Complexe Aibò. Voir la fig. 18 pour la localisation de la coupe.

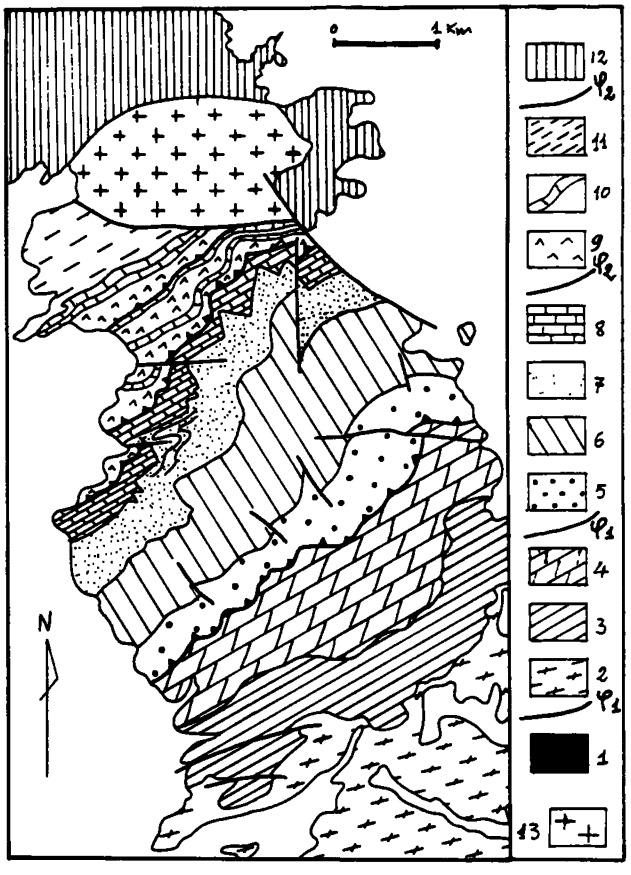


Fig. 20 - Carte géologique du Cerro Rajon.

1, Jurassique indifférencié, caché sous la Nappe Aibò ; 2 à 4, Nappe Aibò : 2, Complexe Aibò ; 3 et 4, Complexe Gamuza : 3, Couches basales ; 4, Formation Gamuza (et Papalote ?) ; 5 à 8, Cambrien : 5, Formation Tecolote et La Cienega ; 6, Formation Puerto Blanco ; 7, Quartzite Proveedora ; 8, Calcaires à Girvanella (Formation Buelna et/ou Cerro Prieto ?) ; 9 à 11, Jurassique : 9, Volcanites ; 10, Calcaires ; 11, Grès et pélites ; 12, Groupe Chino (Jurassique) ; 13, Intrusion laramienne ; $\varphi 1$, charriages névadiens ; $\varphi 2$, charriages et chevauchements méso-crétacés.

Il est certain que si on effectue un itinéraire recoupant le Gamuza et le Cambrien du Rajon - comme le ferait celui qui mesure une section stratigraphique, c'est-à-dire comme l'ont fait Stewart et al. (1984) - on passe du Complexe Gamuza au Cambrien sans s'apercevoir d'une discontinuité quelconque.

Mais si on regarde ces affleurements de loin, par exemple depuis les montagnes qui se trouvent à l'Est du Cerro Clemente, on voit affleurer sur les pentes sud du Cerro Rajon la trace d'un plan très légèrement oblique, mais oblique quand même, sur les pendages des strates du Gamuza et du Cambrien.

Et si dans ce même Cerro on suit les couches du Complexe Gamuza d'une part, celles du Cambrien - et en particulier celles du Quartzite Proveedora - d'autre part, on constate ceci : alors que les premières mantiennent une même direction et un même sens de pendage tout au long de leur zone d'affleurement, les dernières changent de direction et de pendage, dessinant des plis.

En somme, même au Cerro Rajon comme partout ailleurs dans la région, le Gamuza et le Cambrien sont séparés par une surface structurale.

Pour appuyer cette conclusion, aux raisons d'ordre essentiellement géométrique données plus haut il convient d'en ajouter une qui est stratigraphique. Dans la légende de leur carte, Stewart et al. (1984) indiquent les dolomies sus-jacentes aux "couches basales" comme constituées par la Formation Gamuza et la Formation Papalote. En fait cependant, rien ne prouve que la Formation Papalote soit là à l'affleurement. En effet, comme Longoria et Perez (1978) l'ont déjà noté, et comme mes propres observations le confirment, on trouve là les stromatolites de la Formation Gamuza, qui finalement la définissent (et qui ne se rencontrent jamais dans la Formation Papalote), jusque et surtout à la partie supérieure des dolomies en question. Bref, il paraît bien que la Formation Papalote n'est pas à l'affleurement et ce fait ne peut être imputé qu'au charriage du Cambrien.

Entre le Cambrien et le Jurassique du Cerro Rajon, Longoria et Perez (1978) avaient reconnu l'existence d'une surface structurale : d'après leur carte et leurs coupes géologiques, une faille inverse à pendage nord-ouest, amenant le Jurassique sur le Cambrien à *Girvanella*.

Stewart et al. (1984) aussi ont nié l'existence de cette structure et affirmé qu'une simple discordance sépare là le Jurassique du Cambrien sous-jacent.

Ni le contexte régional, ni la nature du contact en question n'appuient cette affirmation de Stewart et al. (1984) :

Contexte régional : on a vu qu'au Bamuri (à faible distance des affleurements en discussion) et au Viejo le Jurassique est chevauché par les Complexes Aibò et/ou Gamuza ; on verra que la même situation existe à la Sierra La Vibora ; on a vu qu'à la Jojoba et à Pozo de Serna le Jurassique est chevauché par le Cambrien ; dans tous ces cas on peut démontrer qu'il l'a été d'abord par le Complexe Aibò.

Nature du contact : le plan du contact est une surface parfaitement simple ; d'un endroit à l'autre l'épaisseur conservée à l'affleurement de la dernière formation cambrienne (calcaires noirs à *Girvanella*) varie ; le Jurassique montre des plis très serrés couchés vers le Sud-Est, caractère que le Cambrien ne montre pas ; le contact lui-même ne montre aucune figure sédimentaire pouvant rappeler une transgression.

Bref, ce contact est bien tectonique comme l'avaient indiqué Longoria et Perez (1978). Sa direction est en gros celle des accidents coulissants transversaux des Cerros San Clemente et Aquituni (cf. supra) et elle est assez voisine de celle permettant d'observer le chevauchement du Précambrien sur le Jurassique à Estaciòn Llano. On est donc en droit de se demander si ce système de failles coulissantes - encore très mal définies même du point de vue de leur âge - ne comporte pas localement des gauchissements dus à des composantes inverses (en transpression). Quoi qu'il en soit, et qu'il soit venu de sous l'Aibò-Gamuza ou de sous le Cambrien, après "descente" de ce dernier lors de la distension crétacé inférieur, le Jurassique du Cerro Rajon affleure bien par suite d'une remontée tectonique.

b5) Le Cambrien : nappe ou décollement ?

Rien de ce qui a été exposé jusqu'ici ne prouve vraiment que le Cambrien de Caborca soit en nappe. En effet, un décollement majeur à sa base rendrait compte aussi bien des structures observées et décrites. Dans cette hypothèse il serait évidemment plus difficile d'expliquer, par exemple, que ses formations les plus anciennes [Tecolote (?), La Cienega] ne se trouvent qu'au Rajon et à La Vibora (cf. infra), mais des raisons paléogéographiques et/ou un manque d'informations détaillées pourraient toujours être invoquées.

La réponse à cette question existe, quoiqu'elle ne se trouve pas dans la région de Caborca, mais plus au Sud, vers Hermosillo, une région où les Complexes Aibò et Gamuza n'existent pas.

Au Rancho La Caridad, à une dizaine de kilomètres au Nord de Hermosillo, une série affleure qui est pratiquement identique, formation par formation, au Cambrien de Caborca. Son âge cambrien a été confirmé par la découverte, effectuée par mes élèves d'un camp de terrain en 1988, de *Caborcella sp.* et *Alokistocare*. Il a été retrouvé plus à l'Est dans la région d'Ures (Morales-M., 1990).

Cette série se trouve sur le flanc ouest d'une antiforme granitisée au Laramien, au-dessus d'une séquence de grès et pélites avec de petites intercalations calcaires qui ont fourni (pendant ce même camp de terrain) des *Arietites* sinémuriennes.

Sur toute la transversale de Hermosillo, depuis la côte du Golfe de Californie jusqu'à la Sierra Madre Occidentale, les Complexes Aibò et Gamuza, répétons-le, n'existent pas. Inversement, depuis au moins le Cerro de Oro au Sud jusqu'au secteur d'Opodepe au Nord, ces complexes existent (en nappe), bien à l'Est de la région de Caborca, sans qu'il y ait de Cambrien. Force est donc d'admettre que le Cambrien appartient à une nappe indépendante de celle d'Aibò-Gamuza.

c) La nappe de la plateforme paléozoïque

Le Cambrien du Rancho La Caridad (donc de Caborca) réapparaît au NW de Hermosillo dans la Sierra de Lopez.

Comme l'ont montré Stewart et al. (1988) sur base paléontologique, le Cambrien se trouve là au sommet d'une série renversée comprenant aussi de l'Ordovicien et du Dévonien essentiellement calcaires. Comme le Cambrien au Rancho La Caridad, le Paléozoïque de la Sierra de Lopez est entièrement allochtone. Il repose en effet sur des grès en partie volcaniques et des lutites jurassiques (liasiques ?) à *Arnioceras sp.*, mis en évidence par Avila-A. (1987).

Or le Cambrien, l'Ordovicien et le Dévonien de la Sierra de Lopez sont, tant du point de vue des faciès que de celui des faunes, le Cambrien, l'Ordovicien et le Dévonien de la plateforme paléozoïque du Sonora central (Radelli et al., 1987 ; Stewart et al., 1984).

Dans une note antérieure consacrée au Paléozoïque du Sonora central, Radelli et al. (1987) avaient montré qu'il y existe deux domaines paléozoïques : une plateforme essentiellement calcaire et un domaine plus profond avec des influences océaniques. Ils avaient montré aussi que ce dernier est en position allochtone sur le premier, en trois grandes nappes superposées mises en place entre le Permien supérieur et le Trias inférieur. *Il apparaît maintenant que tout cet ensemble du Sonora central - plateforme paléozoïque et nappes du domaine profond, avec leur couverture de Trias supérieur à faciès Raibl - a été charrié sur le Jurassique au Névadien, pour être repris ensuite par les phénomènes distensifs et compressifs du cycle orégonien et les distensions postérieures.*

L'examen détaillé des affleurements concernés du Sonora central feront l'objet d'une note ultérieure. Qu'il suffise de dire ici que des structures dépendant clairement de cette évolution tectonique se trouvent, par exemple, dans la région d'Arivechi, dans la Sierra de la Campaneria et dans les sierras situées à l'Ouest du Rio Yaqui au niveau de Rebeico-Soyopa-San Antonio de la Huerta.

C'est aussi dans ce contexte névadien que se situe et trouve sa raison d'être le flysch jurassique supérieur d'Arivechi (Pubellier, 1987).

Mais revenons à Caborca. On a vu que dans de petits reliefs émergeant des terres basses situées entre cette ville et les montagnes de l'Alamo Muerto (El Antimonio) existent des affleurements isolés de Cambrien (le Cambrien classique de Caborca), d'Ordovicien, de Dévonien, de Mississipien et de Permien supérieur (Guadeloupien), la base de chacun d'eux n'affleurant pas.

A la seule exception du Permien supérieur (Guadeloupien), qui n'est pas connu ailleurs, on retrouve là, incomplète à l'affleurement mais avec les mêmes faciès, la séquence de la plateforme paléozoïque du Sonora central : il s'agit donc d'une partie de celle-ci.

Le Cambrien, dont l'allochtonie sur le Gamuza à proximité vient d'être prouvée, y étant impliqué, il est parfaitement logique de conclure que, dans la région de Caborca, cette plateforme (conservée dans une sorte de graben) est allochtone aussi, soit sur l'Aibò-Gamuza, soit directement sur le Jurassique.

Ce qui est important, et qu'il faut souligner, est : (a) que le Trias supérieur téthysien, sud-alpin ("strati di San Cassiano") d'El Antimonio appartient à cette plateforme allochtone mise en place au Névadien ; et (b) que de la même manière, au Névadien le Trias supérieur à faciès Raibl (Formation Barranca), qui s'était déposé sur les nappes de Paléozoïque de faciès profond après leur charriage sur la plateforme paléozoïque, a également été charrié, avec cette dernière.

Au Sonora central, le terme le plus récent connu de la plateforme paléozoïque est le Permien inférieur et le plus ancien des terrains non impliqués dans le charriage du Paléozoïque "profond" sur la plateforme est le Trias supérieur (Radelli et al., 1987). De ce fait, en restant au Sonora central, il avait été possible de dire seulement que le charriage des nappes de Paléozoïque "profond" avait eu lieu après le Permien inférieur et avant le Trias supérieur. Puisque le Permien de Los Monos appartient à la même plateforme paléozoïque sur laquelle ces nappes sont venues s'étaler, on peut réduire cet intervalle de temps au Trias inférieur-moyen, temps qui en Basse-Californie septentrionale correspond à la mise en place d'immenses olistostromes à matériel permien et plus ancien (Gastil et Miller, 1984 ; Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989).

d) La nappe du Chino (fig. 21)

Longoria et Perez (1978), puis De Jong et al. (1988) ont admis entre le Cerro Chino et la Sierra La Vibora l'existence d'un chevauchement (faille Chino) des Complexes Aibò et Gamuza et du Cambrien vers le Sud, sur la séquence du Chino.

De fait, lorsqu'on remonte les pentes sud-ouest de La Vibora on passe de la séquence du Chino très plissée à de grandes dalles de Gamuza et de Cambrien, donnant un escarpement. Aussi ai-je longtemps accepté moi-même cette interprétation.

Puis j'ai reconnu que les roches affleurant dans les collines de La Ventana, à l'Est de la Sierra La Vibora, dans la vallée du Rio Asunción, appartiennent sans aucun doute, par leur faciès et le style de leur plissement, au Groupe Chino.

La faille qui limite à l'Est la Sierra La Vibora (Faille Asunción) étant indiscutablement une faille verticale et la vallée du Rio Asunción un graben (ou semi-graben), comme le montre nettement la topographie, il m'était alors impossible de dessiner - sur la base de l'hypothèse du charriage ci-dessus - une coupe géologique cohérente.

Cette impasse m'a amené à effectuer des travaux précis dans ce secteur et notamment sur la faille Chino. Suivie sur le terrain - et non pas "tracée sur la topographie" - cette faille se révèle entre le Chino et La Vibora comme une faille verticale (presque parallèle à la faille Asunción), qui abaisse le compartiment du Chino. Au delà de la terminaison sud de la Sierra La Vibora, elle prend un pendage ouest et met alors en contact le Groupe Chino avec le substratum jurassique de la nappe Aibò-Gamuza.

A partir de ce constat, non seulement la coupe recherchée mais aussi plusieurs autres conclusions devenaient possibles.

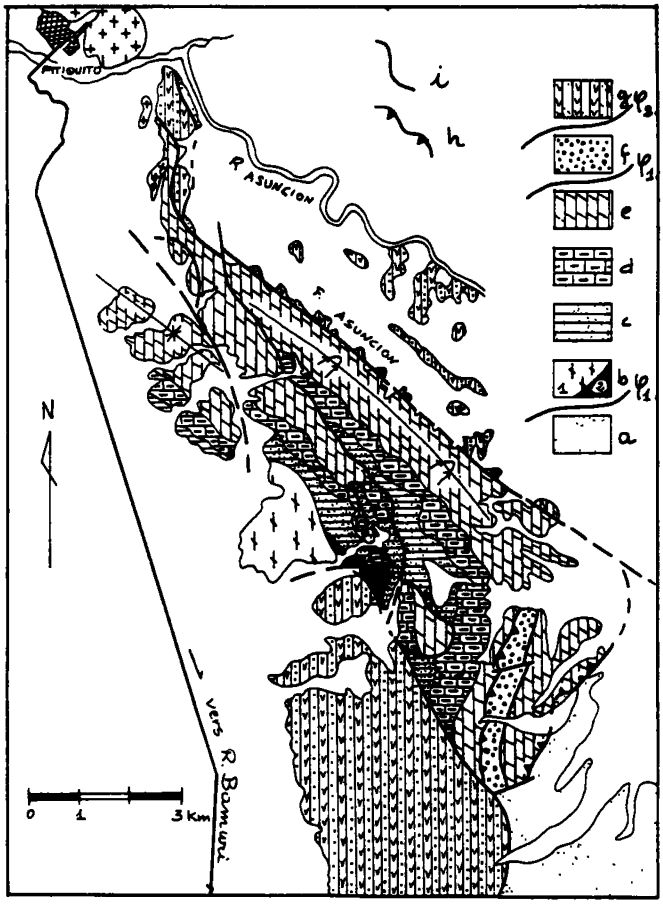


Fig. 21 - Carte géologique de la Sierra La Vibora et de la partie nord de la Sierra del Chino.

a, Jurassique, type Santa Rosa ; b, Complexe Aibò (b1) et lambeaux, associés tectoniquement, de gabbro et serpentinite (b2) [ophiolites de l'Orocopia ?] ; c à e, Complexe Gamuza : c, Couches basales ; d, Formation Gamuza ; e, Formation Papalote ; f, Cambrien ; g, Groupe Chino (Jurassique), φ_1, Charriages névadiens ; φ_2, Chevauchements méso-crétacés ; h, Chevauchement ; i, Faille normale.

Entre les failles Chino et Asunción, la Sierra la Vibora apparaît comme un horst. Le compartiment situé entre la faille Chino et la faille Tecolote [entre le Cerro Rajon et le Cerro Chino, déjà mise en évidence par Longoria et Perez (1978)], où se développe le Chino et où l'Aibò-Gamuza et le Cambrien manquent à l'affleurement, correspond à un bloc effondré, bien que ce soit une grande montagne.

Avec son plissement isoclinal, le Groupe Chino, qui de toute évidence était passé par dessus l'Aibò-Gamuza et le Cambrien de La Vibora, apparaît comme *la nappe la plus élevée de l'édifice de Caborca. Elle a donc la même valeur que celle du Jurassique de la Sierra de Santa Rosa* (cf. supra). Dans ces conditions il est permis de penser, en accord avec Longoria et Perez (1978), que cette nappe du Chino contient des roches jurassiques et qu'elle a été mise en place, comme celle de Santa Rosa, à l'Orégonien, après leur dénudation crétacé inférieur qui a enlevé les nappes névadiennes. Si cette interprétation est correcte, on peut regarder le Chino comme la source des composants volcano-sédimentaires de la Formation Santa Rosa et autres formations jurassiques de la région.

Il est pour le moins vraisemblable que la faille normale Asunción soit listrique et qu'elle s'aplatisse en profondeur. C'est d'ailleurs ainsi que l'ont dessinée De Jong et al. (1988), mais en l'interprétant - je pense à tort, étant donné l'identité des formations du Cerro Chino et de La Ventana (cf. supra) - comme un chevauchement vers l'Est. Elle aurait entrainé une rotation de la plus grande partie de la Sierra La Vibora (Aibò, Gamuza, Cambrien), en amenant l'Aibò à l'affleurement à l'Ouest et le Gamuza en contact avec le Jurassique à l'Est - ce qu'on peut observer dans la partie septentrionale de cette sierra. Cette phase distensive est certainement post-orégonienne et antérieure à la mise en place des granitoïdes du secteur, granitoïdes laramiens datés de 80 Ma (De Jong et al., 1988), qui ne semblent pas en avoir été affectés.

LA CHAINE GILIENNE AU SONORA (Fig. 22 et 23)

Par suite de la nature géographique de la région et de la distribution des affleurements, d'une part, et pour éviter un trop grand nombre de répétitions, d'autre part, l'analyse précédente a été conduite d'un massif à l'autre et d'un moment à l'autre du temps géologique. Il convient donc de résumer les résultats obtenus.

a) L'orogenèse névadienne

L'orogenèse névadienne est marquée par la mise en place de deux grandes nappes, en partie superposées :

- l'une comprenant le Précambrien cristallin Aibò et sa couverture Gamuza gréso-dolomitique (surtout dolomitique à l'Ouest, surtout gréseuse à l'Est) ;

- puis la nappe de la plateforme paléozoïque (Cambrien à Permien) du Sonora, essentiellement calcaire. Sur cette nappe, au moins au Sonora central, trois nappes à matériel paléozoïque de faciès "profond" (Radelli et al., 1987) s'étaient déjà empilées au Trias inférieur (peut-être dès le Permien tout à fait supérieur) et il s'y était déposé ensuite du Trias supérieur sud-alpin, du faciès des couches de St-Cassien (s.l.) au Nord (El Antimonio) et du faciès Raibl au Sonora central (Barranca).

Ces deux grandes unités ont des caractères stratigraphiques suffisamment nets pour qu'on puisse les qualifier de zones, même si leur rôle paléogéographique n'est pas encore bien défini. Ce seront dorénavant, respectivement : la *nappe ou zone Aibò* et la *nappe ou zone Cobachi* (du nom d'une montagne du Sonora central où elle affleure bien).

Au Névadien, la zone Aibò est toujours charriée sur le Jurassique. La zone Cobachi est charriée soit sur la précédente (Caborca), soit directement sur le Jurassique, là où la nappe Aibò n'est pas parvenue (Sonora central).

L'autochtone de ces nappes névadiennes est le Jurassique, c'est-à-dire la Formation Santa Rosa et d'autres similaires, mais non pas le Jurassique d'El Antimonio, ni celui de la Barranca, qui suivent le Trias supérieur sud-alpin de ces deux secteurs.

Avec ses séries marines, souvent volcaniques et déformées, ce Jurassique autochtone n'est certainement pas celui de l'avant-pays nord-américain stable, le Colorado. C'est le Jurassique de la zone Naco (unité de dépendance nord-américaine, laurasienne, intermédiaire entre le Colorado et le domaine océanique téthysien de l'Orocopia), où "au-dessus de la série [paléozoïque] Naco... le Jurassique comporte des roches plutoniques, des porphyres et des formations volcaniques à volcano-sédimentaires" (Radelli et Calmus, 1988 avec références antérieures). Cela est d'autant plus évident que, comme on l'a vu, sur la bordure nord de la région de Caborca (Cerro Basura à Cerro El Alamo), on trouve l'équivalent, pour ne pas dire l'extension, de la Formation Mc Coy, des montagnes Mc Coy de l'Est de la Californie, qui appartient à cette zone (Radelli et Calmus, 1988). Comme nous l'avons déjà montré (Radelli et Calmus, 1988), cette zone Naco chevauche, au Névadien, l'avant-pays du Colorado pendant que son substratum peut remonter en grandes lames pour donner des massifs comme ceux de Santa Catalina en Arizona et de Mazatan au Sonora (une partie des *metamorphic core complexes* des auteurs américains).

Avec cet ensemble de charriages, la chaîne gilienne est faite.

A ce point de l'exposé un certain nombre de remarques s'imposent.

(a) En Californie orientale-Arizona occidental (Radelli et Calmus, 1988), la zone Naco (Formation Mc Coy en particulier) apparaît en fenêtre sous la zone Trigo, croûte du système d'arcs insulaires triasico-jurassiques qui accidentaient l'océan de l'Orocopia, en face duquel venait se terminer l'Amérique du Nord. Au Sonora (Caborca), c'est la zone Aibò qui chevauche (l'équivalent de) la Formation Mc Coy. Par voie de conséquence, les massifs épimétamorphiques qui se trouvent au Nord de la trace du mégacisaillement du Mohave-Sonora d'Anderson et

Silver (1979), même s'ils portent l'empreinte d'un métamorphisme thermique (Morales-M., 1984) et d'un plissement jurassiques, doivent sans doute être considérés comme faisant partie de la zone Naco (et correspondre à une remontée tectonique de son substratum) et non pas de la zone Trigo. Cette dernière s'arrête plus au Nord-Ouest, au niveau de Quitovac, à l'Ouest de Puerto Peñasco, où elle repose directement sur du Jurassique (Caudillo et Oviedo, 1990).

(b) Puisque par rapport à la zone Naco (Formation Mc Coy en particulier) la zone Aibò et la zone Trigo occupent la même position, on peut se demander quelles sont les relations mutuelles entre ces zones Trigo et Aibò, relations que personne jusqu'à présent n'a pu observer à l'affleurement. Puisque toutes deux reposent sur le Jurassique de la zone Naco, il paraît difficile qu'elles soient passées l'une par dessus l'autre et rien d'ailleurs ne justifie une telle hypothèse.

Dans les montagnes Inyo (White Mountains) de la Californie centrale, donc au Nord de la faille Garlock, et au Nord de la zone Trigo, on retrouve des équivalents structuraux possibles de la zone Aibò (Précambrien sédimentaire) et du Cambrien de Caborca (Anderson et Silver, 1979 ; Stewart et al., 1984), également charriés sur du Mésozoïque (Bateman, 1978).

On peut donc penser, au moins pour l'instant, que le système d'arcs mésozoïques de la zone Trigo se terminait axialement, éventuellement par des "transformantes", tant au Nord comme au Sud, entre la plateforme d'Inyo et celles des zones Aibò et Cobachi.

Il n'en reste pas moins que les zones Trigo et Aibò occupent la même position par rapport à la zone Naco et que la zone Trigo s'est mise en place en passant par dessus les ophiolites de l'Orocopia, qui apparaissent en fenêtre (Radelli et Calmus, 1988). Il faut donc penser que la zone Aibò s'est elle aussi mise en place sur la zone Naco après avoir dépassé les ophiolites de l'Orocopia. Il en existe un indice. Ce sont de petites masses de métagabbro et de serpentinite, découvertes à la Sierra La Vibora par De Jong et al. (1988). Ces roches sont là physiquement associées à la zone Aibò et peuvent être interprétées comme des ophiolites de l'Orocopia arrachées par cette nappe, lors de son passage sur la nappe de l'Orocopia.

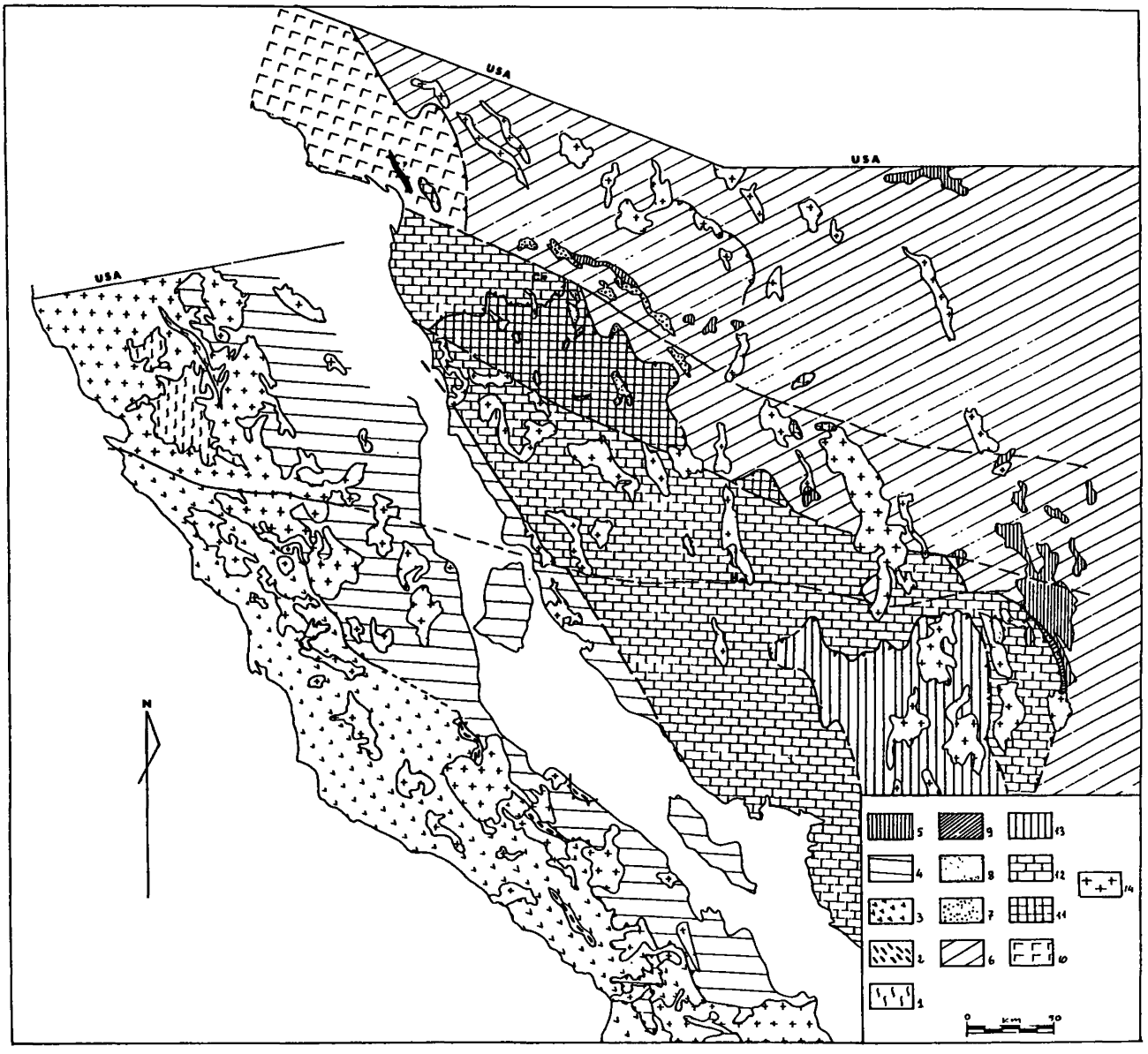
Il va de soi que la zone Cobachi qui, avec ses séries téthysiennes sud-alpines, chevauche la zone Aibò, provient elle aussi, et a fortiori, de la marge sud (gondwanienne) du domaine océanique de l'Orocopia.

Fig. 22 - Essai de carte structurale du NW mexicain (orogenèses névadienne et orégonienne)

1 à 3, Arc Alisitos : 1, Socle cristallin et Paléozoïque de la Basse-Californie ; 2, Bassins trias inférieur à olistostromes de la Basse-Californie ; 3, Formation Alisitos (aptien-albien) ; 4, Nappe Olvidada (Aptien-Albien métamorphique), issue de la mer marginale Olvidada ; 5, Plateformes et bassins Bisbee (Crétacé inférieur) ; 6 à 8, Zone Naco : 6, Zone Naco indifférenciée ; 7, Jurassique type Formation McCoy ; 8, Jurassique type Formation Santa Rosa (noter que, pour des raisons d'échelle, le Crétacé inférieur volcanique n'a pas été séparé du Jurassique avec lequel il a été structuré à l'Orégonien) ; 9, Flysch jurassique supérieur d'Arivechi ; 10 à 12, Nappes névadiennes : 10, Zone Trigo ; 11, Zone Aibò (avec restes et klippes de la nappe de la plateforme paléozoïque) ; 12, Nappe de la plateforme paléozoïque ; 13, Nappes de matériel paléozoïque mises en place sur 12 au Trias inférieur (noter que l'ensemble 12 plus 13 plus leur couverture de Trias supérieur sud-alpin et de Jurassique volcanique constitue la zone Cobachi) ; 14, Granitoïdes (± 90 Ma à l'Ouest, ± 65 Ma à l'Est de la suture de l'Arivaipa). C, Caborca ; H, Hermosillo. En noir ce qui est peut-être des ophiolites de l'Orocopia (Merriam, 1972).
La Basse-Californie est montrée dans la position qu'elle occupait avant l'ouverture du Golfe de Californie.

(c) L'existence de la nappe Cobachi soulève deux problèmes.

D'une part, on peut se demander quel était et où est son socle. On pourrait sans doute penser qu'il est dans le cristallin ancien de la Basse-Californie septentrionale, au Nord de la faille de l'Agua Blanca, où les restes d'une couverture paléozoïque sont connus, mais rien ne le prouve pour l'instant. En apparence, cette question ne se posait pas tant qu'on croyait que le Cambrien de Caborca était la suite stratigraphique normale du Complexe Gamuza. Mais en fait ce n'était qu'apparence, car de toute manière il n'y a pas assez d'Aibò-Gamuza pour en faire le socle de cette plateforme paléozoïque.



D'autre part, puisque cet ensemble à faciès de plateforme, à commencer par son Cambrien, est allochtone, un des deux arguments pour dater du Précambrien supérieur le Complexe Gamuza- celui de sa position sous le Cambrien - perd toute sa valeur. Le deuxième de ces arguments, rappelons-le, est celui des stromatolites de la Formation Gamuza. C'est un argument assez faible, puisque la morphologie des stromatolites dépend essentiellement de la salinité du milieu. On ne peut donc plus écarter la possibilité que ce Complexe Gamuza, surtout dolomitique, soit d'un âge bien plus récent (triasique ?), d'autant plus que sa déformation interne est loin d'être importante et telle qu'il est toujours possible de l'expliquer par les événements névadiens et postérieurs. Une preuve en est qu'il est facile de suivre ses formations, dans leur ordre stratigraphique, parfois sur plusieurs kilomètres, voire sur plus d'une dizaine de kilomètres dans le panorama, comme on l'a dit plus haut. Cela s'accorde mal, dans un domaine orogénique comme celui de l'Ouest américain, avec un âge précambrien de ce complexe. Cette question reste et doit rester ouverte, mais il fallait la soulever.

b) Le cycle orégonien

Dans le Nord-Ouest mexicain, les faits fondamentaux de ce cycle sont :

(a) l'ouverture au début du Crétacé de la mer marginale de l'Olvidada, entre le "Sonora" et l'arc Alisitos de Basse-Californie (Rangin, 1982), accompagnée à l'Est par l'ouverture des bassins épicontinentaux Bisbee ;

(b) sa fermeture en gros cénomanienne, avec mise en place vers l'Ouest de son contenu sous forme de nappe, la nappe Olvidada de la Basse-Californie septentrionale et de la côte du Sonora (Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989), accompagnée à l'E par le plissement et les écaillages du Bisbee et de son socle (nappes névadiennes en particulier).

On notera à ce point que la chaîne névadienne se montre au Crétacé inférieur comme un "géanticlinal" séparant la mer marginale Olvidada, à l'Ouest, des bassins Bisbee à l'Est.

b1) La distension

Du côté Sonora, en particulier dans le secteur de Caborca mais aussi au Sonora central, l'ouverture de la mer marginale de l'Olvidada et du Bisbee se traduit par des failles sans doute listriques, devenant très rapidement plates, qui affectent l'édifice des nappes névadiennes. A Caborca où les deux nappes névadiennes coexistent le long de ces failles (qui n'empruntent pas les surfaces de charriage névadiennes), il y a alors comme un reflux vers l'Ouest des masses allochtones névadiennes. Dans certains cas, la nappe supérieure (plateforme paléozoïque) descend, avec des rotations, sur le Jurassique. Dans d'autres cas, les deux nappes névadiennes se retirent en rendant visible le substratum jurassique. Des formations volcano-sédimentaires comme celle de San Luis prennent place pendant le Crétacé inférieur dans les bassins ainsi formés, alors qu'ailleurs et éventuellement sur les nappes névadiennes s'accumulent les sédiments crétacé inférieur du Groupe Bisbee (par exemple au Cerro de Oro). Au Sonora central, où la zone Aibò n'est pas parvenue, ce même processus fait descendre sur le substratum jurassique soit des termes post-cambriens de la plateforme paléozoïque (par exemple à la Sierra de la Campaneria), soit le materiel paléozoïque de faciès "profond", charrié sur cette plateforme au Trias inférieur (par exemple à la Sierra de Santa Barbara).

Tout semble montrer que la chaîne névadienne constitue alors une ride géanticlinale séparant les domaines Bisbee et Olvidada.

b2) La compression

A l'Est de la suture qui longe la côte du Sonora (Radelli, 1989), plusieurs phénomènes tectoniques correspondent à la fermeture de la mer marginale de l'Olvidada et à la mise en place de son contenu (nappe Olvidada) vers l'Ouest, sur l'arc Alisitos. Ces phénomènes ont une vergence surtout est, localement nord ou sud. Ce sont :

- un plissement qui déforme les structures antérieures en donnant des synformes (par exemple à la Sierra de la Jojoba) et des antiformes (par exemple aux Cerros Berruga) ;

- la mise en place sur l'Aibò ou sur le Gamuza, par cisaillements plats, du Jurassique, avec éventuellement sa couverture crétacé inférieur. Pendant la phase distensive ci-dessus, ce Jurassique avait été décapé de ces mêmes Aibò et Gamuza qui l'avaient recouvert en nappe au Névadien. Il s'agit de la tectonique appelée "pelliculaire" par Rangin (1982). C'est le cas des "nappes de cisaillement" du Chino et de la Sierra de Santa Rosa ;

- des écaillages amenant les nappes névadiennes sur le Crétacé inférieur du Groupe Bisbee qui les avaient recouvertes ;

- des chevauchements, sans doute un peu plus récents, amenant le substratum jurassique de type Mc Coy sur les dépôts crétacé inférieur du Groupe Bisbee (voir aussi ci-dessous).

c) Comparaison des orogenèses névadienne et orégonienne

Entre les structures névadiennes et orégoniennes du Sonora, il y a une différence fondamentale, qu'il faut souligner.

Au Névadien, ce sont d'immenses masses allochtones : les zones (nappes) Aibò et Cobachi. A la fermeture du domaine océanique téthysien Orocopia, ces zones sont venues se superposer à la zone Naco, dépendance laurasienne. Le changement paléogégraphique est alors profond.

A l'Orégonien le grand changement paléogéographique a lieu du côté de la Basse-Californie : fermeture de la mer marginale Olvidada, mise en place de la nappe Olvidada à vergence ouest (Radelli, 1988 ; sous presse ; 1989). Au Sonora on assiste alors à un plissement et à des cisaillements plats à vergence est, affectant aussi bien le Crétacé que les séries plus anciennes, néo-autochtone des nappes névadiennes en particulier, et finalement à une émersion généralisée. Mais on ne voit pas alors arriver de matériel allochtone et se produire la superposition de zones différentes. Au Sonora, même quand elle est tangentielle, la tectonique orégonienne a comme résultat l'empilement de formations (déjà sur place), mais non pas de différentes zones paléogéographiques. Les unités alors charriées restent toujours des unités parautochtones. La chaîne orégonienne du Sonora (Sosson et al., 1990), si on peut parler de chaîne, n'est rien

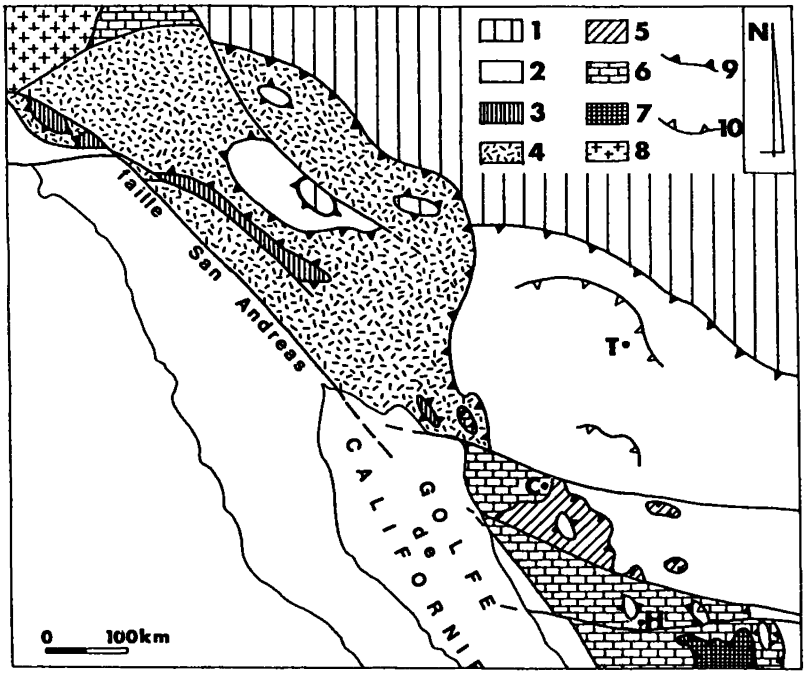


Fig. 23 - Schéma structural de la chaîne névadienne gilienne du SE de la Californie au Sonora Central.

1, Colorado (avant-pays) ; 2 à 6, Chaîne gilienne : 2, Zone Naco ; 3, Zone Orocopia (nappe ophiolitique) ; 4, Zone Trigo ; 5, Zone Aibò (et klippes de la zone Cobachi) ; 6, Zone Cobachi (plateforme paléozoïque) avec : 7, Nappes de matériel paléozoïque mises en place au Trias inférieur, couverture Trias supérieur sud-alpin et Jurassique volcanique à volcano-sédimentaire ; 8, Sierra Nevada ; 9, Charriages névadiens ; 10, Chevauchements et charriages intra-zone.

d'autre qu'un phénomène épidermique. L'orogenèse fondamentale du Sonora est névadienne.

d) La dernière distension de la région de Caborca

Il a été relativement facile de dater du Crétacé inférieur la première distension post-névadienne de la région de Caborca et de la mettre en relation avec celle de l'Olvidada d'une part, du bassin Bisbee d'autre part. Quant à la deuxième distension, le seul argument permettant de la dater est l'observation que les granitoïdes laramiens (80 Ma) ne semblent pas en avoir été affectés. Si cela est correct, elle serait d'âge crétacé terminal et contemporaine des molasses post-orégoniennes de Cabullona, connues plus à l'Est (Rangin, 1982). Il s'ensuivrait que la région de Caborca a échappé tant à la distension qui au Pliocène a mené à l'ouverture du Golfe de Californie, qu'à la distension miocène, qui remonte à17 Ma et a donné plus à l'Est les structures "Basin and Range" du Sonora.

Le premier de ces points a été discuté plus haut. Le deuxième mérite qu'on s'y arrête un instant. Les séries volcaniques cénozoïques, très répandues dans la province "Basin and Range" de la plus grande partie du Sonora, sont pratiquement absentes dans la région de Caborca. On n'y trouve pas non plus les épais dépôts sédimentaires gréso-conglomératiques miocènes de la Formation Baucarit, qui remplissent les vallées de cette même province. Il semble donc bien y avoir une relation assez stricte, de cause à effet, entre le volcanisme cénozoïque, la sédimentation et la structure. Je l'avais déjà indiqué quand j'avais considéré ces structures comme le résultat de processus plutono-tectoniques se traduisant par des "giant calderas" (Radelli, 1986). Je pense que la région de Caborca apporte une confirmation, indirecte et a contrario, de cette hypothèse.

LE MEGA-CISAILLEMENT DU MOHAVE-SONORA (une série de décrochements senestres)

La notion du méga-cisaillement du Mohave-Sonora ("Mohave-Sonora Megashear") a été introduite par Silver et Anderson (1974), Anderson et Silver (1979), puis reprise et développée par Anderson et Schmidt (1983). Selon ces auteurs, ce serait une faille (ou une zone parfois large de plusieurs dizaines de kilomètres) de coulissement senestre de quelque 800 km, d'âge jurassique, séparant des roches âgées de 1800-1725 Ma, au Sud, de roches datant de 1700-1600 Ma, au Nord. Malheureusement seules huit datations comprises dans l'intervalle de 1800 à 1600 Ma sont disponibles pour le Sonora ; toutes correspondent à des affleurements situés au Sud de ce méga-cisaillement et seulement deux d'entre elles appartiennent à l'intervalle 1800-1725 Ma !

Cependant, que ce soit sur le terrain, sur photo de satellite ou à la lecture d'une carte géologique, il est manifeste qu'il existe dans la région de Caborca un accident tectonique là où ce méga-cisaillement a été supposé.

Tout ce qui a été dit plus haut concernant le Névadien montre clairement que cet accident n'est pas jurassique. On peut montrer qu'il est post-albien et sans doute pré-laramien. Le raisonnement est le suivant. Dans les montagnes situées au Nord de la ligne (zone) en question, au Cerro Chanate en particulier, affleure du Crétacé du Groupe Bisbee. Au Sud de ce Cerro et de cette même ligne, c'est-à-dire dans la Sierra La Vibora et en général au pied est des Sierras La Vibora-Rajon, ce Crétacé n'existe pas. Pour le retrouver, il faut aller bien plus à l'Est, presque dans la région de Santa Ana ; et il faudra ensuite aller encore plus à l'Est pour le retrouver, d'abord au Cerro de Oro et puis encore à Lampazos (Radelli, en préparation). En revanche, les granitoïdes laramiens ne semblent pas avoir été affectés par cet accident.

Il ne s'agit donc pas d'un accident unique mais d'une série de décrochements senestres en gros est-ouest en relais, dont le rejet, même cumulatif, est loin d'être de l'ordre de celui proposé par les auteurs du "megashear".

Il semble logique de considérer comme appartenant à cette famille les accidents transversaux comme ceux du Rajon, du Calaveras, d'Estaciòn Llano, etc. (cf. supra), dont il a été montré qu'ils peuvent comporter une composante compressive. Il en va de même pour celui de la

région de Caborca-Altar [dont la trace est celle du méga-cisaillement Mohave-Sonora et que De Jong et al. (1988) ont appellé faille d'Altar], qui fait chevaucher le Jurassique (Formation Mc Coy) sur le Crétacé (Groupe Bisbee) du Cerro Chanate.

ZONES TECTONIQUES ET "TERRANES"

Du fait qu'elle comporte des séries stratigraphiques différentes de celles des régions qui l'entourent, certainement aussi parce que le méga-cisaillement Mohave-Sonora de Silver et Anderson (1974) et Anderson et Silver (1979) fournit le moyen de penser qu'elle est limitée au Nord-Est par une faille contre le "Foreland Thrust Belt", Coney (1989) considère la région analysée ici (région de Caborca et Sonora central) comme un "terrane" - le "Caborca Terrane" - limité à l'Ouest par le "Terrane" Cortes. Celui de Caborca serait un "terrane" dans le sens d'un "assumed displaced fragment of North America miogeoclinal cratonic margin" pendant le Jurassique, le long du mégacisaillement Mohave-Sonora [même s'il contient des *"metamorphic core complexes"* (Mazatan, Santa Ana), qui partout ailleurs sont dans le Foreland Thrust Belt !].

Il a été montré plus haut : (a) que la structure dite méga-cisaillement Mohave-Sonora n'est pas une structure jurassique mais sans doute crétacée et qu'elle a un caractère qui n'est pas celui du méga-cisaillement du Mohave-Sonora d'Anderson et Silver (1979) ; (b) que les zones Aibò et Cobachi, charriées depuis le Névadien, sur le Jurassique de la zone Naco de dépendance laurasienne, à Caborca comme au Sonora central, sont des unités gondwaniennes et non pas laurasiennes ; (c) que l'édifice de la chaîne névadienne - la chaîne Gilienne - a été repris et restructuré par le cycle orégonien.

On ne trouve évidemment rien de tout ceci dans la notion de "Caborca Terrane", laquelle d'ailleurs, en tant que telle, n'a aucun sens géologique, puisqu'elle s'appuie sur deux notions fausses : celle du (mythe du) "North America miogeoclinal cratonic margin" (voir ci-dessus : b) et celle du méga-cisaillement du Mohave-Sonora au sens d'Anderson et Silver (1979) (voir ci-dessus : a).

Contrairement à ce qu'on y voit [cf. supra et, par exemple, Roure (1986)], cette notion de "terranes" amène à la conclusion que "the North America Cordillera is not collisional, it is accretionary . . ."; et puisque l'accrétion "of exotic continental fragments is simply a redistribution of existing continental crust" (Coney, 1989), elle amène finalement à la conclusion qu'il n'y a pas d'épaississement crustal, donc pas de chaîne(s) de montagnes dans le Nord-Ouest américain ...

Mais il est vrai que "the terrane concept simply emphasizes the uncertainty, and the resulting paleogeographic implications of that uncertainty" (Coney, 1989), en somme un manque de connaissances. Ce doit être la raison pour laquelle sur les cartes de Coney (1989) il y a beaucoup de "terranes" (donc des "uncertainties") au Canada et au Mexique et peu aux U.S.A, alors que Roure (1986), par exemple, a bien montré la nécessité de nouvelles interprétations.

Malheureusement cette méthode des "terranes" ne fournit pas les moyens intellectuels nécessaires pour cette besogne. Tout au plus permet-elle de savoir - et ceci seulement jusqu'à la limite du credo du "North America miogeoclinal cratonic margin" - quels terrains sont allochtones (ou plutôt exotiques) par rapport au craton nord-américain. Elle ne permet pas de connaître le rôle que ces "terranes" ont eu dans l'anatomie de telle ou telle des chaînes de montagnes successives (par exemple, névadiennes, orégoniennes, laramiennes) du Nord-Ouest américain. Pour qu'elle puisse le permettre, il faudrait que ces "terranes" deviennent d'abord des ... zones tectoniques, définies par rapport à l'une de ces chaînes, de collision suivant le cas, comme on vient de le montrer. C'est là un fait lourd de conséquences paléogéographiques pour celui de la chaîne Gilienne, conséquences qui seront traitées dans un article ultérieur.

Remerciements. Ce travail a été effectué dans le cadre du projet C.88-01-387 de la Secretaria de Educaciòn Publica du Mexique. L'ing. R. Amaya-M., Coordinateur du Departamento de Geologìa, Uni-Son, l'a rendu possible en me donnant toujours son soutien pour la logistique. M. T. Calmus m'a accompagné dans une de mes premières missions de terrain et j'ai eu avec lui, alors et ensuite, des discussions fructueuses. En outre il m'a aidé dans la préparation de certaines de mes figures.

Les fossiles recueillis au cours de ce travail ont été étudiés par MM. P. Thieuloy (Université de Grenoble) et W. Stinnesbeck (Université de Nuevo Leòn, Linares). Je les en remercie vivement. Pendant l'été 1989 j'ai eu l'honneur d'accompagner dans la région qui fait l'objet de cette étude M. et Mme A. Tollmann. Je les remercie pour leurs commentaires et encouragements. Mon élève A. Arredondo (Kiko) m'a accompagné, infatigable, pendant presque toutes mes missions, parfois pénibles, sur le terrain. Son aide m'a été précieuse. Qu'il trouve ici l'expression de toute ma gratitude. Je tiens aussi à dire "mil gracias" à la famille Lizarraga du Rancho Bamuri (notre point de chute habituel), qui nous a toujours accueillis avec toute sa générosité "sonorense". Avec sa gentillesse habituelle à mon égard, Mme J. Desmons a pris soin de la correction et de la mise en forme définitive de mon manuscrit. Je lui en suis très reconnaissant.

REFERENCES

AGUILERA J.G. (1906). - Aperçu sur la géologie du Mexique. - *C.R. Congrès Géol. Intern.* X, Mexico.

ALENCASTER G. (1961). - Estratigrafía del Triásico Superior de la parte central del Estado de Sonora. - *Paleont. Mexic.*, Inst. Geol. UNAM, Mexico, parte I, 18 p.

ANDERSON T.H., EELS J.H. & SILVER L.T. (1978). - Rocas precámbricas y paleozoicas de la región de Caborca, Sonora, Mexico. - *In* ROLDAN-Q. J. & SALAS G. A. (éditeurs), Libreto Guía Primer Simposio sobre la geología y potencial minero en el Estado de Sonora, Inst. Geol. UNAM, Hermosillo, Sonora, Mexique.

ANDERSON T.H., EELS J.L. & SILVER L.T. (1979). - Precambrian and Paleozoic rocks of the Caborca region, Sonora, Mexico. - *In* ANDERSON T.H. & ROLDAN-Q. J., 1-22.

ANDERSON T.H. & SILVER L.T. (1981). - An overview of the Precambrian rocks in Sonora. - *UNAM, Inst. Geol., Revista*, 5, n° 2, pp. 131-139.

ARELLANO A.R.V. (1946). - Noticias geológicas del Distrito de Altar, Sonora. - *Soc. Geol. Mexic. Bol.*, 12, pp. 53-58.

ARELLANO A.R.V. (1956). - Relaciones del Cámbrico de Caborca, especialmente con la base del Paleozoico. - *Congr. Geol. Intern.*, XX, Mexico, Simposio sobre el sistema Cámbrico y el problema de su base. Parte II, pp. 509-527.

AVILA-A. R. (1987). - Consideraciones geológicas y estratigráficas de la porción NW de Hermosillo. - *Tesis*, Depto Geol., Uni-Son, Hermosillo, Sonora, Mexique, 78 p.

BATEMAN P.C. (1978). - Map and cross section of the Sierra Nevada from Madera to the White Mountains, central California. - *Geol. Soc. of Amer.*, Contribution from plate margins working group (MC - 28 E).

BEAUVAIS L. & STUMP E.T. (1976). - Corals, molluscs and paleogeography of Late Jurassic strata of the Cerro Pozo Serna, Sonora, Mexico. - *Palaeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 19, pp. 275-301.

BURCKHARDT C. (1930). - Etude synthétique sur le Mésozoïque mexicain. - *Mém. Soc. Paléont. Suisse*, 49-50, 280 p.

CALMUS T. & RADELLI L. (1987). - Mid-Cretaceous orogeny and Laramide event of Sonora and Baja California. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, Mexique, 4, n° 1-2, pp 51-56.

CASTRO-R. A. & MORFIN-V. S. (1988). - Geología de la Carta Rayon, con enfasis en el área Cerro de Oro, Sonora Central. - *Tesis*, Depto Geol., Uni-Son, Hermosillo, Sonora, Mexique, 85 p.

CAUDILLO-S. & OVIEDO-L. L.F. (1990). - Geología del área de Quitovac, Mpio de Puerto Peñasco. - *Tesis*, Depto Geol., Uni-Son, Hermosillo, Sonora, Mexique.

CEVALLOS-FERRIZ S. (1981). - Observaciones sobre los estromatolitos del Precámbrico tardío de las capas Gamuza de la región de Caborca. - UNAM, *Tesis*, 57 p.

CEVALLOS-FERRIZ S. & WEBER R. (1980). - Arquitectura, estructura y ambiente de depósito de algunos estromatolitos del Precámbrico sedimentario de Caborca, Sonora. - *UNAM, Inst. Geol., Revista*, 4, n° 2, pp. 97-103.

CEVALLOS-FERRIZ S., SALCIDO-REYNA A. & PELAYO-LEDESMA A. (1982). - El registro fosil del Precámbrico. - AEGUS, Notas Geologicas, Hermosillo, México, n° 2, pp. 2-6.

CONEY P. (1989). - Structural aspects of suspect terranes and accretionary tectonics in western North America. - *J. Struct. Geology*, 11, pp. 107-125.

CONEY. P.J. & CAMPA M.F. (1984). - Terrenos sospechosos de aloctonía y accreción del Occidente y Sur del Continente Norteamericano. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, Mexique, 1, n° 1, pp. 1-24.

CONEY P. & CAMPA M.F. (1987). - Lithotectonic terrane map of Mexico. - *U.S.Geol. Survey*, Map MF 1874-D.

COOPER G.A. (1956). - Fauna pérmica del El Antimonio des Oeste de Sonora, México. - *UNAM, Inst. Geol., Bol.* 58, pp. 1-15.

COOPER G.A. & ARELLANO A.R.V. (1946). - Stratigraphy near Caborca, northwest Sonora, Mexico. - *Am. Ass. Petrol. Geol., Bull.*, 30, pp. 606-611.

COOPER G.A., ARELLANO A.R.V., JOHNSON J.H., OKULITCH V.J., STOYANOW A. & LOCHMAN C. (1952). - Cambrian stratigraphy and paleontology near Caborca, northwest Sonora, Mexico. - *Smithsonian Miscellaneous Collections*, 119, 184 p.

COOPER G.A., ARELLANO A.R.V., JOHNSON J.H., OKULITCH V.J., STOYANOW A. & LOCHMAN C. (1954). - Geología y paleontología de la región de Caborca, norponiente de Sonora. Parte I, Paleont. y estrat. del Cámbrico de Caborca. *UNAM, Inst. de Geol. Bol.*, 58, 259 p.

COOPER G.A., ARELLANO A.R.V., JOHNSON J.H., OKULITCH V.J., STOYANOW A. & LOCHMAN C. (1956). - Geología y paleontología de la región de Caborca, norponiente de Sonora. - *Congr. Geol. Intern.*, XX, Mexico, pt. 13, 239 p.

DAMON P.E., LIVINGSTON D.E., MAUGER R.L., GILETTI B.J. & PANTOJA-A. J. (1962). - Edad del Precámbrico "Anterior" y de otras rocas del zócalo de la región de Caborca-Altar de la parte noroccidental del Estado de Sonora. - *UNAM, Inst. Geol. Bol.*, 64, pp. 11-31.

DAMON P.E., SHAFIQULLAH M., ROLDAN-Q. J. &COCHEME J.J. (1983). - El batolito Laramide de Sonora. - *XV Conv. Nac. Asoc. Ing. Minas Metal. y Geol. de México, Memoria*, Guadalajara, pp. 63-95.

DE JONG K.A., ESCARCEGA-E. J.A. & DAMON P.E. (1988). - Eastward thrusting, southwestward folding and westward backsliding in the Sierra La Vibora, Sonora, Mexico. - *Geology*, 16, pp.904-907.

DOWLEN R.J. & STUMP T.E. (1973). - Late Jurassic stratigraphy of Cerro Pozo Serna, western Sonora, Mexico. - *Am. Ass. Petrol. Geol., Abs. Series*, pp. 237.

DOWLEN R.J. & GASTIL R.G. (1981). - Reconnaissance geology of Cerro Pozo Serna, western Sonora, Mexico. - *In* : ORTLIEB L. & ROLDAN-Q. J. (éditeurs), Geology of northwestern Mexico and southern Arizona. - *Geol. Soc. Amer.*, Cordilleran Section, meeting guidebook, Inst. Geol. UNAM, Hermosillo, pp.431-435.

DUMBLE E.T. (1900). - Notes on the geology of Sonora, Mexico. - *Am. Inst. Min. Eng. Transl.*, 29, pp. 122-152.

FIGUEROA-V. M.C. & GRIJALVA-H. A.S. (1989). - Geología de la Hoja Opodepe H12D12, Municipio de Opodepe, Sonora, México. - *Tesis*, Depto Geol. Uni-Son, Hermosillo, Sonora, México, 51 p.

FLORES T. (1929). - Reconocimientos geológicos en la región central del Estado de Sonora. - *Inst. Geol. Mex. Bol.*, 49, 267 p.

FRIES C. Jr. (1962). - Reseña de la geología del Estado de Sonora, con énfasis en el Paleozoico. - *Bol. Asoc. Mex. Geol. Petrol.*, pp. 257-273.

GAMPER. M.A. & LONGORIA J.F. (1979). - Sobre la ocurrencia de estromatolitos en la secuencia precámbrica del Cudrangulo Pitiquito-La Primavera, NW de Sonora. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, 1, pp. 95-104.

GASTIL R.G. & MILLER R.H. (1984). - Prebatholitic paleogeography of peninsular California and adjacent Mexico. *In :* FRIEZEL V.A. Jr. (éditeur), Geology of the Baja California Peninsula : Pacific Section. *S.E.P.M.*, 39, pp. 9-16.

GONZALEZ M.A. (1981). - Cerros Gamuza y El Arpa. - *In* : LONGORIA J., (éditeur), Regional geology of northwest Sonora, *Geol. Soc. Amer.*, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Sonora, Mexico, Proceedings, pp. 119-146.

GONZALEZ-L. C. (1979). - Geology of the Sierra del Alamo. - *In :* ANDERSON T.H. & ROLDAN-Q. J. (éditeurs), Geology of northern Sonora. - *Geol. Soc. Amer.*, Annual Meeting, Guidebook, Field Trip n. 27, pp. 32-48.

GONZALEZ-L. C. (1980). - La Formación Antimonio (Triásico sup.- Jurásico inf.) en la Sierra del Alamo, Estado de Sonora. - *UNAM, Inst. Geol., Revista*, 4, n° 1, pp. 13-18.

HARDY L.R. (1984). - Geology of the central Sierra de Santa Rosa, Sonora, Mexico. - *In :* ORTLIEB L. & ROLDAN-Q. J. (éditeurs), Geology of northwestern Mexico and southern Arizona. *Geol. Soc. Amer.*, Cordilleran Section, meeting guidebook, Inst. Geol. UNAM, Hermosillo, Sonora, pp. 73-98.

HERRERA-U. S., PEREZ-S. E. & CHEILLETZ A. (sous presse). - Contexto geológico del yacimiento de oro San Francisco, Sonora Nortye Central. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México.

JAWORSKI E. (1929). - Eine Lias-Faune aus nordwest-Mexico. - *Abh. Sch. Paleont. Gesch.*, 48, 12 p.

KAHLER F. (1974). - Fusuliniden aus Tien-Schan und Tibet (Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere in Perm). - The Sven Hedin Foundation. The Sino-Swedish Expedition, publ. 52.

KELLER W.T. (1928). - Stratigraphische Beobachtungen in Sonora, N.W. Mexico. - *Eclog. Geol. Helv.*, 21, pp. 237-335.

KETENER K.B. (1986). - Eureka Quartzite in Mexico ? Tectonic implications. - *Geology*, 14, pp. 1027-1030.

KING R.E. (1939). - Geological reconnaissance in northern Sierra Madre Occidental of Mexico. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 50, pp. 1625-1722.

KRISTAN-TOLLMANN E. (1987). - Triassic of the Tethys and its relations with the Triassic of the Pacific Realm. - *In* : Mc KENZIE K.G. (éditeur), Shallow Tethys 2, Rotterdam/Baston, pp. 169-186.

KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. (1983). - Tethys-Faunenelemente in der Trias der USA. - *Mitt. Österr. geol. Ges.*, 76, pp. 213-272.

KRISTAN-TOLLMANN E. & TOLLMANN A. (1985). - How did they manage to travel the world 230 million years ago ? - *Austria Today*, 4, pp. 33-40.

LIVINGSTON D.E. & DAMON P.E. (1968). - The ages of stratified Precambrian sequences in central Arizona and northern Sonora. - *Canad. J. Earth Sc.*, 5, pt 2, pp. 451-464.

LONGORIA J.F. (1980). - Estudios y trabajos geológicos en las áreas del Estado de Sonora donde afloran las rocas del Precámbrico. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 158 p.

LONGORIA J.F. (1981). - Geologic features of northwest Sonora. - *In :* LONGORIA J.F. (éditeur), Regional geology of northwest Sonora. *Geol. Soc. Amer.*, Cordilleran Section, Annual Meeting, Hermosillo, Sonora, Proceedings, p. 1-48.

LONGORIA J.F., GONZALEZ M.A, MENDOZA J.J. & PEREZ V.A. (1978). - Consideraciones estructurales en el Cuadrangulo Pitiquito-La Primavera, NW Sonora. - *Bol. Depto Geol Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 1, pp. 61-67.

LONGORIA J.F. & PEREZ V.A. (1978). - Bosquejo geológico de los Cerros Chino y Rajon, Cuadrangulo Pitiquito-La Primavera (NW de Sonora). - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 1, pp. 119-144.

LONGORIA J.F. & GONZALEZ M.A. (1979). - Estudios estratigrafico-estructurales en el Precámbrico de Sonora : Geologia de los Cerros Gamuza y El Arpa. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 2, n° 2, pp. 106-149.

LONGORIA J.F. & GONZALEZ M.A. (1981). - Description of the localities to be visited during the Geol. Soc. of Amer. field excursion n. 4. - *In :* LONGORIA J.F. (éditeur), Regional geology of northwest Sonora, *Geol. Soc. Amer.*, Cordilleran Section, Ann. Meeting, Hermosillo, Sonora, Proceedings, pp. 49-64.

LOPEZ-RAMOS E. (1976). - Carta geológica de la Rep. Mexicana, IV ed. - UNAM, Inst. de Geol., Comité de la Carta Geológica de México, México DF.

McMENAMIN M.A.S., AWRAMIK S.M. & STEWART J.H. (1983). - The Precambrian-Cambrian transition problem in western North America : Part II, Early Cambrian skeletonized fauna and associated fossils from Sonora, Mexico. - *Geology*, 11, p. 227-230.

MERRIAM R. (1972). - Reconnaissance geologic map of the Sonoyta Quadrangle, Northwest Sonora, Mexico. - *Geol Soc. Amer. Bull.*, 83, pp. 3533-3536.

MERRIAM R. & EELLS J.L. (1979).- Reconnaissance geologic map of the Caborca Quadrangle, Sonora, Mexico. UNAM, Hermosillo. - *In :* ANDERSON T.H. & ROLDAN-Q., J. (éditeurs), Geology of northern Sonora. *Geol. Soc. Amer.*, Annual Meeting, Guidebook, pp.87-94.

MORALES-M. M. (1982). - Consideraciones sobre el Precámbrico de la región de Caborca, Sonora. - *AEGUS, Notas Geológicas*, Hermosillo, Sonora, México : Enero, p. 1-2, Mayo, pp. 8-9.

MORALES-M. M. (1984). - Bosquejo geológico del Cuadrangulo Estación Llano - Imuris. - *Bol. Depto. Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 1, n° 1, pp. 25-49.

MORALES-M. M. (1990). - Cambrian-Jurassic tectonic relations in Sonora, Mexico. - *Geol. Soc. Amer., Abstr. with Progr.*, 22, n° 7.

PELAYO-L. A. & SALCIDO-R. A. (1985). - Observaciones geológicas paleoecológicas del Proterozoico de la Sierra del Viejo y localidades circundantes de la región de Caborca. - *Tesis*, Depto Geol. Uni-Son, Hermosillo, Sonora, Mexico, 40 p.

RADELLI L. (1986). - An essay on the southern Basin and Range. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 3, n° 1, pp. 51-146.

RADELLI L. (1988). - La nappe Olvidada et le sillon aptien-albien du golfe de Californie. - *C.R. Acad. Sci. Paris*, 306, sér. II, pp. 813-816.

RADELLI L. (1989). -The ophiolites of Calmalli and the Olvidada Nappe of northern Baja California and west-central Sonora, Mexico. - *In :* ABBOTT P.L. (éditeur), Geologic studies in Baja California, *SEPM*, Pacific Section, pp.79-85.

RADELLI L. (sous presse). - The Mid-Cretaceous Olvidada Nappe : a former Aptian-Albian basin between northern Baja California and Sonora, Mexico. - Simposio sobre el Cretácico de México y America Central, Linares (México), 1987.

RADELLI L., CALMUS T., MENICUCCI S. & ARAUX E. (1987). - Of Permian and Triassic of Sonora. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 4, n.°1-2, p. 31-39.

RADELLI L., MENICUCCI S., MESNIER H., ARAUX E., CALMUS T., AMAYA-M. R., BARRERA-M. E., DOMINGUEZ-P. E, NAVARRO-M. L. & SOTO-C. L. (1987). - Allochthonous Paleozoic bodies of Central Sonora. - *Bol. Depto Geol. Uni-Son*, Hermosillo, Sonora, México, 4, n° 1-2, pp. 1-15.

RADELLI L. & CALMUS T. (1988). - Suture et nappes d'âge névadien sur la bordure sud du Colorado, Californie, Arizona, USA, Sonora, Mexique. - *Géologie Alpine*, Grenoble, 64, pp. 105-111.

RANGIN C. (1982). - Contribution à l'étude géologique du système cordillérain du Nord-Ouest du Mexique. - *Thèse Sc.*, Univ. Paris VI, 588 p.

RODRIGUEZ-C. J.L. (1984). - Geology of Tuape region, north-central Sonora, Mexico. - *Thesis*, Univ. of Pittsburg.

RODRIGUEZ-C. J.L. (1988). - Estratigrafía de la región de Tuape, Sonora, México. - *UNAM, Inst. de Geol. Revista*, 7, n° 1, pp. 52-66.

ROURE F. (1984). - Une coupe géologique de Golconda au Pacifique (Oregon, Nord-Ouest du Nevada, Nord de la Californie). Evolution de la marge ouest-américaine. - *Thèse Sc.*, Univ. Paris VI, Inst. franç. Pétr., Réf. 33755, 250 p.

SALAS G.A. (1968). - Areal geology and petrology of the igneous rocks of the Santa Ana region, northwest Sonora. - *Bol. Soc. Geol. Mex.*, 31, pp. 11-63.

SCHUCHERT C. (1935). - Historical geology of the Antillean-Caribbean region. - John Wiley and Sons, New York, 811 p.

SILBERLING N. J. & TOZER E.T. (1968). - Biostratigraphic classification of the marine Triassic in North America. - *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.* 110, 63 p.

SOSSON M., CALMUS T., TARDY M. & BLANCHET R. (1990). - Nouvelles données sur le front tectonique cénomano-turonien dans le Nord de l'Etat du Sonora, Mexique. - *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310, sér.II, pp. 417-423.

STANLEY G.D. (1979). - Paleoecology, structure and distribution of Triassic coral buildups in Western North America. - *Paleont. Contr. Univ. Kansas*, 65, 58 p.

STANLEY G.D. (1980). - Triassic carbonate buildups of Western North America : Comparison with the Alpine Triassic of Europe. - *Riv. Ital. Paleont.*, 85, pp. 877-894.

STANLEY G.D. (1981). - Early history of scleractinian corals and its geological consequences. - *Geology*, 9, pp. 507-511.

STANLEY G.D. (1982). - Triassic carbonate development and reef-building in Western North America. - *Geol. Rdsch.*, 71, pp. 1057-1075.

STANLEY G.D. (1987). - Travels of an ancient reef. - *Natural History*, 11, pp. 36-42.

STEWART J.H., McMEHAMIN M.A.S. & MORALES-RAMIREZ J.M. (1984). - Upper Proterozoic and Cambrian rocks in the Caborca region, Sonora, Mexico. Physical stratigraphy, biostratigraphy, paleocurrent studies and regional relations. - *U.S. Geol. Surv., Prof. Pap.*, 1309, 36 p.

STEWART J.H., KETNER K.B. & AMAYA-MARTINEZ R. (1988). - Preliminary studies of Cambrian and Ordovician rocks near Sierra de Lopez, Sonora, Mexico. - II Simposio sobre geología y minerales de Sonora, Hermosillo, Sonora, Mexico, 6-8 Nov. 1988.

STOYANOW A. (1942). - Paleozoic paleogeography of Arizona. - *Geol. Soc. Amer. Bull*, 53, pp. 1255-1282.

TOZER E.T. (1980). - Latest Triassic (Upper Norian) ammonoid and *Monotis* faunas and correlations. - *Riv. Ital. Paleont.*, 85, pp. 843-876.

TOZER E.T. (1982). - Marine Triassic faunas of North America : their significance for assessing plate and terranes movements. - *Geol. Rdsch.*, 71, pp. 1077-1104.

WHITE E.H. & GUIZA R. (1948). - Antimony deposits of El Antimonio district, Sonora, Mexico. - *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 962 B, pp. 81-116.

WHITE E.H. & GUIZA R. (1949). - Los yacimientos antimoniales de la región de El Antimonio, Estado de Sonora. - *Inst. Nal. Invest. Recursos Minerales*, México, Bol. 23, 48 p.