

Cours Master : 2019-2020

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE COMPRESSION

Chaînes intracontinentales
&
Chaînes de marges

Kacemi Ali

Kacemi Ali
UNIVERSITE ABOU BEKR BELKAID TLEMCEM

LES STRUCTURES CONTINENTALES DE COMPRESSION

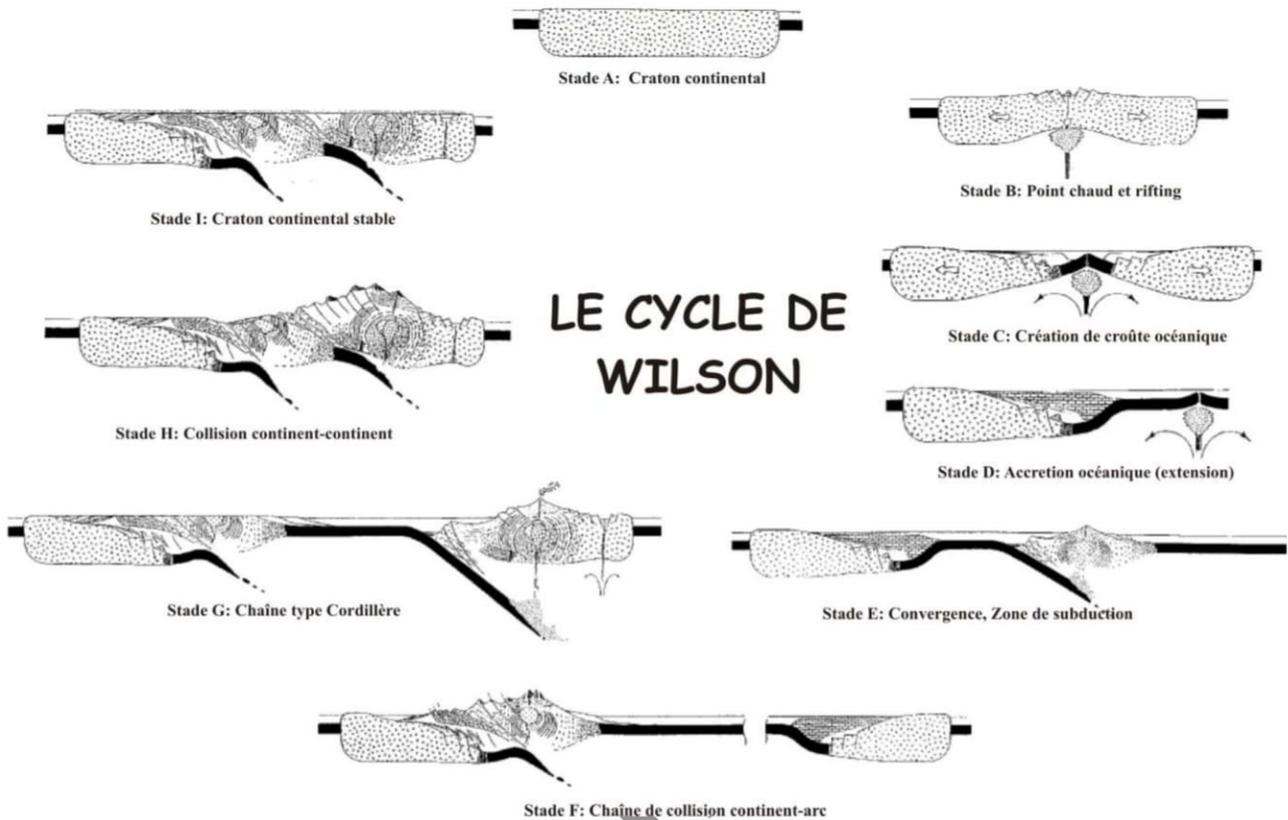
Définition :

Ces structures sont des chaînes de montagnes qui résultent toujours d'un phénomène de convergence de plaques qui ne peuvent être équilibré par un processus de subduction complète dans une phase compressive. Il y'a déformation quand une plaque lithosphérique portant une croûte continentale est comprimée. Cette déformation commence par affecter les parties les plus fragiles, où se manifestent des phénomènes d'inversion tectonique, notamment le rejeu en failles inverses des failles normales préexistantes.

On étudiera successivement :

- 1. Les chaînes intracontinentales**
- 2. les chaînes de marge :**
 - chaînes de subduction
 - chaînes d'obduction
 - chaînes de collision

RAPPELS

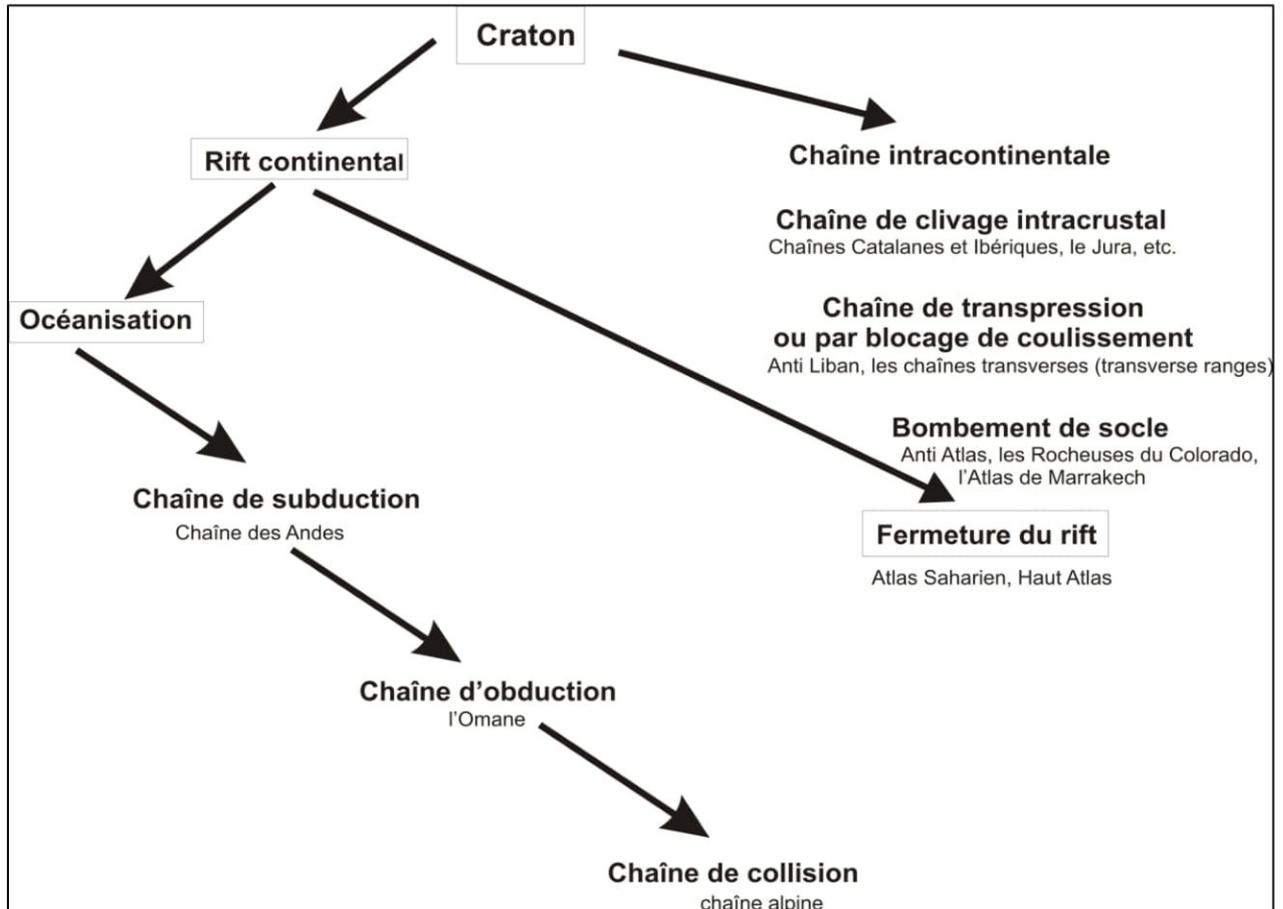


LE CYCLE DE WILSON

Le cycle de Wilson

- Stade A : Craton continental
- Stade B : Point chaud et rifting
- Stade C : Création de croûte océanique
- Stade D : Accrétion océanique (extension)
- Stade E : Convergence, zone de subduction
- Stade F : Chaîne de collision continent-arc
- Stade G : Chaîne type cordillère
- Stade H : Collision continent-continent
- Stade I : Craton continental stable

**Essai de classification schématique des chaînes de montagnes
En fonction de l'évolution géodynamique de la plaque lithosphérique
Du rift continental à la chaîne de montagne**



1 LES CHAINES INTRACONTINENTALES

Ce sont les structures qui apparaissent à la surface d'une lithosphère continentale mise en compression. Elles seront donc contemporaines des grandes crises orogéniques mondiales. Elles sont groupées en deux catégories.

- ***Les chaînes autonomes***, c'est à dire isolées au sein d'une plate-forme, comme l'*Atlas Saharien*, le *Haut-Atlas* ou les *Pyrénées*. Elles correspondent à un simple bombement de cette plateforme ou à un écaillage plus ou moins complexe, mais elles se placent le plus souvent au niveau d'un accident préexistant représentant une zone de fragilité particulière, accident tel qu'un faisceau de failles d'importance crustale, une zone transformante, un fossé d'effondrement, etc.;

- **Des annexes des grandes chaînes de collision continentale.** Si le régime compressif persiste, une fois le cœur de ces grandes chaînes édifié ; la déformation gagne de nouveaux secteurs, extérieurs à la chaîne et franchement continentaux (zone externe alpine, zone subandine, etc.). Ces nouvelles structures seront donc à côté des précédentes et toujours plissées avec un temps de retard.

Les chaînes intracontinentales offrent tous les intermédiaires depuis celles qui résultent d'un **simple soulèvement du socle sous-jacent** (ce sont les « plis de fond » des anciens auteurs) jusqu'à celles où **le socle se raccourcit sans bombement, par clivage interne de la croûte ou subduction intracontinentale**. A ces deux cas extrêmes, les anciens auteurs donnaient le nom de « **chaînes de socle** » et « **chaînes de couverture** ». Dans ce dernier cas la couverture sédimentaire doit s'adapter au raccourcissement en se repliant sur elle-même.

Ces termes de chaîne de socle ou de couverture n'ont en définitive qu'une valeur descriptive et pas du tout génétique. Il est plus intéressant de distinguer les chaînes résultant d'un bombement de leur socle et celles provenant d'un clivage crustal ou d'une subduction intracontinentale.

1.1- Chaînes résultant d'un bombement de leur socle

Celui-ci devrait traduire, a priori, soit un sur épaissement de la croûte ou de la lithosphère, soit une véritable structure arquée de cette dernière entraînant un soulèvement correspondant de l'asthénosphère sous-jacente. L'apparition de ces structures serait évidemment facilitée par l'existence de zones de faiblesse préexistantes de la croûte granito-gneissique, telles qu'un amincissement de celle-ci ou la présence de faisceaux de failles susceptibles de fonctionner comme rampes.

a) **L'Anti-Atlas marocain** (fig. 01) n'est qu'un simple et large bombement de matériel paléozoïque à cœur précambrien, dépourvu de couverture secondaire et tertiaire, qui a été soulevé pour la première fois au cours de l'orogénèse hercynienne, puis à nouveau à la fin du Tertiaire et au Quaternaire jusqu'à 2500 m. Ces derniers mouvements ont été enregistrés et donc datés par les déformations du Néogène des bassins voisins.

Le plissement-soulèvement s'accompagne d'une certaine fracturation laissant passage à un volcanisme plio-quatenaire. L'édifice volcanique le plus important est celui du Djebel Siroua à l'W de Ouarzazate, strato-volcan montrant des trachy-andésites fini-miocène (10 à 6 Ma) surmontées de basaltes et de phonolites plio-quaténaires. Ce volcanisme est toujours alcalin.

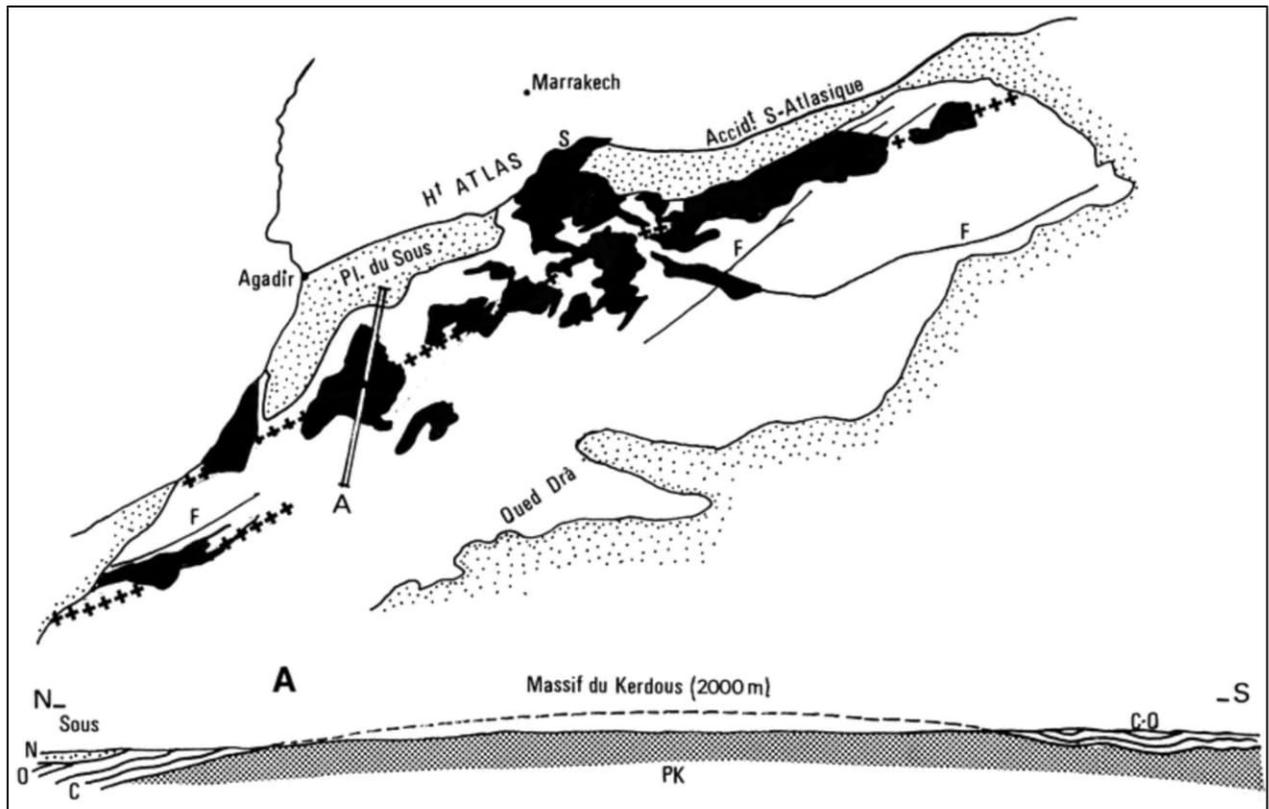


Fig. 01 : schéma structural de l'anti-Atlas (G.Chubert, 1971)

Pointillé : néogène, blanc : Paléozoïque, noir : Précambrien, F : Failles importantes, alignement de croix : axe de soulèvement, S.Dj. Siroua
 A : coupe : N. Néogène, O. Ordovicien C. Cambrien, PK. Précambrien

b) Le Haut Atlas marocain

Chaîne de socle un peu plus complexe où on observe la juxtaposition des failles inverses à déversement opposé (donc un fort raccourcissement crustal) avec des structures anciennes conditionnant le développement et l'orientation de la chaîne. Elle est longue de 600 km, large de 50 à 150 km et culmine à 4165 m au Dj. Toubkhal. Elle comprend d'W en E, le Haut-Atlas maritime, l'Atlas de Marrakech et le Haut Atlas oriental (fig. 02).

➤ Evolution structurale

Dès le Permo-Trias, le craton africain est soumis à une tectonique distensive et se découpe, au niveau du futur Haut-Atlas, en une série de grabens ou d'hémi grabens orientés suivant des failles héritées de l'Hercynien (WSW-ENE), avec émission de produits basaltiques à tendance tholéïtique, datés de 195 à 200 Ma (Trias supérieur).

Au Jurassique, l'océan Atlantique s'ouvre entre le Maroc et le Mexique, repoussant l'Afrique vers l'Est. Dans ce cadre dynamique extensif, il y'a ouverture d'un sillon à l'emplacement du futur Haut-Atlas oriental, sillon dont le comblement est achevé au Jurassique moyen. Ce sillon était limité vers le SW par le « horst » du Haut-Atlas de Marrakech au-delà duquel, réapparaissait une zone subsidente, le futur Haut-Atlas maritime (région d'Agadir-Essaouira) (fig. 02).

Le sillon Jurassique du Haut-Atlas oriental était très subsident (3000 m à 8000 m de sédiments calcaréomarneux à céphalopodes, frangés de formations récifales). La subsidence était liée à un système de failles actives (synsédimentaires), souvent décrochantes et pouvant donner des bassins en pull-apart dans le Haut-Atlas oriental au Jurassique moyen.

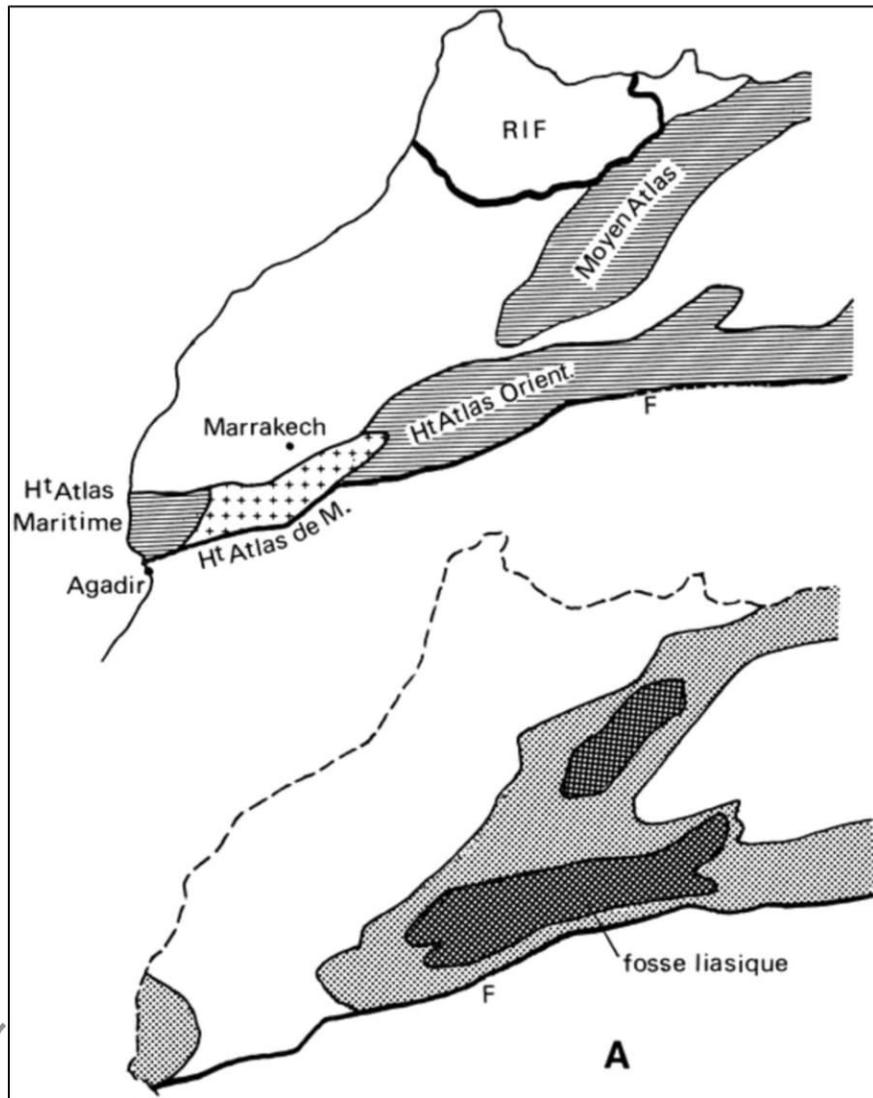


Fig. 02 : Situation et subdivisions du Haut Atlas marocains
(Croix : socle ancien, hachuré horizontal : couverture sédimentaire mésozoïque).

A. Paléogéographie liasique (bassins marins en grisés)

L'ouverture de ces petits bassins a été aussi accompagnée de la genèse de rides anticlinales locales (plis transverses) et d'un magmatisme alcalin (sills de dolérites, monzodiorites et leucogabbros marquant le réseau de fractures). Distension et subsidence se ralentissent au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur, période qui voit une émergence générale du futur Haut-Atlas avec émission de basaltes alcalins. Ce régime persiste au Crétacé supérieur et connaît les transgressions marines de cette époque.

A l'autre extrémité de la chaîne, plus à l'W le bassin du futur Haut-Atlas maritime n'est qu'un bassin de marge passive, où la sédimentation marine se poursuit après le Dogger.

Au Tertiaire, le mouvement de l'Afrique vers le N modifie le cadre structural. Il entraîne le plissement du Haut-Atlas au cours d'une série de mouvements allant de la fin de l'Eocène au Pliocène, et fait rejouer les fractures antérieures en décrochements dextres. Tout le Haut-Atlas devient en fait **un couloir de décrochement**.

Le plissement-soulèvement est accompagné d'une intense fracturation et d'un faible volcanisme alcalin daté de 8 à 0,5 Ma, comme celui de l'Anti-Atlas.

➤ **Structure actuelle (fig. 03)**

Cette structure varie suivant les endroits :

Le Haut-Atlas de Marrakech, a fonctionné en zone haute au cours du secondaire, où la série sédimentaire est restée mince. C'est une chaîne de socle typique, avec une « zone axiale » où affleurent les terrains anciens. C'est un ensemble rigide, limité par des failles inverses à double déversement, qui représentent des rejeux d'accidents hercyniens. Au S, *l'accident sud atlasique* se suit d'une façon continue sous forme d'une grande faille inverse ou verticale. Au N, *l'accident nord atlasique* est au contraire un faisceau d'accidents inverses ou verticaux qui se relayent suivant des directions SW-NE ou EW.

Le Haut-Atlas oriental et le Haut-Atlas maritime : sont des chaînes de couverture, caractérisées par une épaisse série sédimentaire et un plissement de style jurassien : vastes synclinaux à fond plat remplis de marnes (Lias supérieur- Aalénien) et des anticlinaux aigus à cœur de Lias inférieur et Trias.

La fracturation reste intense ; les failles normales suivant lesquelles s'est affaissé le bassin triasique, jouent en failles inverses ou pli-failles. L'ensemble offre toujours le double déversement caractéristique (fig. 03) et la double orientation SW-NE et EW qui facilite le découpage de la chaîne en compartiments losangiques allongés.

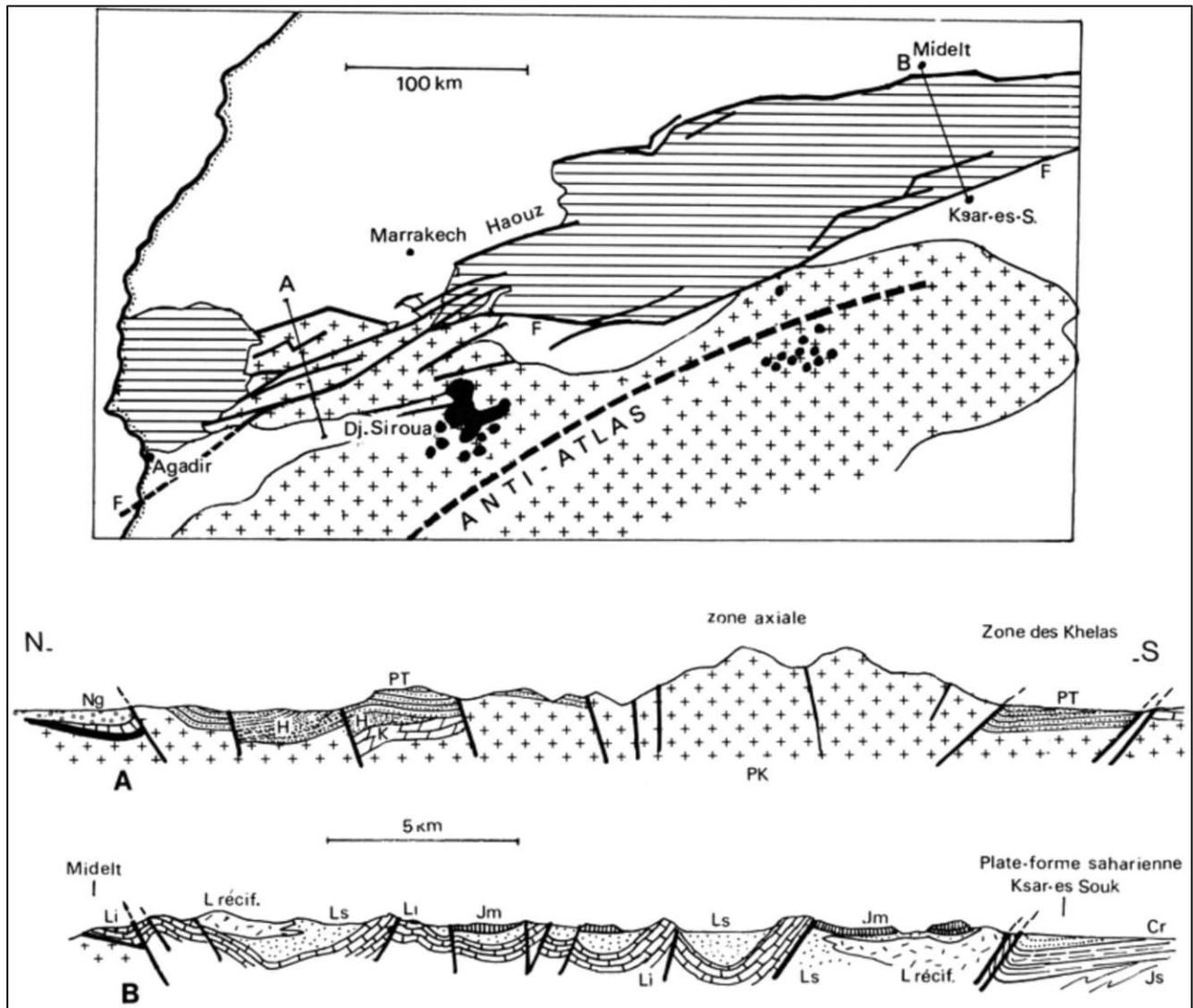


Fig. 03 : Schéma structural et coupes du Haut-Atlas marocains
(Croix : socle ancien, hachuré horizontal : couverture sédimentaire mésozoïque ; noir : volcanisme Tertiaire. Le tireté noir souligne l'axe de culmination de l'Anti-Atlas).

1.2- Chaîne résultant d'un clivage intracrustal

1.2.1- Chaînes catalanes et ibériques (fig. 04)

Entre le bassin de l'Ebre et les cordillères bétiques, existe une série de chaînes faiblement élevées (2 400m maximum), d'orientation NE-SW (chaîne catalane) ou NW-SE (chaîne ibérique). La couverture mésozoïque y atteint une épaisseur 2000 m et débute par un Trias évaporitique qui représente un niveau de décollement quasi général. Ces accidents pouvant impliquer du matériel hercynien.

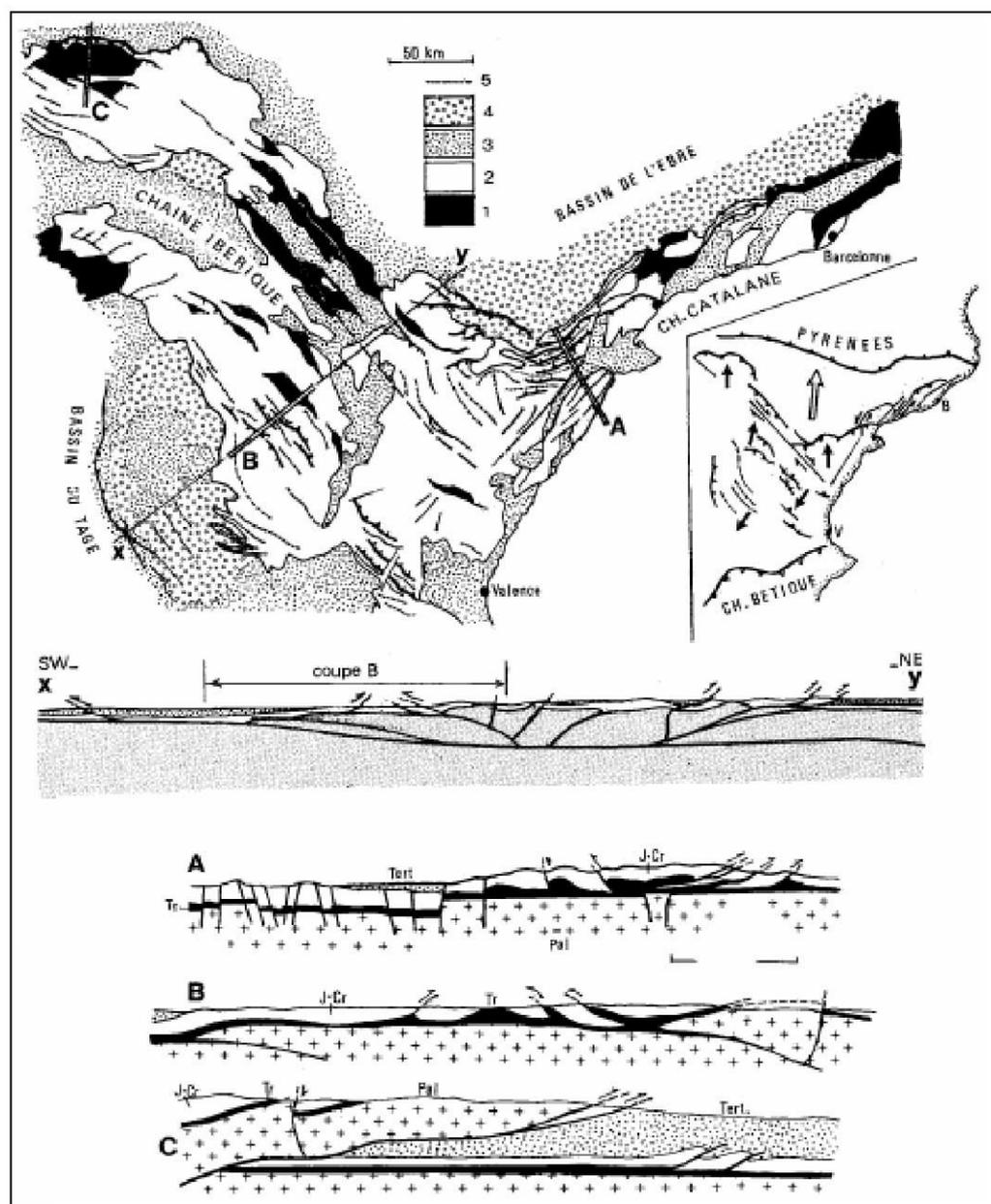


Fig. 04 : chaînes ibériques et catalanes (Guimera et Alvaro, 1990)

1. Trias, 2. Mésozoïque, 3. Paléogène, 4. Néogène, 5. Plis.

Légende des coupes : Pal. Paléozoïque, Tr. Trias, J-Cr : Jurassique-Crétacé, Ter. : Tertiaire

Flèche blanche : direction de la compression, flèches noires : vergence des structures.

Interprétation dynamique : il faut remarquer que :

- l'orientation des décrochements (sénestres dans la chaîne catalane et dextres dans la chaîne ibérique), ainsi que la direction générale des chevauchements, impliquent une direction de compression grossièrement NS, analogue à celle responsable des Pyrénées;
- l'existence d'écaillés de socle engagées dans les chevauchements montre que ce socle a été tout autant comprimé que sa couverture. S'il n'a pas été soulevé en bloc ou bombé en pli de fond, c'est que les clivages correspondants à ces écaillés ont dû rester très plats. Comme la

croûte garde une épaisseur normale, il faut conclure à l'existence d'un plan de clivage intracrustal subhorizontal qui se situerait vers 7 à 11 km de profondeur.

Sur ce plan de clivage se grefferaient des failles inverses concaves jouant comme des rampes et aboutissant en surface aux failles chevauchantes observées.

1.2.2- Le Jura (Fig. 05)

Cette petite chaîne, à matériel presque uniquement secondaire, dessine un arc appuyé au Nord sur la forêt noire et au Sud sur le môle de Crémieu caché sous un Jurassique tégumentaire.

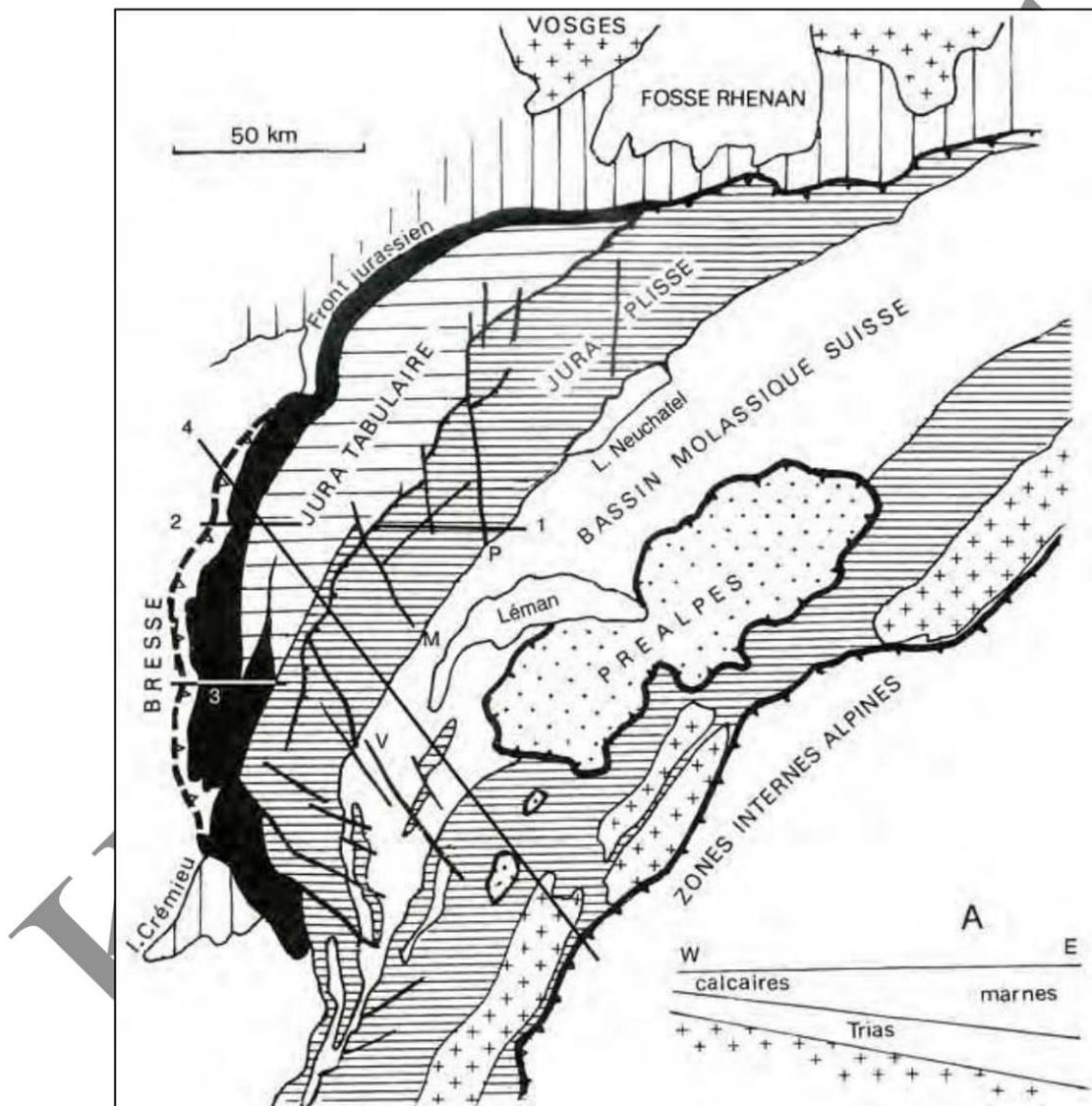


Fig. 05 : Carte structurale du Jura. Simplifié d'après P. Chauve, 1980

En noir, le front plissé chevauchant.

En A : schéma de la couverture jurassienne à la fin de la sédimentation mésozoïque montrant que l'épaisseur des sédiments est plus forte à l'E qu'à l'W en direction de la marge téthysienne.
M, P, V : failles de déchirement de Morez, de Pontarlier, du Vuache.

a) Série stratigraphique

Elle débute avec un Trias à faciès germanique, dont un Keuper riche en évaporites (1300 m de sel et de gypse dans les forages, soit l'épaisseur de la couverture sus-jacente : celle-ci flotte sur un énorme matelas plastique). Le Jurassique et le Crétacé sont calcaires côté France, marneux côté Suisse. Leur épaisseur moyenne augmente d'W en E (de 1000 à 2000m), ce qui implique un socle généralement basculé vers l'E dès le Secondaire.

b) Histoire tectonique et mécanisme de plissement :

Au début du Tertiaire la plateforme émerge ensuite érodée puis soumise à une tectonique de distension contemporaine de la formation des fossés d'effondrement européens (la Bresse, limitant le Jura à l'W).

A la fin du Miocène, intervient l'unique phase de plissement. La partie W du Jura à couverture mince, calcaire et rigide elle prend un style de plis coffrés (*Jura tabulaire*). La partie E, à couverture plus marneuse et plus épaisse, donne des plis réguliers déversés à l'W (*Jura plissé*). En même temps la couverture se décolle du socle, s'avance vers l'W et vient chevaucher le Miocène lacustre de la Bresse.

Le front de chevauchement sera ensuite à son tour enfoui sous le Pliocène, toujours lacustre. La portée du chevauchement est de l'ordre de 3 à 5 km.

Le plissement du Jura est accompagné du soulèvement du Jura interne où le plissement, plus intense, a fortement épaissi la couverture. La surface topographique s'incline alors vers l'W, mais la pente du socle est toujours dirigée vers l'E et le toit du socle est resté relativement plat. La déformation « alpine » semble affectée que la couverture.

2. LES CHAINES DE MARGES**2.1. Les chaînes de subduction**

Elles apparaissent à la verticale d'une zone de subduction lorsqu'il y règne un régime compressif. Dans ce cas, on constate en général que la zone de subduction sous-jacente à la chaîne offre un pendage très faible.

Le pendage de la zone de subduction dépend de plusieurs facteurs dont le **principal** paraît être l'épaisseur et la densité de la lithosphère subduite donc **son âge** (Les lithosphères anciennes sont plus épaisses, plus froides et plus denses) et **secondairement la convergence** plus ou moins rapide des plaques

Suivant les interactions de ces différents facteurs, on aurait des subductions à forte pente (supérieure ou égale à 30°) qui donnent à la surface de la plaque chevauchante, des structures de distension et du magmatisme ; ou des subductions à faible pente (1 à 10°) qui donnent en surface de la plaque supérieure, des structures de compression avec arrêt du magmatisme. L'explication doit être recherchée dans le fort «couplage» des deux plaques si la zone de subduction qui les sépare est plate, ainsi que dans l'absence de manteau supérieur dans la plaque supérieure (**fig. 06**) marges actives et arcs insulaires dérivés).

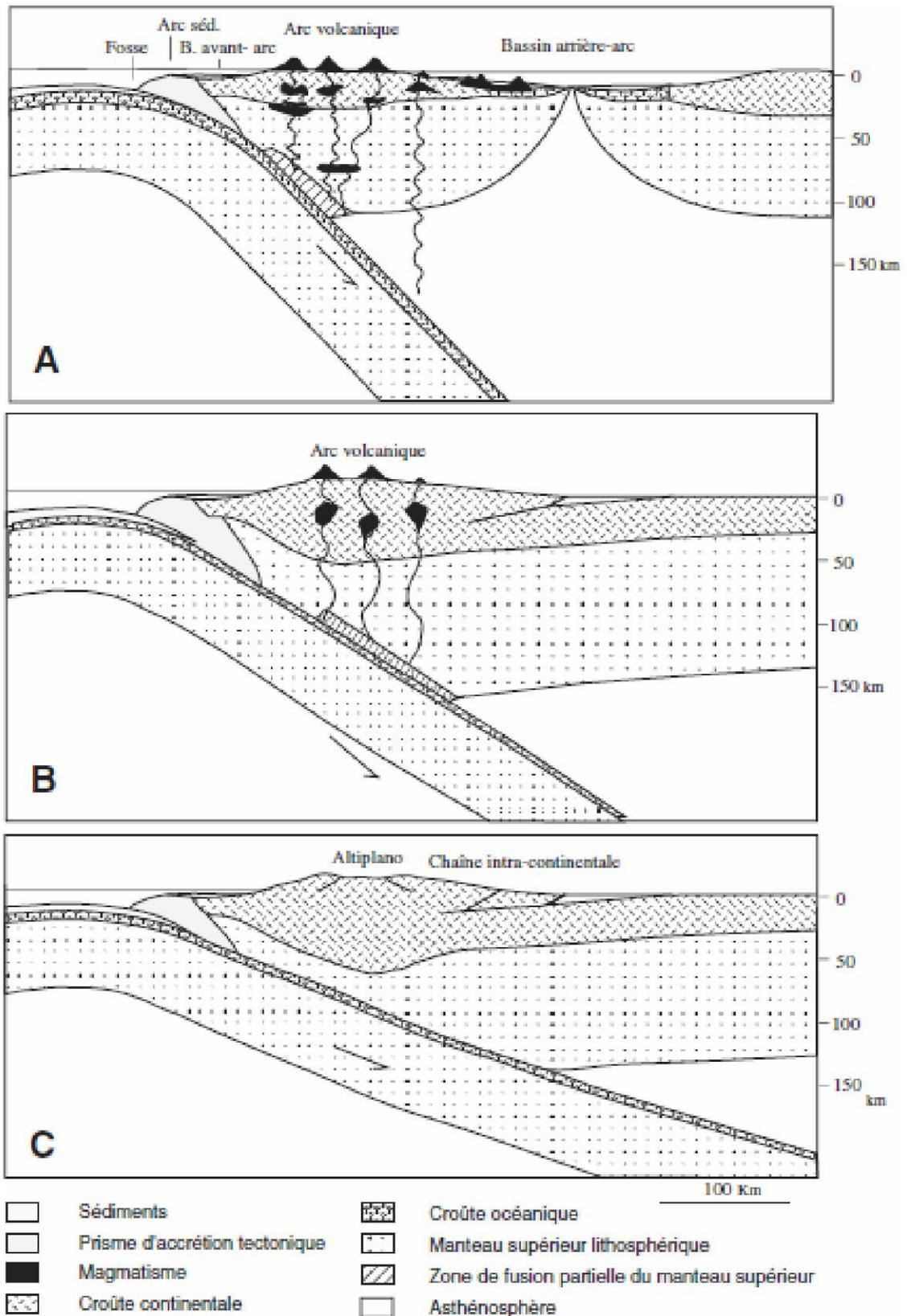


Fig. 06 : Coupe théorique d'une marge active.

En haut, en régime de distension (marge de type *est-asiatique*). Coupe inspirée de l'arc indonésien.

Au milieu et en bas, en régime de compression (marge de type *ouest-américain*). Coupes inspirées des Andes du Sud Pérou-Chili-Bolivie (B) et du Pérou central-Bolivie (C).

Les modélisations physiques (Chemenda 1993) suggèrent :

- Une lithosphère légère en cours de subduction reste « collée » à la plaque supérieure où elle induit une compression.
- Une lithosphère dense induit un régime distensif et l'apparition d'un bassin marginal.
- Une lithosphère intermédiaire, légèrement plus dense que celle de la plaque supérieure, entraîne un régime alternant : la plaque supérieure subit une assez longue période de distension, puis, lorsque l'extrémité de la lithosphère subduite se détache le système cause une compression dans la plaque supérieure. On assiste donc à une succession d'épisodes compressifs relativement brefs entrecoupant une évolution globalement distensive.

Les chaînes de subduction pures sont finalement très rares (quelques parties des Andes, l'ensemble Java-Sumatra) car des phénomènes de collision interviennent généralement entre la bordure continentale et des éléments variés du domaine océanique.

Nous prendrons comme exemple *les Andes des Pérou et de Bolivie*, d'autant plus intéressant que les deux dispositions que nous venons d'évoquer pour le pendage du plan de subduction.

La chaîne des Andes actuelles

La chaîne des Andes s'étire sur plus de 65° de latitude depuis le Cap Horn au Sud jusqu'à la péninsule de Gallinas au Nord de la Colombie (*fig.07*). Elle se développe au droit de la subduction du Pacifique sous la plaque Amérique du Sud, plus précisément de la subduction des **plaques de Nazca** au centre, **Caraïbes** au Nord et **Antarctique** au Sud.

En fait, comme le montre la figure 07, le Nord et le Sud de la chaîne sont concernés par des phénomènes de collision avec des séries océaniques, et **seule la partie centrale de la chaîne, au Sud de l'Équateur et au Nord du 40°S, correspond vraiment à un système de subduction. Tout au long de ce segment s'affrontent les plaques de Nazca et Sud-Amérique.**

Les données cinématiques montrent que cet affrontement se traduit par une convergence orientée E-W à une vitesse de l'ordre de 60 à 70 mm/an.

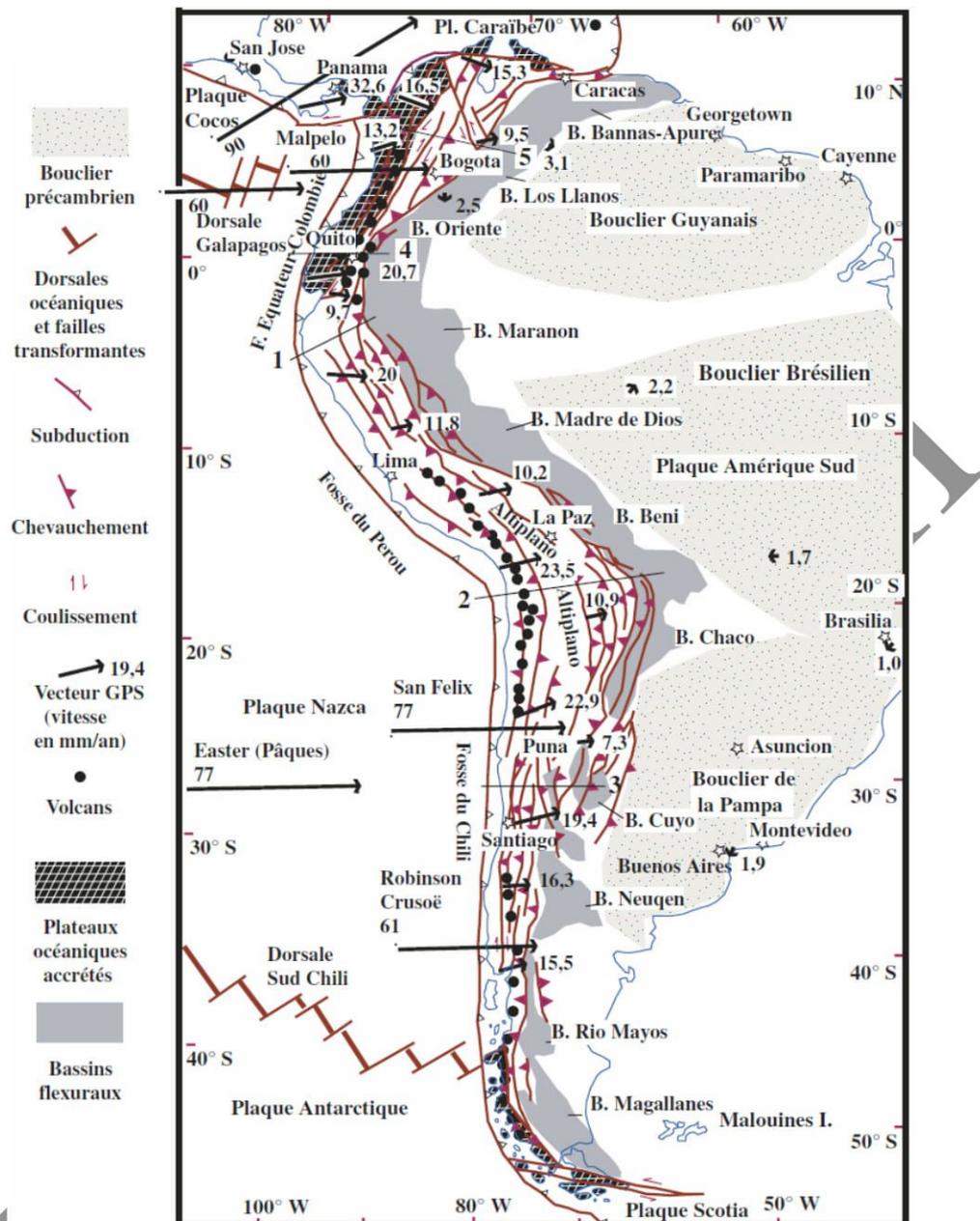


Fig. 07 : Chaîne des Andes actuelle

2.1.1 Le Pérou nord et central

A ce niveau, la plaque océanique de Nazca s'enfonce sous l'Amérique du Sud suivant **un angle très faible (10 à 15°)**, qui tend même à s'annuler 250 km plus à l'E, sous le continent, où la lithosphère océanique passe pratiquement à l'horizontale (fig. 08 A).

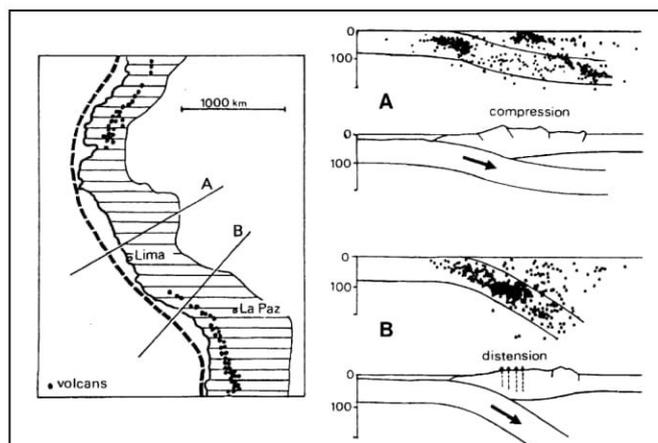


Fig. 08 : Répartition des séismes et variations du pendage du plan de subduction péruvien (Mégard et Philip, 1976)

- A. Pérou nord : plan faiblement incliné, régime superficiel compressif, absence de volcanisme.
 B. Pérou sud : plan plus fortement incliné, régime superficiel distensif, volcanisme

Dans cette partie de la chaîne, on trouve d'W en E, c'est à dire en partant de la fosse, les éléments structuraux suivants (fig. 8, 9) :

1. **Un prisme d'accrétion très étroit profondément immergé** et parfois recouvert de coulées de solifluxion (fig. 9. 1, 9. 2). « solifluxion où le glissement, en général moins rapide, est dû au fait que les terrains sont gorgés d'eau, et s'écoulent comme une masse boueuse à partir d'une niche de décollement ou niche de solifluxion (coulées boueuses ou coulées de solifluxion) »

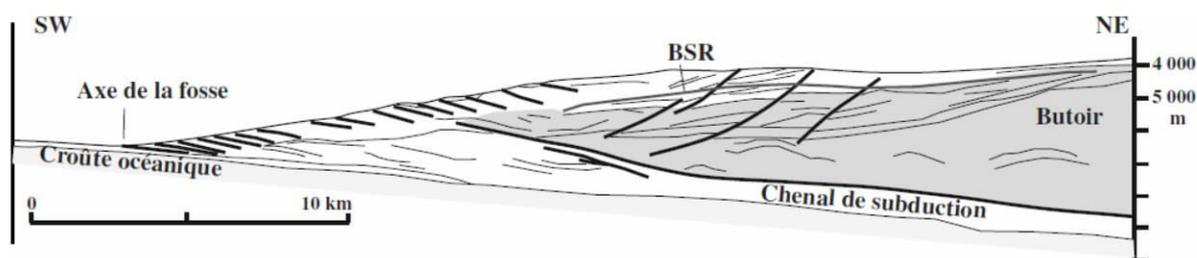


Fig. 9. 1a : Le prisme d'accrétion de la subduction péruvienne.

D'après R. Von Huene *et al.*, 1996, coupe 1, vers 8.8 de latitude Sud

La zone où disparaissent les matériaux entraînés en subduction (sédiments, irrégularités du substratum océanique ou de la base de la croûte surplombante) constitue le chenal de subduction.

BSR. « *Bottom Simulator Reflector* » réflecteur sismique dû aux hydrates de méthane.

2. **Un plateau continental immergé** : à structure révélant des blocs juxtaposés, à croûte continentale atteinte par les forages, il est difficile de dire si ces blocs sont basculés ou chevauchants.

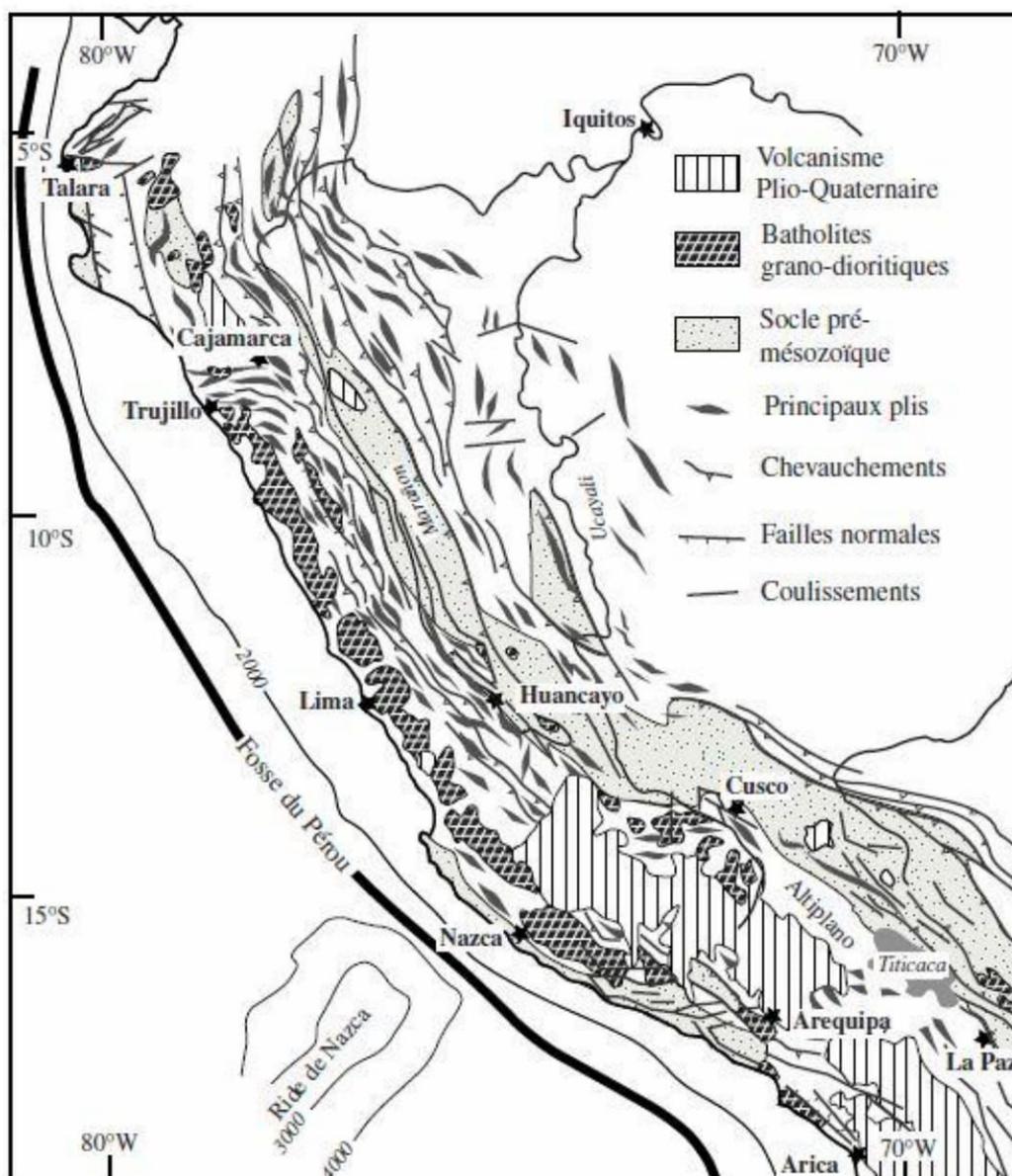


Fig. 9. 2 : Schéma structural des Andes du Pérou et de Bolivie du Nord.

D'après F. Mégard, 1987.

3. **La zone côtière** où affleure le substratum précambrien et primaire couvert d'une mince série mésozoïque.

4. **La cordillère occidentale**, arc volcanique, actuellement inactif et ceci depuis le Paléogène. La cordillère est constituée d'une épaisse série de sédiments volcano-détritiques jurassiques et surtout crétacés, associés à des produits volcaniques calco-alcalin (coulées et tufs). Le tout est plissé donnant une suite régulière d'anticlinaux et de synclinaux orientés NW-SE.

Ce style tectonique se complique seulement sur le versant Est de la Cordillère où l'on a un faisceau de plis et d'écaillés subhorizontales, les « écaillés du Marañon », à vergence Est (antithétiques ; c.à.d. mouvement tectonique qui se produit en sens opposé à un autre, plus important pris comme référence, contraire synthétique).

Cet ensemble est traversé de *plutons intrusifs*, granodioritiques, d'âge Jurassique supérieur à Néogène, que le soulèvement récent de la chaîne a porté à l'affleurement. Les deux

principaux sont le « batholite côtier », long de plus de 1 000 km, et celui de la Cordillera Blanca qui porte les points culminants de la Cordillère occidentale (Huascarán, 6770 m).

5. **La Cordillère orientale**, assez mal séparée de la précédente. La série sédimentaire mésozoïque y est plus mince si bien que le socle ancien, hercynien à précambrien, y apparaît plus largement, avec une structure en éventail très nette (**fig. 10 et 11**).

6. **La zone subandine**, montre une série sédimentaire épaisse, secondaire et tertiaire, non volcano-détritique, tardivement plissée, à vergence Est. Les profils géophysiques montrent que cette zone est décollée et chevauchante vers l'Est, sur le bouclier amazonien, suivant un plan subhorizontal situé vers 9 km de profondeur, plan sur lequel viennent se greffer toutes les failles annexes.

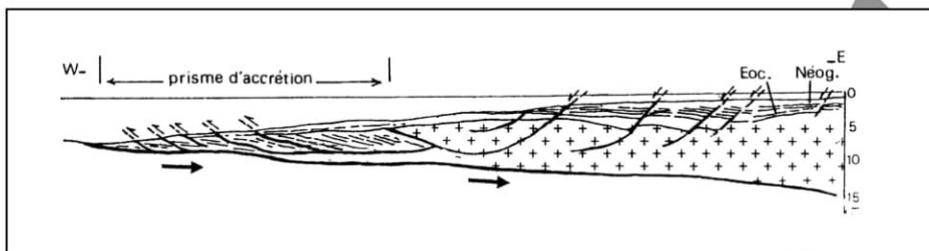


Fig. 9.1b : Interprétation structurale de la marge péruvienne vers 9,5° de latitude Sud d'après les profils sismiques (Von Huene et al., 1989)

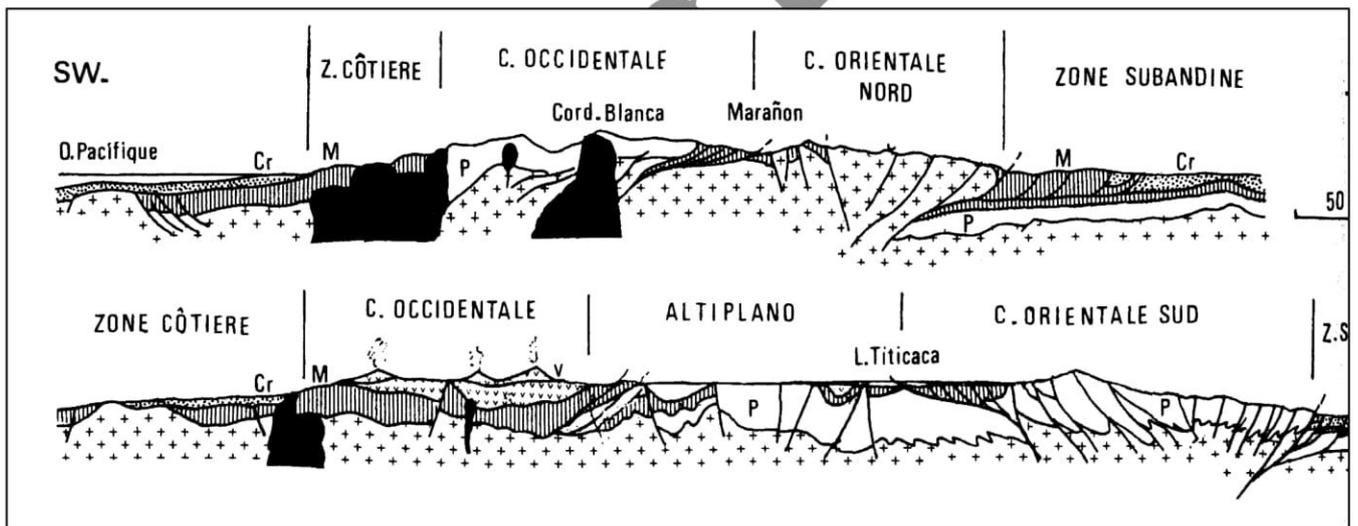
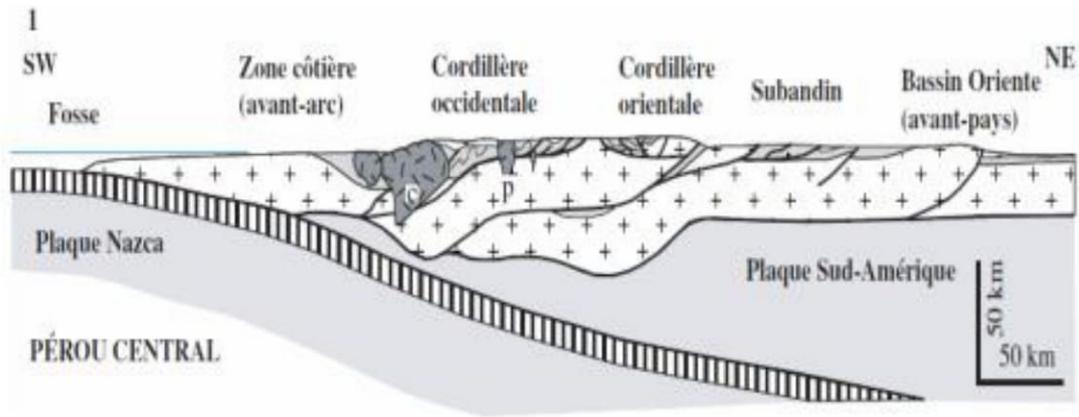
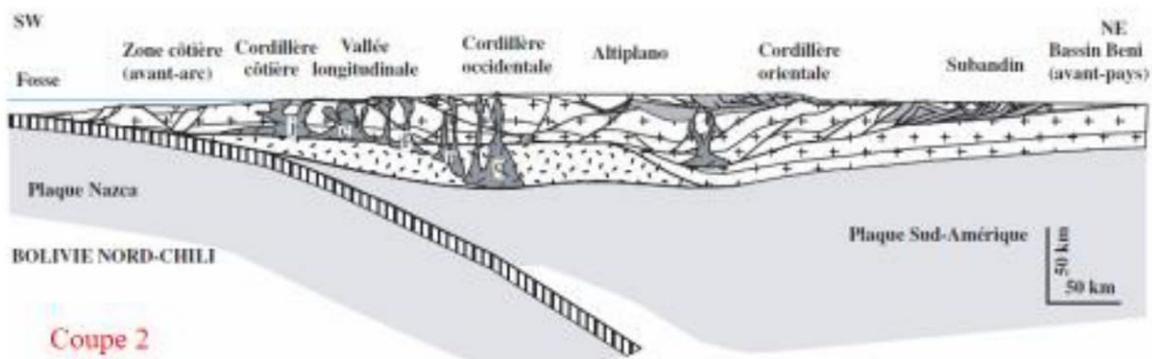


Fig. 10 : coupes dans les Andes du Pérou nord (en haut) et sud (en bas) (Mégard, 1987)

v. volcanisme plio-quatenaire ; Cr. Couches rouges du Crétacé supérieur-Paléocène ; M. Mésozoïque ; P. Paléozoïque ; en noir. Batholites granodioritique de 100 à 32 Ma



Coupe dans les Andes.
 1. Pérou d'après L. Moulin, 1989, *Thèse*, Jaillard *et al.*, 2000 ;
 Les lettres j, c, p, n, q
 représentent les âges du
 magmatisme (respectivement
 jurassique, crétacé, paléogène,
 néogène, quaternaire).



Coupe 2
Coupe dans les Andes
 2. **Bolivie N**-Chili d'après P. Rochat *et al.*, 1999, Rochat, 2000

Les lettres **j, c, p, n, q** représentent les âges du magmatisme (respectivement jurassique, crétacé, paléogène, néogène, quaternaire).



Fig. 11 : Coupes dans les Andes.

1. Pérou d'après L. Moulin, 1989, *Thèse*, Jaillard *et al.*, 2000 ;
2. Bolivie N-Chili d'après P. Rochat *et al.*, 1999, Rochat, 2000 ;

Les lettres j, c, p, n, q représentent les âges du magmatisme (respectivement jurassique, crétacé, paléogène, néogène, quaternaire).

2.1.2 Le Pérou sud et la Bolivie nord

A ce niveau, la plaque océanique de Nazca s'enfonce sous l'Amérique du Sud suivant un angle plus fort (30° environ) (fig. 10 et 11. 2).

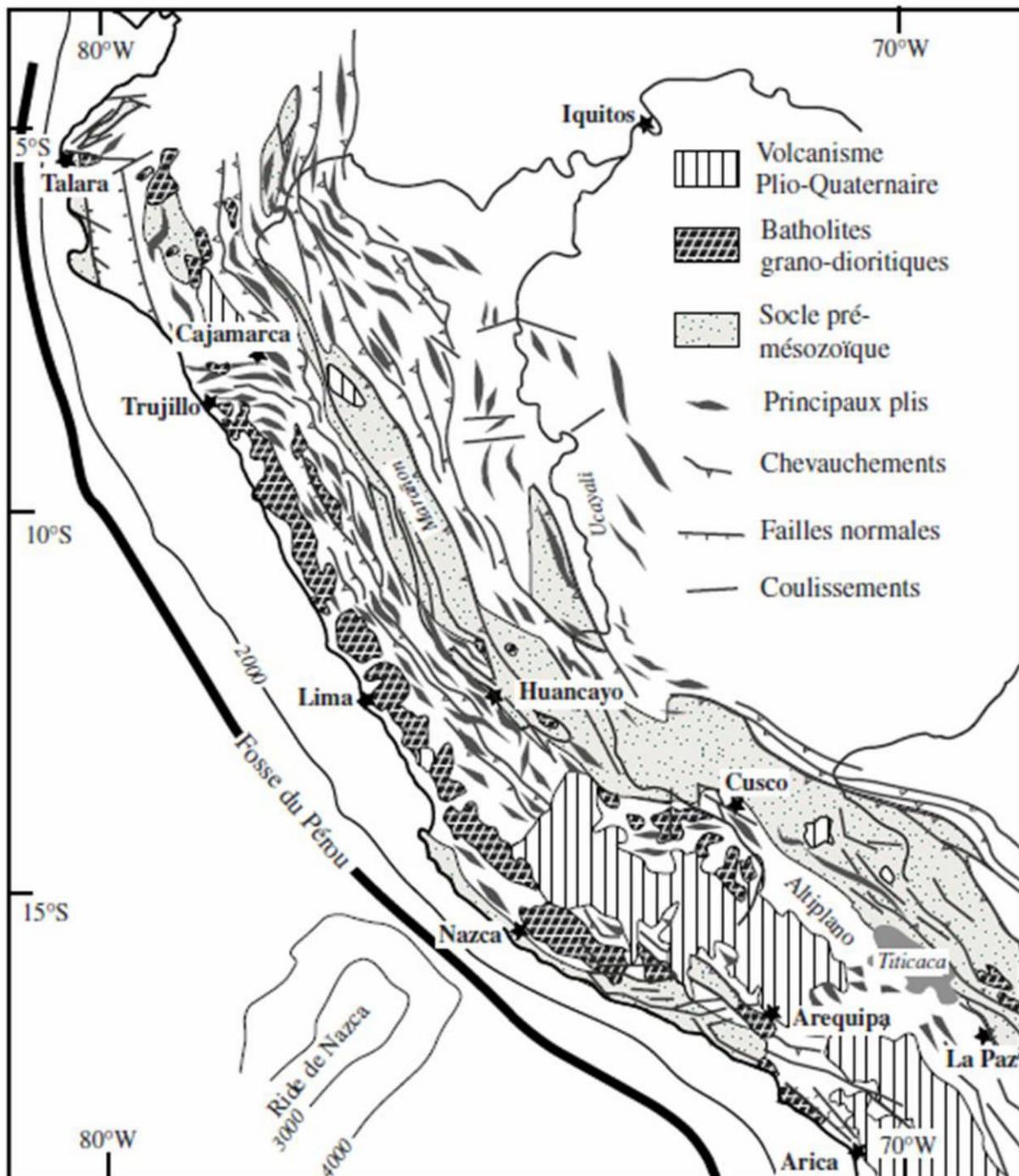


Schéma structural des Andes du Pérou et de Bolivie du Nord. D'après F. Mégard, 1987.
Volcan d'Ubinas dans la région d'Arequipa

La Cordillère occidentale : possède la même série stratigraphique et le même style de plissement que plus au Nord. Elle est recouverte en discordance d'un épais plastron volcanique calco-alcalin Néogène à Quaternaire portant de beaux volcans actifs ou récemment éteints (Misti, 5842 m). L'arc volcanique (AV) dessiné s'allonge parallèlement à la fosse, à 250 km environ de celle-ci et montre la zonation caractéristique des marges actives. La série shoshonitique y apparaît à l'E des produits calco-alcalins.