

## Regards actuels sur les Alpes : nouveautés et obscurités (exposé J. Debelmas, 3 mars 2004)

Il existe actuellement de nombreux ouvrages ou articles divers qui décrivent la géologie des Alpes. On ne va donc pas en faire une description de plus mais plutôt faire ressortir les succès et les obscurités qui résultent de l'application des nouvelles idées ou des nouvelles techniques, et ceci en suivant l'évolution de la chaîne, depuis la naissance de l'océan alpin jusqu'au plissement final. On supposera connue la terminologie des différentes unités structurales.

### 1. L'histoire du domaine alpin au Secondaire

Au début du Secondaire, c'est-à-dire au **Trias**, une mer peu profonde envahit péniblement la pénéplaine post-hercynienne, en venant de l'Est : elle représente le fond d'un golfe, dit *téthysien*, qui s'ouvre largement vers le Pacifique dont il provient. Ce golfe précède et annonce, en fait, une fissure crustale séparant l'Asie du continent de Gondwana, mais la fissure elle-même est encore loin du SE de la France. Il n'empêche que le champ distensif qui lui donne naissance affecte déjà, bien que faiblement, le futur domaine alpin (émissions des spilites par ex.).

Au **Lias**, le champ distensif croît avec l'approche de la fissure. On voit apparaître, dans les futures zones internes alpines, un fossé d'effondrement (rift), dit *piémontais* (fig.1, **P**). Des sédiments marins d'eau plus profonde, s'y accumulent tandis que les bordures (« épaules » du rift) se soulèvent et émergent pour des raisons thermiques (l'amincissement de la lithosphère fait remonter le manteau : son flux thermique réchauffe et allège les épaules en question). Ainsi apparaît le *horst briançonnais* (**BR**) qui restera émergé jusqu'à la fin du Jurassique moyen. Ce horst traduit la dislocation des deux marges du rift en blocs juxtaposés qui, soulevés ou abaissés, vont commander désormais la paléogéographie du futur domaine alpin.

Fig. 1

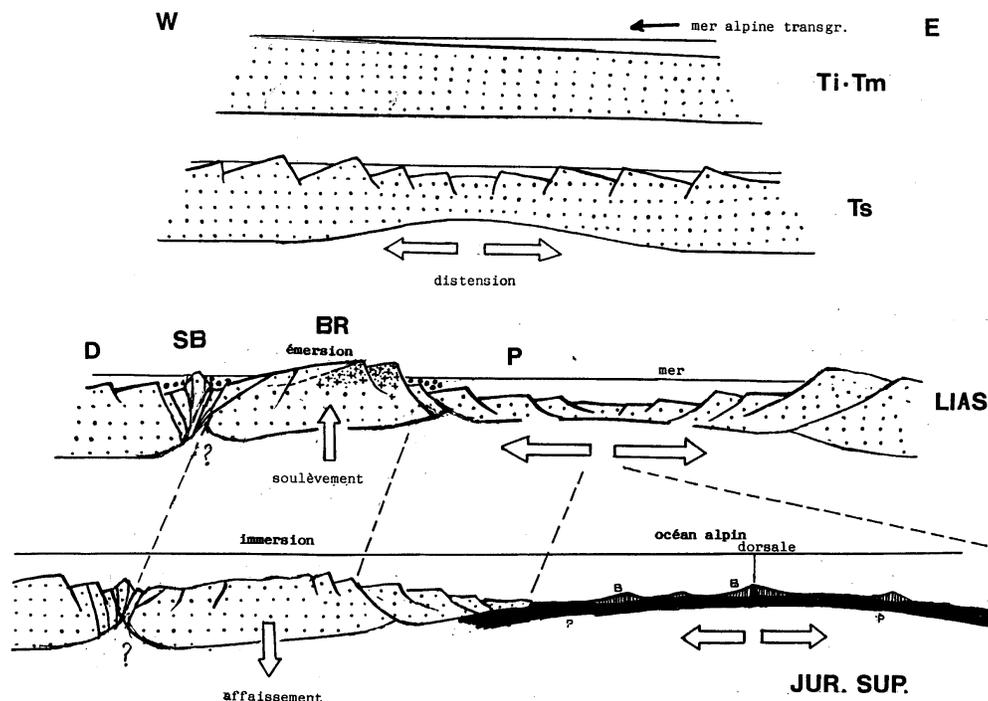


fig 1

Cette interprétation se base sur une comparaison avec les structures des rifts actuels. On peut la considérer comme l'un des grands succès dans l'application des idées nouvelles.

La comparaison avec les structures actuelle permet de constater que les failles distensives en question, plus ou moins redressées en surface, s'approchent de l'horizontale en profondeur (fig. 2). Elles sont donc concaves vers la surface (failles dites *listriques*). Nous verrons l'importance de cette disposition au moment du plissement alpin. Par ailleurs, vues en plan, ces failles sont généralement parallèles aux bordures du rift.

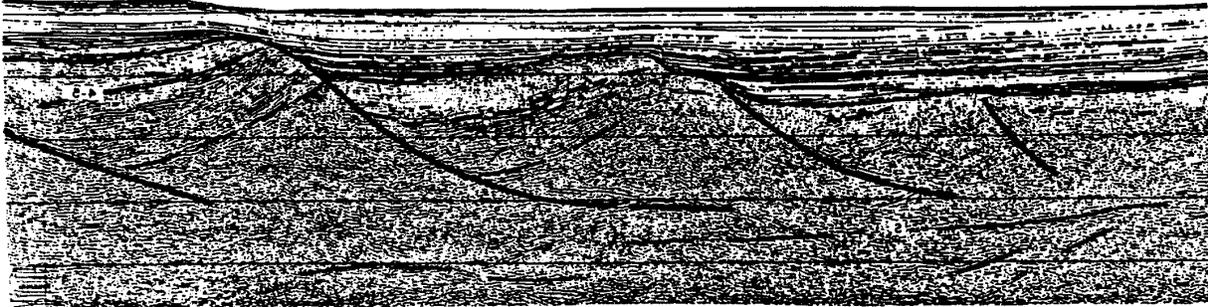
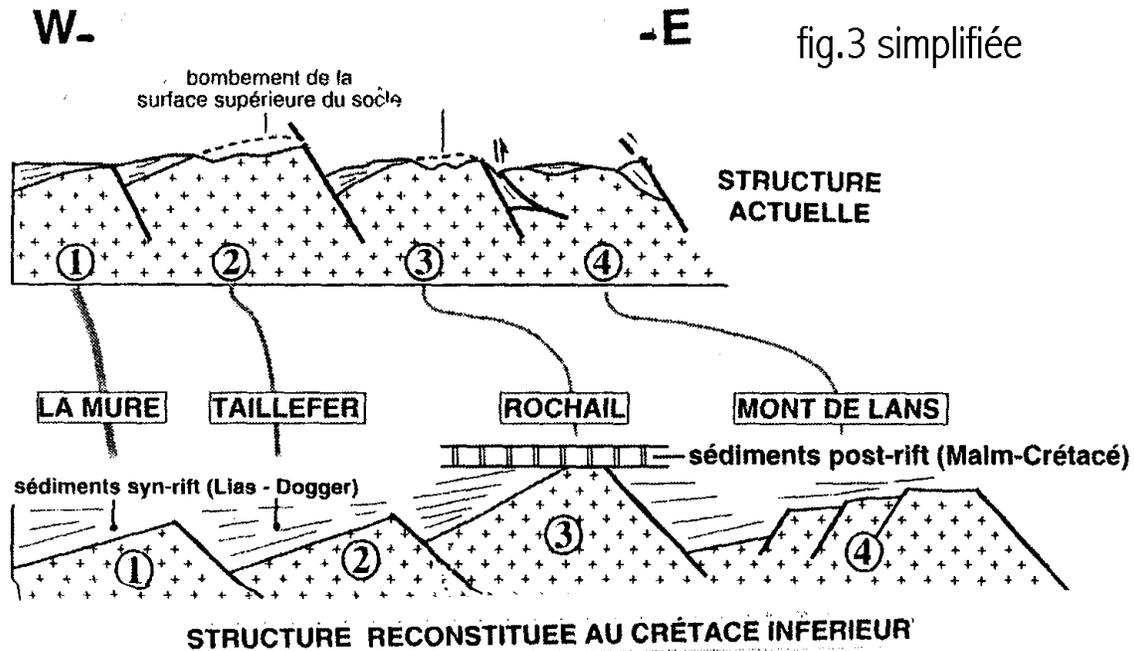


fig 2

Les blocs faillés liasiques ont été très déformés par le plissement alpin sur les bordures immédiates du rift, futures zones internes, mais ils se retrouvent aussi dans l'actuelle zone externe, notamment dans les massifs cristallins externes (fig.3, d'après Lemoine et al.), où, moins déformés, ils permettent de bien visualiser le phénomène à ses débuts, et de connaître l'orientation de l'ancien rift, soit SW-NE (direction parfois dite « cévenole »).



Certains auteurs (J Debelmas, M. Lemoine) envisagent en outre l'existence d'accidents transverses au rift, donc NW-SE, dont un bon exemple est donné par l'*accident Pelvoux-Argentera*, probablement d'origine hercynienne (les synclinaux permio-houillers de ces deux massifs montrent une direction paléomagnétique identique).

En effet la paléogéographie liasique du futur domaine alpin est différente de part et d'autre de cette ligne. A l'W, on a un bassin de subsidence triangulaire qui, aux approches de l'accident en question, est affecté de hauts fonds NW-SE. A l'E, au contraire, les blocs se disposent perpendiculairement à l'accident (fig. 4), comme le horst briançonnais, émergé, et un rift, dit *valaisan*, encore modeste mais que nous retrouverons au Crétacé.

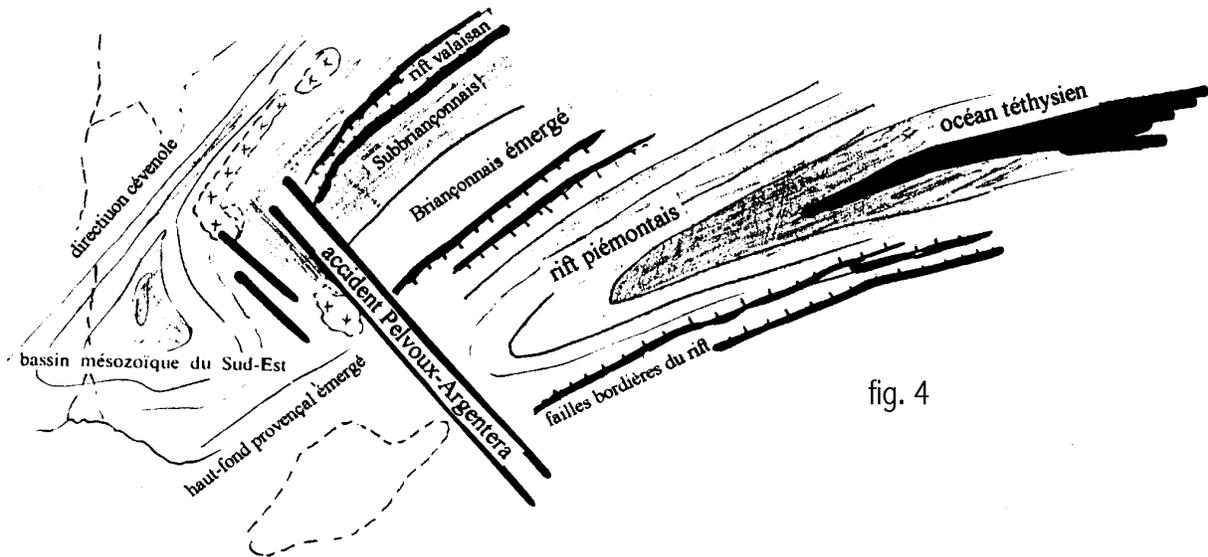


fig. 4

La ligne Pelvoux-Argentera est donc une discontinuité majeure qui va continuer à jouer lors de l'ouverture de l'océan téthysien, au Jurassique supérieur, d'où son nom de « transformante des Alpes Occidentales » (on appelle *transformante* toute faille liée à l'expansion océanique).

D'autres zones transformantes sont probables plus à l'Est (Alpes centrales, Grisons) (voir fig. 7). Elles séparent en effet des tronçons de zones internes de structure brusquement différente.

A la fin du **Jurassique moyen**, le sillon océanique téthysien atteint le futur domaine alpin et la croûte océanique apparaît dans le fond du sillon piémontais (voir fig. 1), délimitant ainsi deux marges continentales, l'une dite *européenne*, l'autre *apulienne* (ou *adriatique*, *sudalpine*, *insubrienne*, suivant les auteurs). La fissure crustale ainsi apparue va connaître une expansion océanique avec dorsale pendant le **Jurassique supérieur-Crétacé inférieur**. L'océan alpin (dit *liguro-piémontais*) aura alors atteint sa largeur maximum entre ses marges faillées.

L'existence de cet océan est attestée par celle de massifs d'*ophiolites* dessinant grossièrement l'arc alpin même s'il s'agit de nappes dont l'origine (la « racine ») n'est pas très nette, probablement la zone d'écaillés séparant l'ensemble Grand Paradis-Mont Rose de la zone Sesia (fig. 5). Les péridotites de Lanzo restent discutées : manteau sous-océanique ou manteau sous-jacent à la marge continentale sud de l'océan (marge sudalpine).

fig. 5

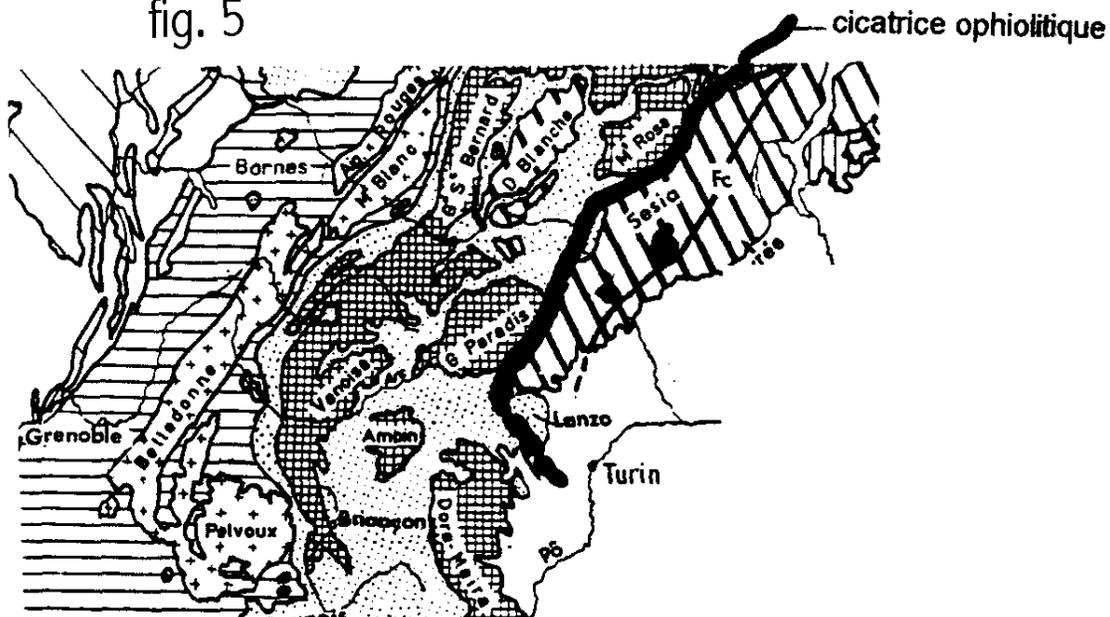
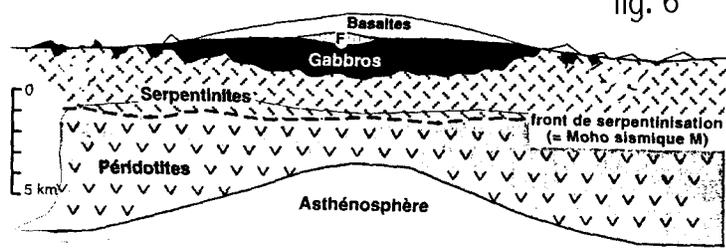


fig. 6



(d'après Lemoine et al.)

On parle souvent de « trilogie ophiolitique » (péridotites serpentinisées, gabbro, basaltes). Elle est bien visible au Chenaillet, près du col du Montgenèvre, mais ce massif est un cas exceptionnel (fig. 6). Le plus souvent, les ophiolites alpines sont seulement des péridotites serpentinisées qui n'ont exsudé que très peu de gabbros (sous forme de filons ou de poches locales) et encore moins de basaltes. Ces caractères sont ceux de dorsales à expansion lente (0,5 à 1, parfois 2 cm/an) fréquentes dans l'Atlantique. Dans les dorsales rapides, de type Pacifique, on a 2 à 3 km de basaltes sur 4 à 5 de gabbros, avec une vitesse d'expansion de 10 à 15 cm/an.

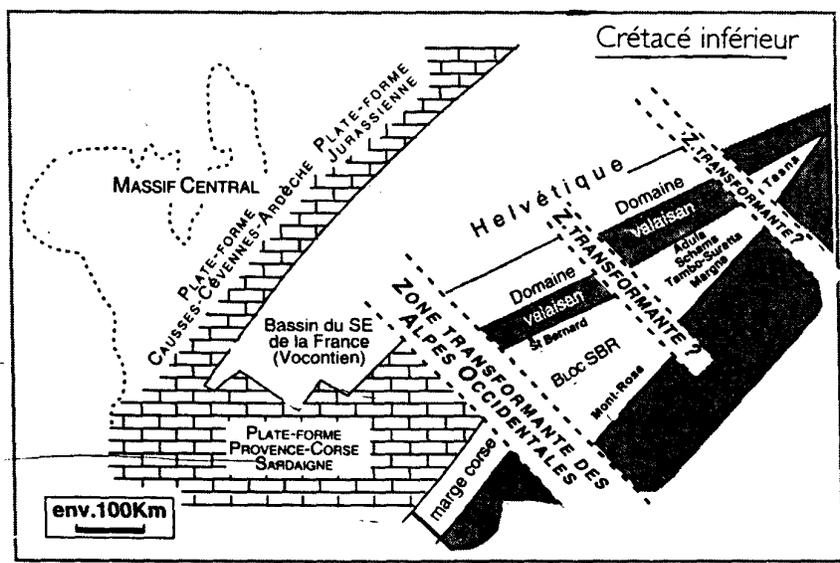
Au dessus des ophiolites alpines, viennent des sédiments typiquement océaniques, comme des radiolarites. Les plus anciens de ces sédiments, des radiolarites précisément, ont donné des radiolaires de la limite Jurassique moyen-Jurassique supérieur (-150 Ma).

L'expansion océanique se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé inférieur (-100 Ma), époque à laquelle commence la subduction qui va faire disparaître cet océan sous la marge sudalpine. Ce sont les Alpes orientales qui permettent de l'affirmer car les premiers chevauchements de cette marge (nappes austroalpines) débutent au Cénomanién et les sédiments océaniques y montrent un détritisme ophiolitique d'âge crétacé supérieur traduisant la destruction des premières rides ophiolitiques sous-marines. L'expansion aura donc duré 50 Ma environ. Avec un taux de 0,5 à 2 cm/an, on obtient un espace océanique de 250 à 1000 km de large. Ce n'est pas un océan mais un golfe océanique, du type du golfe d'Aden, c'est-à-dire une fissure crustale élargie.

L'élargissement du domaine océanique, quelle que soit sa valeur réelle, entraîne que les marges bordières échappent au flux thermique mantellique. Les blocs s'affaissent et sont envahis par la mer, une mer profonde où se déposent des vases calcaires pélagiques fines.

Si l'orientation primitive de l'océan alpin est connue (c'est celle du rift originel, SW-NE), sa forme reste inconnue car il faudrait pouvoir effacer le plissement alpin, c'est-à-dire dérouler les nappes, et tenir compte des décalages causés par le jeu des failles transformantes. Le schéma de la fig. 7 n'est donc qu'une hypothèse parmi bien d'autres.

Fig. 7 (d'après Lemoine et al., simplifiée)



La découverte et l'histoire de l'éphémère océan alpin représentent l'une des découvertes majeures de ces vingt dernières années.

**Le Crétacé supérieur.** C'est une époque très importante de l'histoire alpine car elle va manifester les conséquences d'un événement majeur de la tectonique des plaques, l'ouverture de l'Atlantique.

*Celle de l'Atlantique sud* déplace l'Afrique vers le N. L'espace océanique téthysiense se réduit, ce qui signifie que l'océan liguro-piémontais va peu à peu se refermer par subduction.

*Celle de l'Atlantique nord* ouvre le golfe de Gascogne en faisant coulisser l'Espagne par rapport au reste de l'Europe, ce qui entraîne une fracturation du SE de la France et la transformation du rift valaisan en golfe océanique.

Autrement dit, le Crétacé supérieur voit la fermeture d'un océan et la naissance d'un autre.

**La fin de l'océan liguro-piémontais.** Les sédiments néocrétacés de cet océan, tout au moins ceux qui n'ont pas été définitivement engloutis dans la subduction, ont été métamorphisés lors du plissement alpin et ont donné les célèbres *Schistes lustrés*, très monotones et donc restés longtemps indéchiffrés. Ce n'est plus le cas. La découverte de très rares microorganismes a permis d'en établir la stratigraphie. Le Jurassique supérieur-Crétacé inférieur reste très mince si bien que l'essentiel de la formation est crétacé supérieur. Ce sont des calcaires pélagiques, finement détritiques, qui ont été datés du Cénomaniens-Turonien-Sénonien inférieur.

Le Sénonien supérieur n'a pas été caractérisé paléontologiquement sauf sous un faciès détritique et rythmique (alternances calcaires et pélites, voire grès et pélites), le *flysch à helminthoïdes* (du nom des pistes de reptation d'un animal inconnu). L'origine sudalpine de son matériel détritique montre qu'une bonne partie, sinon la totalité de ce flysch, vient du voisinage de la marge de ce nom.

Probablement à cause de cette position très interne, pratiquement sudalpine, il a échappé au métamorphisme en se décollant très tôt et en glissant vers l'extérieur de la chaîne (Embrunais, Préalpes) en une ou plusieurs nappes superficielles et gravitaires.

La stratigraphie des Schistes lustrés est une des grandes découvertes de la dernière décennie.

*La disparition de l'océan liguro-piémontais* est classiquement considérée comme due à un phénomène de **subduction**. Reste à le confirmer par les deux critères du phénomène, le métamorphisme de haute pression-basse température (HP/BT) des termes engloutis (« subduits ») et l'arc volcanique calco-alcalin de la marge chevauchante.

*1 - Métamorphisme HP/BT des produits subduits* et, notamment, des ophiolites qui sont transformées en éclogites vers 40 à 80 km de profondeur. Cette condition a paru longtemps remplie car les éclogites alpines donnaient des âges crétacé supérieur. Or, à partir de 1996, le développement des méthodes radiométriques montra que ces âges étaient erronés et que ces éclogites étaient toutes *éocènes* (entre 60 et 40 Ma, éocène inférieur à moyen).

Les éclogites réellement crétacées auraient définitivement disparues en profondeur mais, à l'Eocène, elles auraient pu tirer vers la profondeur, la croûte océanique contiguë à la marge européenne. On peut cependant se demander si leur volume et leur poids étaient suffisants, compte tenu de la modestie de l'océan, pour lui faire atteindre des profondeurs de 40 à 80 km.

Malgré cette réserve, la première condition peut être considérée comme remplie.

2 - *Arc volcanique crétacé supérieur, calco-alcalin.* Cet arc manque totalement. De nombreuses explications ont été données de cette absence, dont aucune n'est convaincante (fig. ci-dessous).

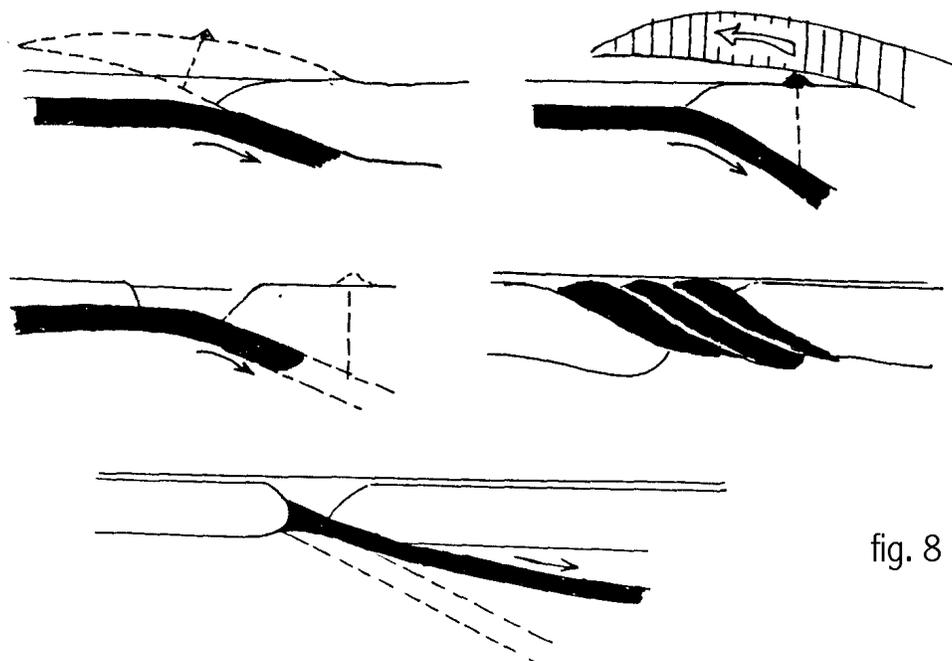


fig. 8

Les dispositions A et B ne sont applicables qu'aux Alpes orientales. Les autres n'enfoncent pas la croûte océanique à la profondeur suffisante pour expliquer le métamorphisme de HP.

Ainsi, la subduction alpine, bien qu'admise par tous les auteurs, pose un problème mal résolu.

***La naissance de l'océan valaisan***

Il n'intéresse que les Alpes suisses, d'où son nom. Il se développe au Crétacé supérieur à partir du petit rift qui marquait, depuis le Lias, la limite des zones internes et externe. On ignore la largeur maximum de ce miniocéan valaisan. En revanche son extension longitudinale est assez grande car ses restes apparaissent dans les fenêtres de l'Engadine et des Tauern, ouvertes par l'érosion à travers les nappes austroalpines. Son caractère océanique est déduit de la présence d'ophiolites, mais celles-ci sont peu abondantes et les péridotites exceptionnelles. Il n'était peut-être pas entièrement océanisé.

Un autre problème le concernant est la nature de ses rapports avec le sillon nord-pyrénéen qui marque bien le coulissage crétacé pyrénéen. Aucune continuité n'existe entre eux, si ce n'est un réseau de failles compliqué au travers du Languedoc et du bassin subalpin.

Pourtant, des géologues suisses ont émis l'hypothèse de cette continuité entre les deux fissures. Ce serait le plissement alpin qui l'aurait refermée, sans en laisser de traces.

Cette hypothèse a une conséquence immédiate, à savoir que, au Crétacé supérieur, la zone Briançonnaise, ainsi que l'axe corso-sarde, appartiendraient au bloc ibérique en mouvement, dont ils représenteraient une apophyse nord (fig. 9).

Fig. 9 (en partie d'après Agard et Lemoine)

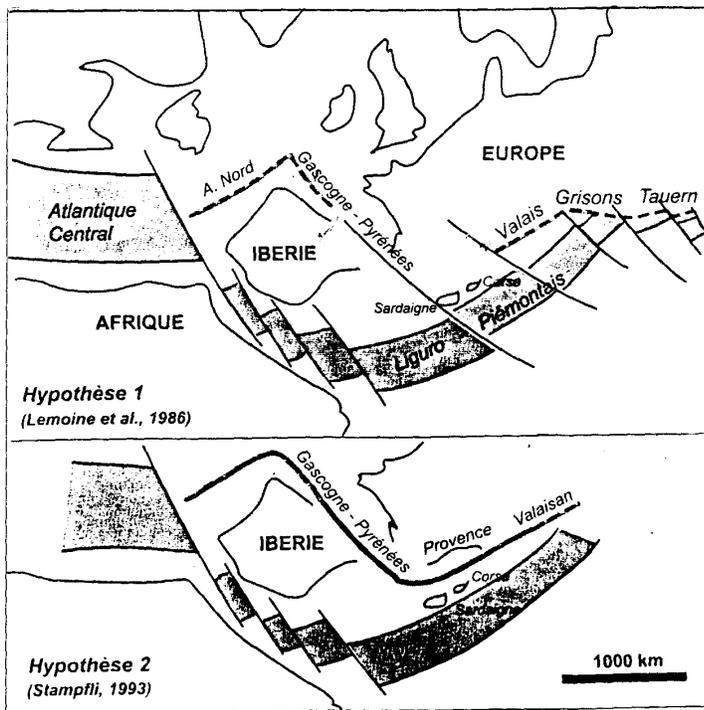
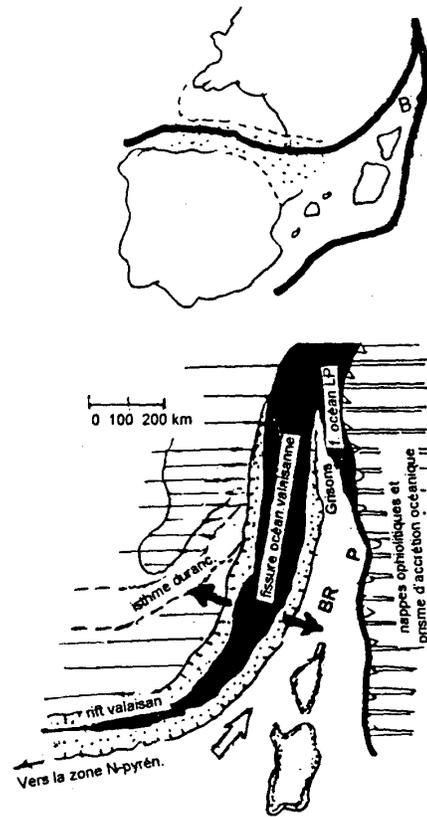


fig. 9



Ce schéma expliquerait que le Briançonnais ait l'air de se terminer en pointe entre les deux hiatus océaniques au niveau des Grisons (voir fig. 7). Mais il se heurte à l'absence totale de traces d'un sillon continu des Pyrénées au Valais à travers le SE de la France, ce qui est difficile à admettre vu le faible raccourcissement de ce domaine intermédiaire, alors que dans les Pyrénées et les Alpes, où le raccourcissement a été considérable, sillon nord-pyrénéen et sillon valaisain ont persisté. Le décrochement des Alpes occidentales, évoqué précédemment, n'est pas non plus pris en compte.

Ces discussions montrent la fragilité de nos reconstitutions paléogéographiques.

Comme l'océan liguropiémontais, le sillon océanisé valaisain disparaît probablement par subduction à la fin du Crétacé ou au tout début du Tertiaire, sans plus de preuves concrètes de ce mécanisme.

## 2. L'histoire du domaine alpin au Tertiaire

La remontée de l'Afrique vers le N, poussant devant elle le microcontinent apulien, provoque la fermeture du domaine océanique et la collision des marges qui vont devenir un empilement d'écaillés ou de nappes à matériel océanique (donc à socle ophiolitique) ou appartenant aux deux marges en présence (donc à socle gneissique).

Le rapprochement des deux marges a d'abord provoqué, au Crétacé supérieur, la formation d'un « prisme d'accrétion océanique » constitué de sédiments océaniques raclés par le front de la marge sudalpine et poussés jusqu'au contact de la marge opposée. Des copeaux de croûte océanique raclés (« scalpés » disent certains auteurs) s'ajoutent aux sédiments ainsi transportés.

La suite de l'évolution varie suivant les transversales.

*Dans les Alpes occidentales*, lors de la collision, la tranche la plus superficielle de ce prisme océanique peut être charriée sur la marge européenne et échapper ainsi au métamorphisme (comme le flysch à helminthoïdes ou l'écaïlle ophiolitique du Chenaillet). Quant aux parties plus profondes, elles s'écrasent contre cette marge européenne, sont clivées avec elle, l'ensemble formant un « prisme d'accrétion orogénique » où se développera un métamorphisme lié à l'échauffement et à la pression lithostatique (croûte épaissie) ou tectonique.

Dans les Alpes orientales, le processus est différent en ce sens que le prisme orogénique est recouvert par la marge sudalpine chevauchante (nappes austroalpines).

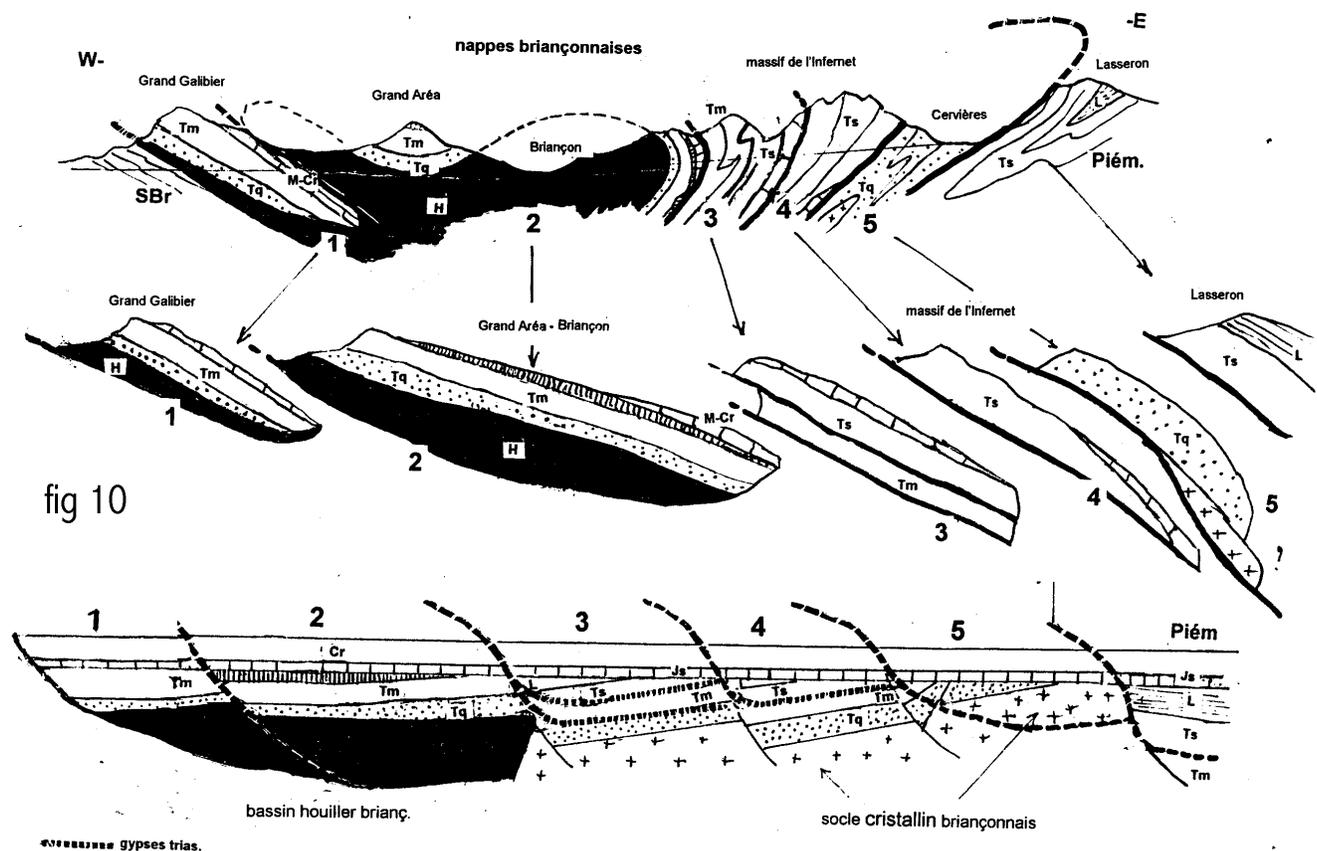
Le but de cet exposé n'est pas de décrire les structures alpine des diverses transversales mais d'attirer l'attention sur quelques aspects de l'évolution de la chaîne, soit qu'ils illustrent bien les idées actuelles, soit qu'ils posent problèmes.

**L'inversion tectonique**

C'est le rejeu en failles de chevauchement (failles « inverses ») des failles listriques limitant les blocs basculés de la marge. Elle est classiquement invoquée pour les petits blocs des massifs cristallins externes, peu déformés. Toutefois un point de vue différent a été présenté récemment (M. Gidon, site internet Geol-Alp), ainsi qu'une interprétation alternative conduisant à restreindre, voire à nier le rôle de l'inversion dans ces massifs cristallins externes.

Dans les zones internes, l'application de l'inversion à la genèse des nappes a été très utilisée, mais reste une hypothèse. Il faut reconnaître qu'elle est d'une grande souplesse car les failles listriques, s'horizontalisant en profondeur, peuvent très bien se terminer dans des niveaux de décollement variés (des niveaux de gypse par ex.) et provoquer ainsi le départ de nappes de constitution différentes

Sur la fig.10, on a pris l'exemple des nappes briançonnaises entre le col du Galibier et la région de Briançon- Cervières.



Malgré son caractère hypothétique, cette notion d'inversion tectonique des failles listriques a été un grand succès et son application aux Alpes s'est révélée particulièrement fructueuse.

Mais il ne faudrait pas en déduire que toutes les failles synsédimentaires anciennes ont automatiquement joué en failles inverses. On connaît de nombreux exemples de structures distensives Jurassiques ou Crétacées restées intactes après le plissement alpin, même dans les zones internes.

Un autre cas un peu particulier est celui des failles qui devaient constituer la zone transformante Pelvoux-Argentera : elles y découpaient la marge en lanières parallèles plus ou moins régulières, d'affinités dauphinoise ou briançonnaise, sans parler de faciès particuliers et locaux liés au jeu des failles de ce faisceau. Ces lanières seront disloquées à l'Eocène supérieur quand la nappe du flysch et de faciès variés, parfois inconnus en Savoie, les recouvrira en nappes gravitaires (fig. 11).

Ainsi s'explique que, dans l'Embrunais, la zone subbriançonnaise, si homogène et si régulière en Savoie, n'est plus faite que d'écaillés disjointes entraînées à la base du flysch et de faciès variés, parfois inconnus en Savoie.

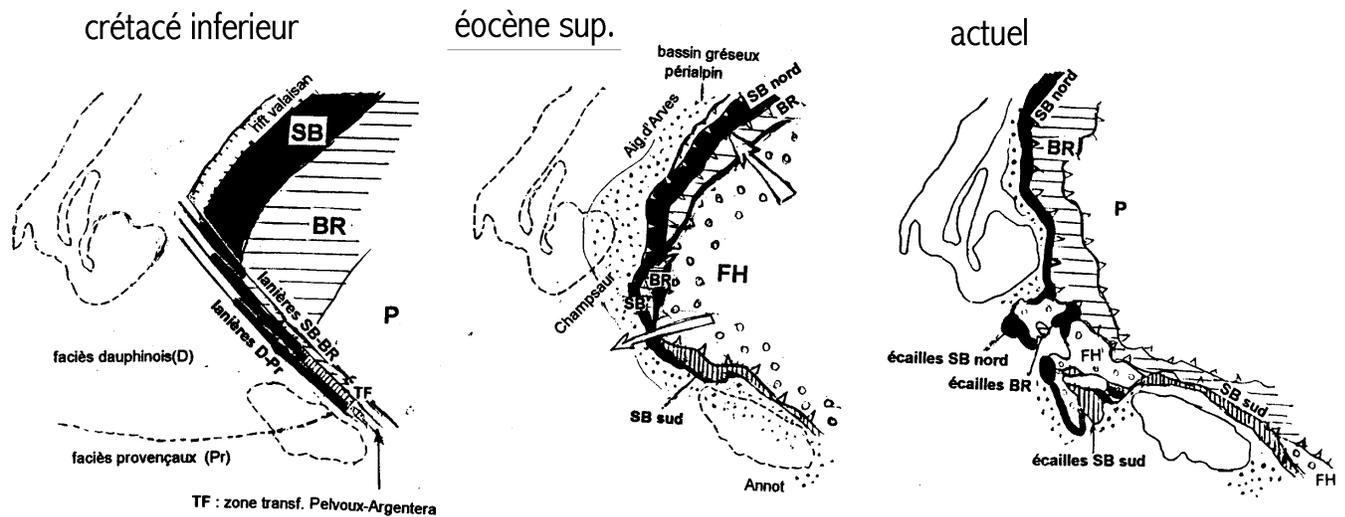


fig. 11

### *Les relations tectonique-métamorphisme.*

On a dit précédemment que le prisme océanique et le prisme orogénique, intriqués l'un dans l'autre lors de la collision des marges, ont été affectés ensemble de métamorphismes de faciès variés. Ces actions métamorphiques se sont produites pendant tout l'Eocène elles sont donc contemporaines de la fin de la subduction et de la collision.

Elles sont d'abord à *faciès schiste bleu* (HP/BT), avec *éclogites* pour les ophiolites, impliquant des profondeurs de 40 à 80 km (et même 100 km pour les unités contenant une variété de quartz de HP, la coésite). Elles affectent d'abord les unités les plus internes, piémontaises, entre 60 et 40 Ma (Eocène inférieur-moyen), puis les unités briançonnaises, vers 40-38 Ma (Eocène supérieur, ce qui est logique puisque la série sédimentaire briançonnaise monte jusqu'à l'Eocène moyen).

Ensuite apparaît le *faciès schiste vert*, daté de 38-35 Ma environ, plus général et moins profond (15-20 km) que le précédent qu'il n'efface pas complètement.

Ce sont les faciès de HP/BT qui posent problème avec la profondeur exigée pour leur métamorphisme (jusqu'à 100 km pour les schistes à coésite !). En effet ces chiffres paraissent incompatibles avec le seul écrasement du prisme tectonique. Ils ne peuvent être expliqués que par la poursuite du mouvement subductif, c'est-à-dire que les unités correspondantes, bien qu'appartenant à la marge européenne, devaient être tractées elles aussi en profondeur par la croûte océanique contiguë, comme on l'a dit à propos de la subduction alpine.

Est-ce possible mécaniquement : la croûte continentale légère peut-elle s'enfoncer autant dans un milieu de forte densité alors qu'elle est tirée par une croûte océanique modeste en volume ? Et a-t-on le temps, surtout pour les unités Briançonnaises tardivement subduites ? Ce qui pose le problème des vitesses d'enfoncement et surtout de remontée puisque les métamorphites de HP/BT devront remonter jusqu'aux limites du faciès schiste vert à l'Eocène supérieur, et ceci suffisamment vite pour conserver leurs paragenèses de haute pression-basse température. Par quels mécanismes ? Telles sont les difficultés de cette explication du métamorphisme alpin.

*L'enfoncement* peut être expliqué par la poursuite du mouvement subductif. Sa vitesse serait donc celle de l'expansion océanique (0,5 à 2 cm/an) *si elle n'est pas perturbée par la pression tectonique liée à la collision.*

*La remontée* est plus difficile à chiffrer. Les courbes de refroidissement des minéraux de métamorphisme de HP donnent des chiffres de l'ordre de 0,5 à 5 cm/an. La remontée peut donc bien être plus rapide que la descente.

Ces chiffres appliqués aux chemins parcourus donnent des résultats plausibles car 1cm/an représente 10km/Ma.

Pour expliquer la remontée, on invoque généralement des raisons gravitaires, c'est-à-dire la poussée d'Archimède car les gneiss et les sédiments associés sont des roches légères qui ont tendance à remonter dès que la traction qui les affecte diminue ou cesse, et ce d'autant plus qu'elles se sont enfoncées dans un milieu très dense et que la pression latérale tend aussi à les chasser vers la surface.

Une explication plus originale est celle de l'*underplating*, c'est-à-dire la mise en place successive de lames superficielles, froides, issues du front de la chaîne, qui s'enfilent sous les unités plus internes. Elles forment un écran thermique ralentissant la montée des isogéothermes, d'une part, et soulèvent la pile des unités déjà charriées en la rapprochant de la surface où règne l'érosion, d'autre part, deux faits qui favorisent un refroidissement rapide.

Mais puisque cet *underplating* fait intervenir des unités plus externes, il ne peut se produire qu'après la fin de leur série sédimentaire, donc après l'Eocène moyen, donc au cours de la crise éocène supérieur. Les unités métamorphosées antérieurement en faciès de HP ne pourront en profiter que si elles sont déjà remontées au niveau du prisme d'accrétion correspondant.

C'est ce que montre en effet le massif de Dora-Maira (fig. 12) qui est fait de plusieurs unités superposées, métamorphosées en faciès de HP, surmontant une nappe d'origine pennique frontale à la base (fenêtre de Pignerol où apparaîtrait la zone Briançonnaise). Parmi les unités sus-jacentes, piémontaises ou océaniques, l'une contient de la coésite. Elle serait donc remontée de 100 km alors que celle de Pignerol n'est jamais allée aussi bas pour la soulever. *L'unité à coésite était donc déjà remontée quand l'unité Briançonnais s'est glissée sous elle, ce qui confirme que sa remontée a été rapide.*

Ces considérations montrent que la genèse du prisme d'accrétion orogénique met en jeu des phénomènes mécaniques complexes et encore discutés. Néanmoins, inspirées des idées de la tectonique globale, elles représentent un grand progrès dans l'interprétation du plissement alpin, ne serait-ce que par les contraintes qu'elles imposent aux schémas proposés.

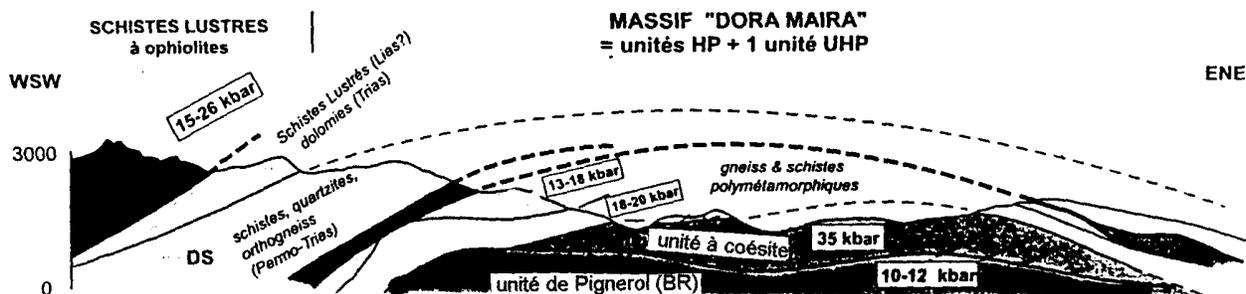
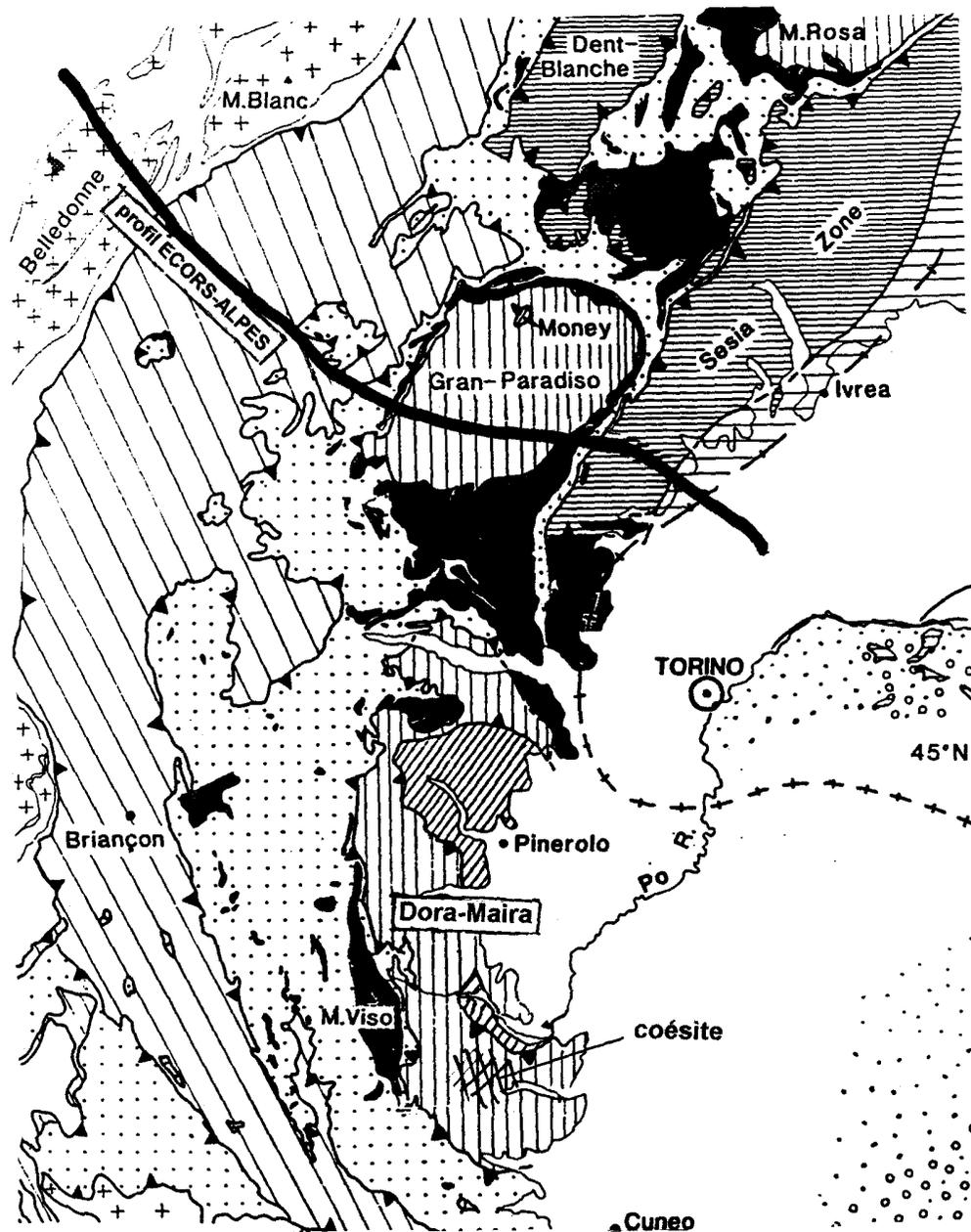
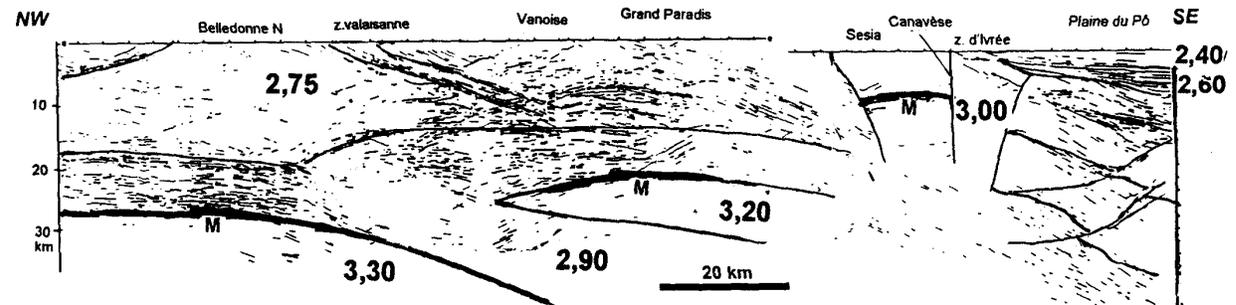
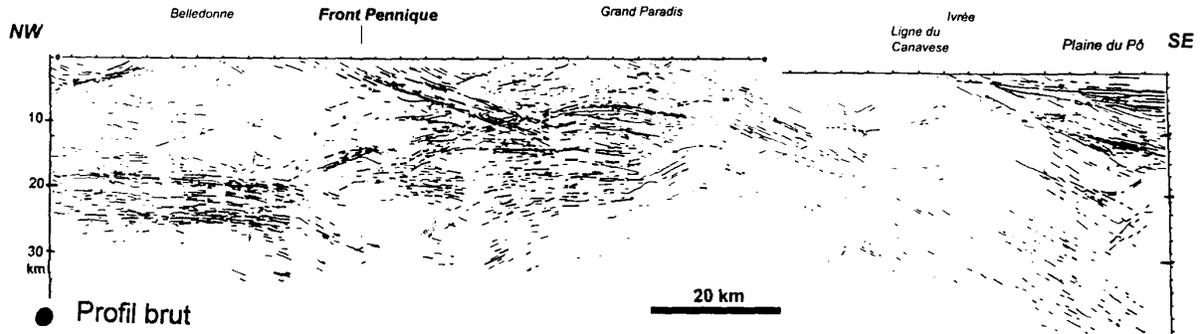


Fig. 12 (d'après A.Michard et al., *Tectonophysics*, 1993, simplifiée)

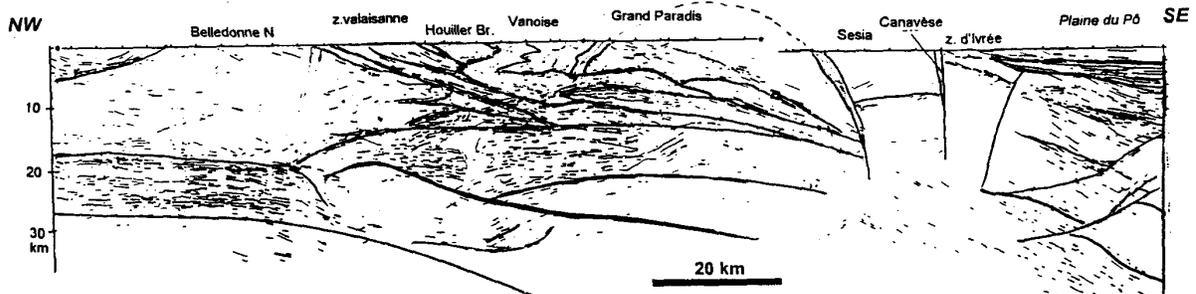
### La structure de la croûte et du manteau sous les Alpes.

Si j'évoque cette question, c'est parce que c'est l'une des préoccupations actuelles des tectoniciens et géophysiciens alpins. Il est encore un peu tôt pour que s'en dégagent des idées nettes, aussi je me contenterai d'évoquer ce que nous a appris à ce sujet le profil ECORS-ALPES réalisé en 1986-1987 (fig. 13. Pour son tracé, voir fig. 12)).

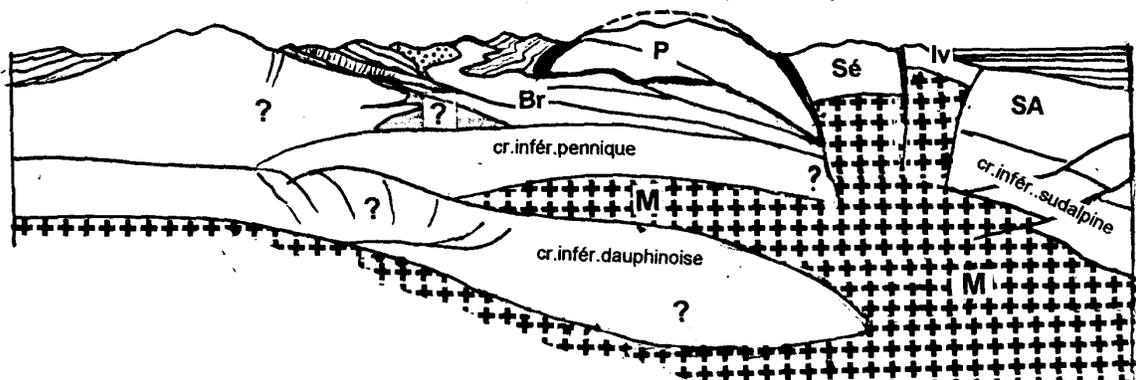
Fig. 13: ... Profil ECORS-ALPES



- Superposition des données gravimétriques et sismiques au profil brut : une écaïlle de manteau apparaît au sein de la croûte continentale inférieure



- Profil complété par l'interprétation des structures profondes et l'introduction des données de surface



- Interprétation. De nombreuses incertitudes subsistent, notamment dans la structure interne du massif de Belledonne et dans le socle pennique.

Cette coupe rassemble des informations tirées des études sismiques et gravimétriques. Elle confirme que, sur la transversale des Alpes franco-italiennes, le manteau se rapproche bien de la surface, provoquant une anomalie gravimétrique, la célèbre *anomalie d'Ivrée*, ce qui n'a rien d'étonnant puisque ce manteau affleure localement, au N de Turin, dans le massif péridotitique de Lanzo. Mais ce qui est plus intéressant, c'est l'existence d'une écaïlle mantellique chevauchante vers l'W, sous les zones internes, et d'un écaillage à vergence Est du manteau sous-apulien.

En revanche, la tectonique de la croûte alpine se révèle complexe : la croûte inférieure litée prend une importance insoupçonnée en participant à l'écaillage du manteau, tandis que la croûte supérieure se clive en donnant des structures que l'on a du mal à comprendre. Les nombreuses interprétations publiées restent très incertaines. La fig. 14 en donne un exemple souvent reproduit.

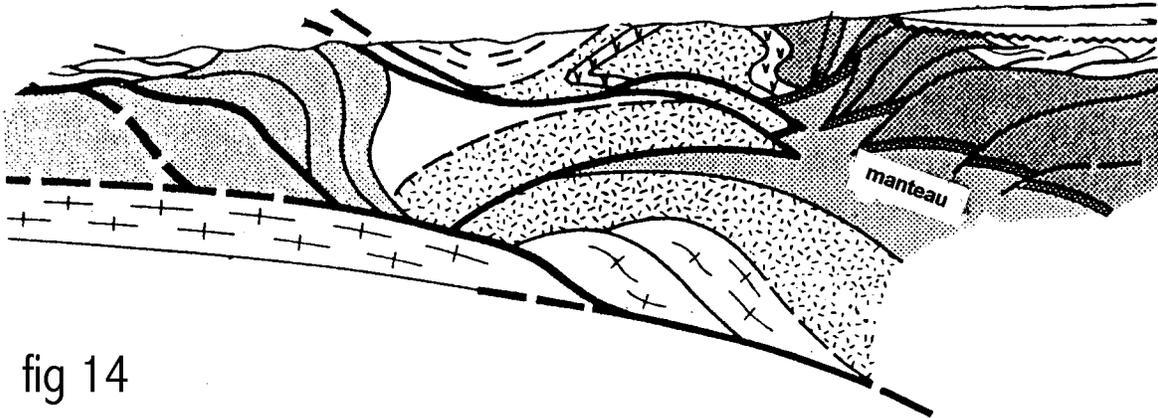


fig 14

(d'après F.Roure et al., *Mém.Soc.Géol.Fr.*, 1990, n°256)

Pour ce qui est du front pennique, deux accidents très nets sont diversement interprétés : soit un rejeu tardif des anciens plans de chevauchement SB+Val, soit un affaissement des zones internes glissant sur le bord Est de Belledonne en cours de soulèvement.

Bref, le profil ECORS-ALPES est à la fois un succès pour les informations qu'il apporte et un semi-échec pour la difficulté de comprendre les structures qu'il révèle.

### ***Le soulèvement des Alpes***

Le début du soulèvement peut être fixé au moment où arrivent les premiers produits détritiques fluviaux ou torrentiels dans les bassins sédimentaires situés à la périphérie de la chaîne. Il s'agit de l'*Oligocène moyen*, côté italien, et du *Miocène supérieur*, côté français, ce qui est conforme aux dates du plissement paroxysmal de ces deux versants.

### ***La vitesse du soulèvement***

Pour ce qui est des vitesses actuelles, on utilise des mesures de nivellement précises séparées par un laps de temps suffisant ou le G.P.S (Global Positioning System par satellite). Elles sont de 1 à 2 mm/an au maximum, chiffre très élevé (1 à 2 km par million d'années !) que l'on ne peut donc appliquer uniformément à tout le Tertiaire. Inversement, on a pu constater que d'autres régions alpines sont en cours d'affaissement (Ubaye par exemple).

Pour les soulèvements tertiaires, on utilise le refroidissement des minéraux de métamorphisme, déjà évoquée (0,5 à 5 cm/an). On a pu voir ainsi que les zones internes franco-italiennes, actuellement en cours d'affaissement, avaient eu une surrection rapide à l'Oligocène.

*La hauteur maximum du soulèvement.* Elle est extrêmement difficile à apprécier. Le refroidissement des minéraux peut être accéléré par une haute altitude de la chaîne. Des refroidissements anormalement rapide ont donc été ainsi expliqués par certains minéralogistes et leur auraient permis de tenter une évaluation de la hauteur maximum atteinte par les Alpes, qui serait, pour eux, de l'ordre de 6000 m, ce qui reste tout à fait hypothétique.

Plus intéressantes sont les considérations sur la fragilité des chaînes particulièrement élevées.

On pense actuellement que l'altitude maximum atteinte par une chaîne dépend de l'intensité du resserrement tectonique qui lui a donné naissance, et que cette altitude ne se conserve qu'autant que la pression « aux limites » agit. Dès qu'elle s'atténue ou cesse, l'édifice n'est plus en équilibre et va s'étaler grâce au jeu de « failles de détachement », peu inclinées, suivant lesquelles des panneaux glissent par gravité sur les flancs de la chaîne (« dénudation tectonique »). Nous avons évoqué, à propos du profil ECORS-ALPES, le cas des deux failles fraîches et peu inclinées du front pennique, qui pourraient être des failles de détachement sur les flancs de Belledonne en cours de soulèvement.

*Le mécanisme du soulèvement.* Il est dû à l'épaississement de la croûte terrestre par raccourcissement (plis et nappes empilées), c'est-à-dire à la poussée d'Archimède géologique dite *isostasie*. La subduction a contribué aussi à épaissir la lithosphère.

Un bombement en voûte de l'édifice comprimé, tardif, est également à envisager.

**Conclusion.** Contrairement à ce que pourraient laisser supposer les nombreuses synthèses alpines des deux dernières décennies, il y a encore beaucoup à faire dans les Alpes. Mais on aura remarqué combien les recherches actuelles essaient de se baser sur des chiffres (longueur des déplacements, évaluation des P/T pour les actions crustales profondes, vitesse des phénomènes, etc.) et s'intéressent de plus en plus aux phénomènes profonds. Ce qui signifie que les recherches à venir ne seront plus celles que l'on a poursuivies pendant 150 ans. C'est dans le domaine des nouvelles techniques telles que la géophysique, la géochimie, la géochronologie ou le paléomagnétisme, que l'on peut attendre du nouveau. La géologie de surface, classique, n'est cependant pas morte. Les nouvelles idées qui vont apparaître obligeront certainement à aller revoir le terrain pour en trouver les conséquences de surface.

#### Quelques ouvrages de base :

**J. Debelmas** – 1999. La géologie des Alpes, *in* Les Alpes (11 co-auteurs), La Bibliothèque du Naturaliste, Delachaux et Niestlé, (p. 9-65).

**M. Lemoine, P-Ch. de Graciansky, P. Tricart** – 2000. De l'océan à la chaîne de montagnes, tectonique de plaques dans les Alpes. *Coll. Géosciences*, Soc.géol. de France et Gordon & Breach Sc. publ., 207 p.

**Ph. Agard et M. Lemoine** – 2003. Visages des Alpes : structure et évolution géodynamique. Commission de la Carte géologique du Monde, Maison de la Géologie, 77 rue Cl. Bernard, 75005 Paris, 48 p.

Voir aussi le site internet de **M. Gidon** sur la Géologie des Alpes (mises à jour périodiques) :  
[www.geol-Alpes.com](http://www.geol-Alpes.com)