

4^{ème} Partie

CONCLUSIONS GÉNÉRALES

1. – BILAN DE L'ÉTUDE

1. 1. En ce qui concerne les Schistes lustrés

Le premier résultat de ce travail est l'établissement d'un découpage lithostratigraphique cohérent des Schistes lustrés de la chaîne frontière franco-italienne entre l'Arc en France et la Doire Ripaire en Italie. La logique d'organisation mise en évidence et résumée sur les figures 146 et 147 s'intègre dans celles établies, d'une part, sur le transversale du Queyras par Lagabrielle [1987] et Lagabrielle et Polino [1988], d'autre part, sur la transversale du Valais par Marthaler [1984] et Sartori [1987]. L'ensemble de ces données a d'ailleurs donné lieu à une publication synthétique en 1992 [Deville *et al.*].

* Dans les unités piémontaises *s.s.*, issues de la marge nord-téthysienne, comme dans les unités liguro-piémontaises, issues de l'océan téthysien, l'essentiel des Schistes lustrés est formé par des calcschistes et des marbres marqués par une sédimentation détritique d'origine mixte océanique et continentale, liée à la fermeture de l'aire océanique.

* Les datations des vestiges fossiles ainsi que les intervalles radiochronologiques caractérisant les premiers épisodes métamorphiques convergent tous vers une seule conclusion : ces Schistes lustrés appartiennent au Crétacé supérieur. Nous avons donc affaire à des formations syn-orogéniques néocrétacées.

* Les caractères de base du modèle d'évolution proposé en ce qui concerne la fermeture de l'océan téthysien sont, d'une part l'écaillage intra-océanique et, d'autre part, la polarité des chevauchements, à vergence vers la marge européenne de l'océan. Nous pensons que ces derniers s'initient précisément sur cette marge de l'océan et se développent en direction de l'autre marge. Le ou les prismes qui s'individualisent ne peuvent pas s'apparenter directement aux prismes connus notamment au niveau des arcs insulaires (le prisme de la Barbade, dans les Antilles par exemple [décrit par Beck *et al.*, 1988]). Dans ce dernier, en effet, on relève que la croûte océanique ne participe pas au prisme d'accrétion.

Les résultats obtenus sur la chaîne frontière peuvent être étendus sans difficulté aux autres secteurs étudiés.

* Le massif de Sesia, tout d'abord. Il supporte une couverture décollée, similaire à celle que supportent aussi les massifs cristallins internes, du type Dora Maira ou

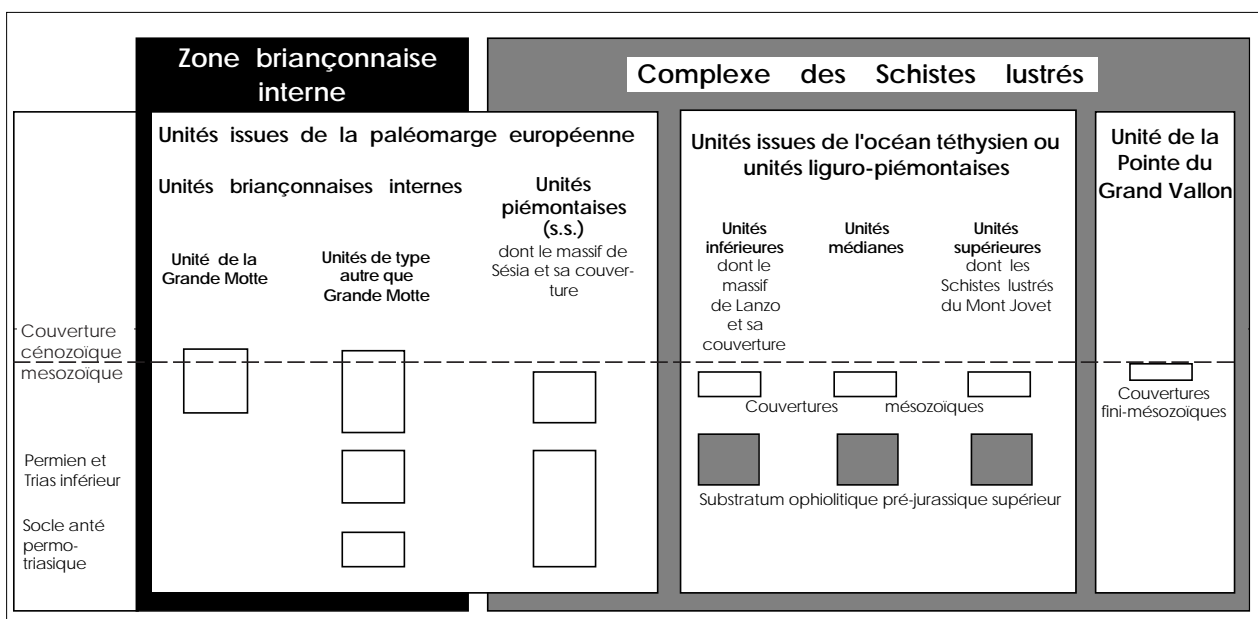


FIG. 146. – Schéma d'organisation des diverses unités de Schistes lustrés sur la transversale étudiée.

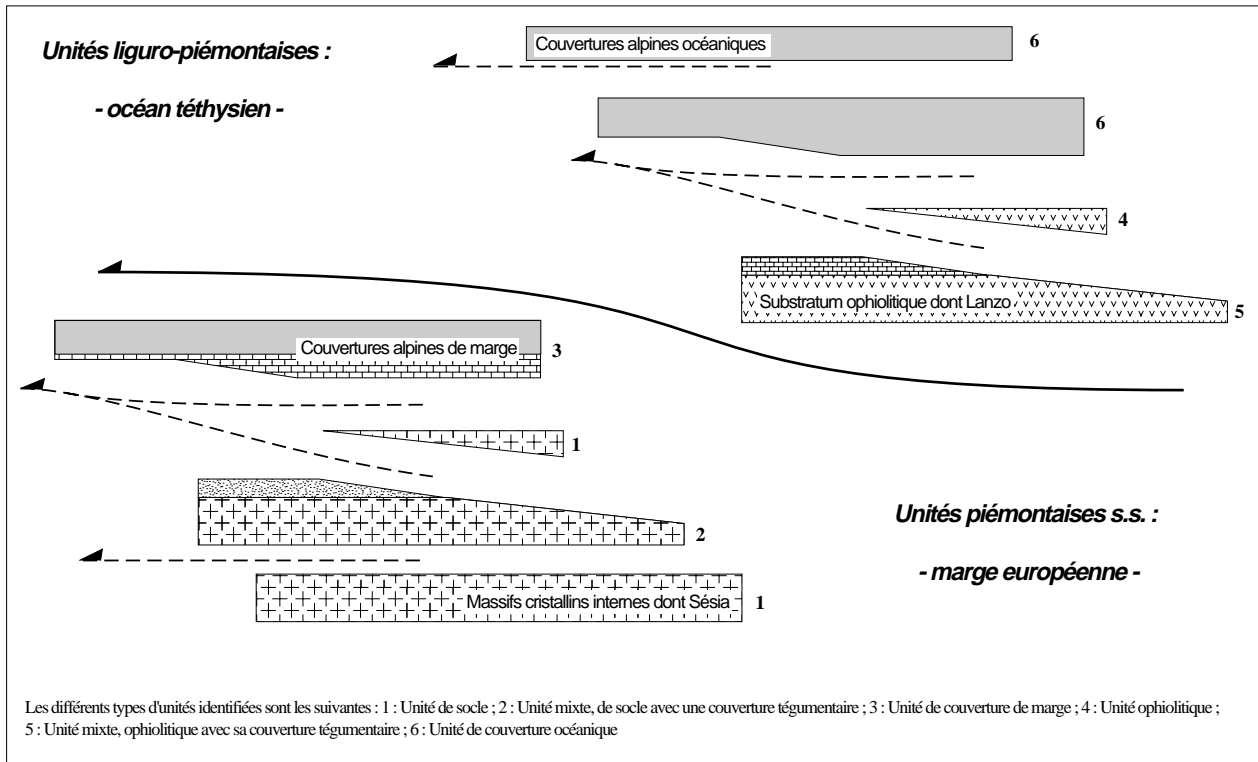


Fig. 147. – Schéma général de superposition tectonique des ensembles structuraux du complexe des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes du Nord.

Grand Paradis. Nous lui avons donc assigné, à l'alpin, une position piémontaise s.s.

* Le massif de Lanzo ensuite. Il forme quant à lui, la base, vraisemblablement stratigraphique, de Schistes lustrés tout à fait parallélisables avec ceux des unités liguro-piémontaises inférieures. Il participait donc de l'océan téthysien.

Dans les deux cas, les données sur le métamorphisme ne s'opposent pas à une telle conception.

* Les Schistes lustrés du Mont Jovet enfin. Ils comprennent un soubassement ultrabasique, tectoniquement réduit et des calcschistes à faciès généralement plus fins que ceux de la chaîne frontière. L'âge de ces Schistes lustrés n'a pu être déterminé. L'essentiel paraît bien Crétacé supérieur ; cependant, certaines alternances pourraient, pour partie au moins, appartenir au Crétacé inférieur à moyen.

Ils s'intègrent plutôt dans l'évolution des unités liguro-piémontaises supérieures.

1. 2. En ce qui concerne la zone valaisanne

* Outre les formations classiques qui le composent, le Flysch valaisan comprend aussi et à sa base, des successions de schistes et de calcschistes à blocs,

généralement d'épaisseur modeste, métrique à décamétrique.

On peut se poser la question de savoir si, certaines successions à blocs, initialement attribuées au Dogger sans preuves déterminantes, d'épaisseur beaucoup plus importante et parfois à blocs gigantesques, décamétriques à hectométriques, ne pourraient pas en fait faire partie intégrante du Flysch valaisan.

* Le Flysch valaisan repose stratigraphiquement sur les Roches vertes du Versoyen. Ces dernières sont formées par un ensemble sédimentaire, non daté, jurassique ou Crétacé ? (actuellement schisteux ou calcschisteux), recoupé par un complexe de sills volcaniques.

Ces roches vertes sont considérées comme le produit d'un magmatisme propre à la zone valaisanne, autochtone donc, et lié à une zone de croûte amincie ou à un rift intracontinental.

* Le Flysch valaisan est d'âge crétacé supérieur. Il est en effet nécessairement post Barrême-Aptien puisqu'il remanie des Orbitolinidés appartenant à cet intervalle. Il est en même temps anté-Crétacé supérieur terminal si l'on retient l'intervalle 60-70 Ma comme période du métamorphisme des Roches vertes [Schurch, 1987] et par extension, du Flysch qui les recouvre stratigraphiquement.

* Le modèle d'évolution retenu s'inspire de celui proposé par Stampfli en 1993, dans lequel la zone valaisanne apparaît comme un système dépendant de celui des Pyrénées, notamment de la zone nord-pyrénéenne.

1. 3. Les principaux repères

Nous déduisons des données précédentes, que la suture téthysienne, dans la région étudiée, est issue de l'évolution de deux domaines océanisés distincts, nés tous deux sans doute dans les mêmes conditions d'extension par décrochement.

- A l'Est ou vers l'Est - Sud-Est, il s'agit de l'océan téthysien. Ouvert à partir du Jurassique moyen-supérieur, son expansion se poursuit jusque dans le Crétacé inférieur. Il séparera deux marges que l'on peut qualifier de passives et ne dépassera vraisemblablement jamais plus de cinq cents kilomètres de large.

- A l'Ouest ou vers l'Ouest - Nord-Ouest, à l'intérieur de la marge européenne, c'est le rift valaisan. Il naît pendant la période du rifting téthysien mais ne conduira qu'à une océanisation, ou des océanisations, réduites dans l'espace d'une part et limitée dans le temps, sans doute au Crétacé inférieur, d'autre part.

De l'ensemble des étapes évolutives de la suture téthysienne trois nous paraissent essentielles.

1. 3. 1. L'étape du rifting. De la fin du Trias jusqu'au Dogger

* Les marges de l'océan sont préformées au cours de cette étape et une première paléogéographie alpine se met en place.

* Dans l'état actuel de nos connaissances, il est difficile de préciser l'origine structurale exacte et la position géographique des dislocations principales qui conduiront aux ouvertures océaniques. Nous supposons tout au plus (voir plus loin) que cette étape prolonge la période de désépaississement fini-paléozoïque et répond en même temps aux sollicitations tectoniques liées à la dislocation de la Pangée. Ainsi, dans ce cadre très général, nous pensons que là où la croûte était la plus épaisse, des dislocations se sont produites par inversion structurale ; en revanche, là où la croûte était la plus mince, un véritable rifting s'est développé par étirement latéral de la croûte et extension asymétrique. Nous tenterons plus loin de proposer un schéma des structures de l'édifice fini-varisque à la lumière des données récentes obtenues sur les matériaux des socles anté-alpins.

* Là où se produira le véritable rifting, c'est-à-dire à l'emplacement du futur océan téthysien, se produira aussi une remontée du manteau sous-continentale et corrélativement des fusions partielles du matériel ultrabasique. La cristallisation des magmas obtenus, toujours en conditions sous-crustales et dans de petites chambres magmatiques très localisées, aurait donné naissance aux nombreux corps gabbroïques intrusifs connus dans les ultrabasites. En Queyras, l'âge de la mise

en place de tels ensembles a pu être daté de la fin du Trias [Carpena et Caby, 1984].

1. 3. 2. L'étape de l'ouverture et de l'individualisation du fond océanique de la branche liguro de la Téthys

Elle s'effectue à partir du Jurassique moyen. Les ajustements tectoniques induisent une sédimentation détritico-clastique ophiolitique qui vient sceller les structures du néofond océanique. L'âge des premières radiolarites sus-jacentes à ce fond est d'une manière générale limitée au Callovien-Kimméridgien.

Les marges de l'océan sont achevées. Au dépôt, en légère discordance de formations carbonatées, souvent bréchiques pendant le Dogger supérieur, succède une sédimentation pélagique qui se généralisera pendant le Malm et la base du Crétacé inférieur.

Du côté de l'Europe, toutes les futures unités briançonnaises internes et piémontaises s.s. portent cette empreinte. Elles ne peuvent être différenciées à cette époque ; elles appartiennent à une même marge passive achevée.

Le point le plus remarquable de cette évolution demeure le développement généralisé, aussi bien sur la marge que dans l'océan, à la limite Jurassique-Crétacé, de calcaires, à grain très fin sur les marges et vraisemblablement aussi dans l'océan bien que nous ne puissions être totalement affirmatifs, les métamorphismes alpins ayant considérablement modifiés la texture de ces calcaires. Cet épisode estompe au moins momentanément la différence paléogéographique marge-océan.

Dans le domaine valaisan nous ne pouvons toutefois être aussi affirmatif, les trouvailles paléontologiques s'étant avérées vaines. On peut proposer tout au plus que c'est au cours de cette étape, sans doute pendant le Crétacé inférieur, que les Roches vertes du Versoyen se sont mises en place, localement, dans un bassin en pull-apart.

1. 3. 3. L'étape d'inversion tectonique

Elle intervient avec la fin du Crétacé inférieur. L'expansion téthysienne cesse et une puissante sédimentation de type flysch se développe dans un ou plusieurs bassins qui intéressent à la fois l'aire océanisée (futurs unités liguro-piémontaises) et l'extrême bordure de la marge européenne (futurs unités piémontaises s.s.).

Dans le domaine valaisan, le bassin du Flysch va se combler progressivement, sans doute toujours en condition de transcurrence.

L'enfouissement va prolonger la période de fermeture et conduire à la genèse des assemblages HP-BT qui dans

les deux domaines appartiennent à des intervalles de pression et de températures assez similaires : $10 < P < 15 \text{ Kb}$ et $450 < T < 550^\circ\text{C}$. L'âge de ces assemblages apparaît toutefois plus ancien relativement, au niveau de la suture téthysienne.

Un tel dispositif, à deux plans de subduction sub-contemporains, demeure assez difficile à comprendre et ce d'autant plus qu'un volcanisme intraplaque alcalin sensiblement de même âge a été décrit entre ces deux zones de convergence (métabasaltites du domaine Briançonnais interne [Deville, 1990]). Les données métamorphiques et radiochronologiques nous contraignent cependant à un tel schéma.

2. – LE CADRE GÉOTECTONIQUE DE L'ÉVOLUTION PROPOSÉE

La cinématique des plaques au Jurassique et au Crétacé de l'ouest européen fournit le cadre géotectonique de l'évolution proposée. Les principales étapes décrites ci-dessus s'intègrent en effet dans le cadre cohérent du mouvement des masses continentales du domaine ouest européen proposé par exemple par Olivet *et al.*, dès 1981.

Lemoine [*in* Boillot *et al.*, 1984], ou Lagabrielle [1987] notamment pour la Téthys ligurienne, ou bien Ricou *et al.* [1985] et Dercourt *et al.* [1986, 1993] plus généralement, montrent que ce qui commande l'évolution du secteur qui nous intéresse, ce sont les mouvements relatifs de l'Afrique, de l'Ibérie et de l'Europe, c'est-à-dire en définitive les ouvertures progressives de l'Atlantique central puis de l'Atlantique sud.

Dans des articles récents, Stampfli [1993] et Stampfli et Marchant [1995] adoptent ce point de vue mais reprennent l'analyse des anomalies magnétiques de l'Atlantique, modifient quelque peu la position des diverses masses continentales définies par Dercourt *et al.*, et proposent une vision assez renouvelée de l'évolution des plaques, ibérique et apulienne notamment qui nous intéressent plus particulièrement (fig. 5 dans Stampfli et Marchant, 1995).

L'originalité de ce travail tient au fait que le domaine Briançonnais est raccordé à la paléoplaque ibérique. Très schématiquement, cette dernière appartiendrait à une lanterne crustale, évoluant dès la base du Jurassique entre, d'une part, une fracture transcurrente au Nord, qui l'isolerait de l'essentiel des masses continentales européennes et, d'autre part, la branche océanique reliant la téthys ligurienne à l'océan atlantique au Sud, qui l'isolerait de l'Afrique-Apulie.

3. – DISCUSSION

Le modèle d'évolution proposé par Stampfli et ses collaborateurs offre indiscutablement un cadre cohérent

de raisonnement. Des lois générales sont énoncées, par exemple celle stipulant que, mécaniquement, il est impossible que plusieurs océans se soient ouverts simultanément au travers de la néocroûte fini-varisque. Des schémas en plans de la répartition et de l'organisation des matériaux des diverses unités lithostructurales sont présentés ; enfin, l'évolution temporelle du dispositif apparaît bien à l'aide de diverses coupes.

Si le schéma général nous séduit, une autre répartition des ensembles lithostructuraux nous paraît plus conforme aux données de terrain que nous avons obtenues. Deux exemples nous semblent mériter une attention particulière.

Il s'agit tout d'abord des unités incluant respectivement les massifs de Dora Maira, du Grand Paradis et de Sesia. Nous avons noté qu'à présent l'unanimité sur le regroupement de ces massifs en un seul ensemble est faite [cf. aussi les travaux de Polino *et al.*, 1990]. Nous l'avions proposé en 1986 avec Deville sur la base de données lithologiques comparatives. D'autres avant nous l'avaient fait à partir de données plus générales [Aubouin *et al.*, 1977]. Cependant, nous ne souscrivons pas à la position assignée à cet ensemble. La plupart des schémas montrent ces massifs en position frontale de la paléoplaque adriatique. Et, généralement, aucune discussion sur la nature de la couverture alpine de ces massifs ne vient étayer l'adoption du dispositif proposé. Dans les schémas de Polino *et al.* [1990], les couvertures alpines sont décrites comme toutes décollées et non utilisables comme repères anté-compression alpine. Et la seule référence qui autorise les auteurs à placer ces massifs en bordure de la paléoplaque adriatique concerne des travaux portant sur des pollens [Pantic et Felber, 1983]. Nos recherches contredisent au moins en partie cette dernière affirmation et nous confortent dans l'idée que ces couvertures témoignent d'une unicité d'évolution qui peut être intégrée dans celle bien établie du domaine Briançonnais. Pour nous, ces différents massifs participent de la bordure de la paléoplaque européenne.

Il s'agit ensuite de ce que l'on appelle la zone du Canavese. Dans les modèles proposés par Stampfli *et al.*, ou Polino *et al.*, la signification lithostructurale donnée à cette zone n'est pas précisée. Les travaux de Baggio [1963 et 1965], de Elter *et al.* [1966], d'Aubouin *et al.* [1977] et de Wozniak [1977], ont cependant montré qu'il était nécessaire de séparer divers types de matériaux au sein de cette zone. Pouvaient être rencontrés effectivement, à l'intérieur des divers panneaux faillés qui constituent généralement la zone du Canavese, des matériaux issus de l'ancien domaine océanique alpin, les uns fortement métamorphiques, les autres beaucoup moins, et des matériaux attribuables en définitive non pas à une seule zone particulière mais au domaine plus général lombard.

En définitive nous adoptons le même cadre général mais c'est une autre image de départ qui nous servira pour définir un modèle d'évolution du secteur étudié.

4. – UN MODÈLE D'ÉVOLUTION DE LA SUTURE TÉTHYSIENNE DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE

Les choix effectués en ce qui concerne les attributions palinspastiques des divers ensembles structuraux ainsi que l'état actuel de la chaîne sont résumés sur les figures suivantes : 32, 110, 113 et 135, ainsi que sur les planches hors-texte 2 et 6.

A l'opposé, nous résumons l'état initial fini-varisque du secteur étudié à l'aide des figures 148 a et 149 a et b.

- Cet état est largement spéculatif, tant les données nécessaires à la définition précise de cet état manquent. En effet, la plupart des socles de la paléomarge européenne ont été étudiés en vue de la reconstitution de leur histoire alpine mais pratiquement pas en ce qui concerne leur signification et surtout leur histoire hercynienne ;

- Des données que nous possédons, il apparaît que l'évolution générale de ces socles s'intègre dans le même cadre que celui défini dans les massifs de la zone interne du segment hercynien de l'Europe moyenne ou zone ligéro-moldanubienne [Matte, 1986]. Les principaux caractères de ce segment peuvent se résumer très

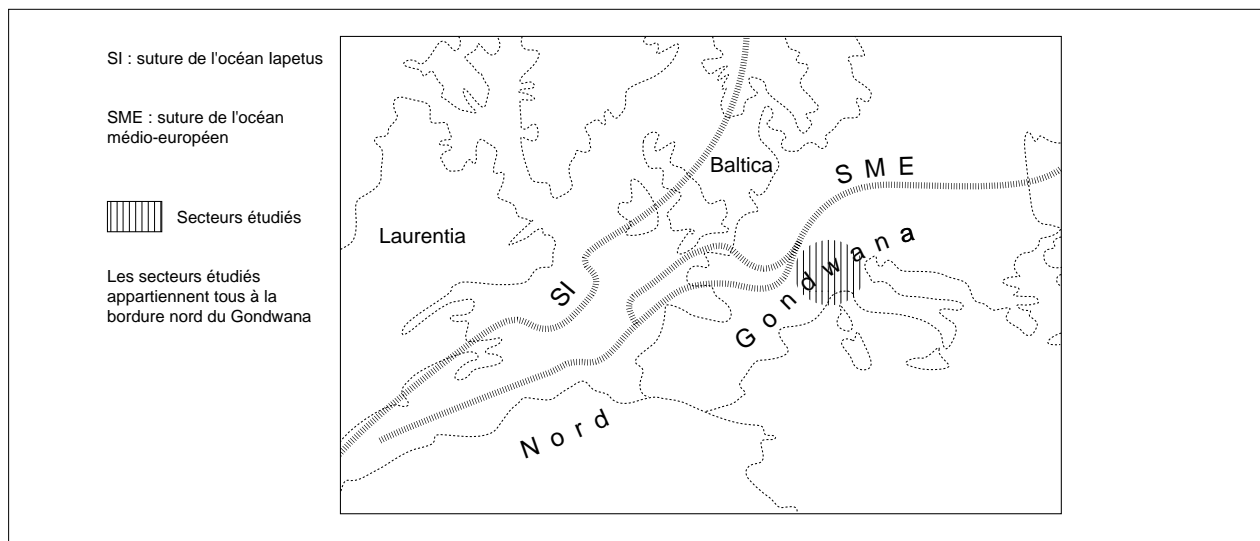


FIG. 148 a. – Eléments de la Pangée fini-paléozoïque [d'après Bullard *et al.*, 1965 ; Paris et Robardet, 1993 ; Robardet *et al.* 1993].

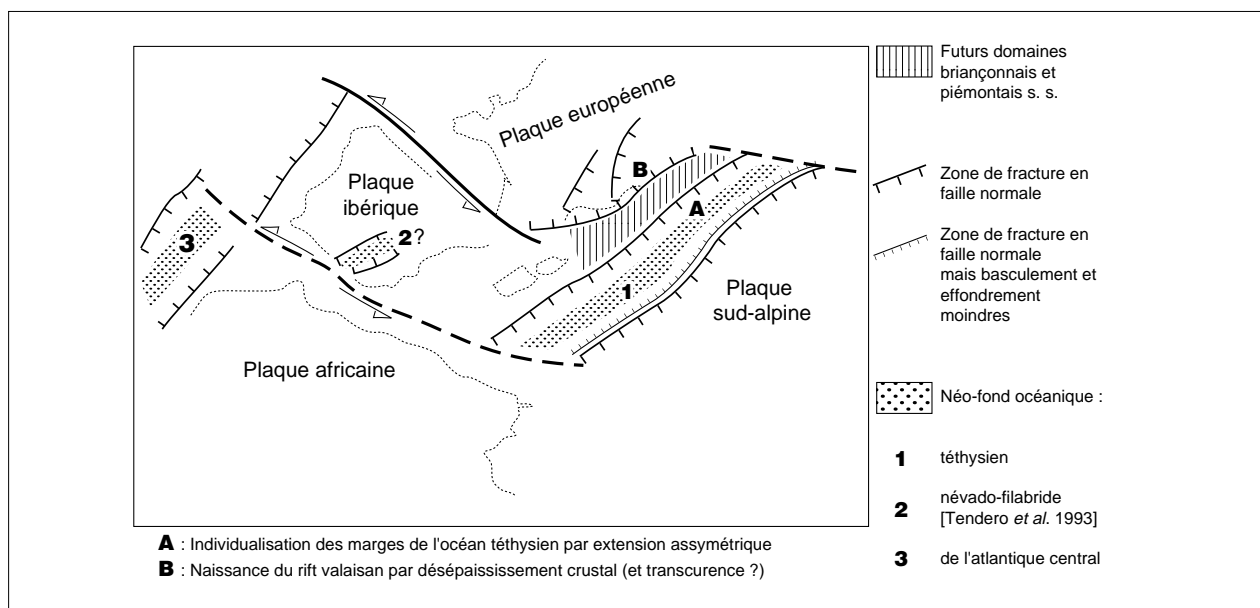


FIG. 148 b. – Etapes du rifting téthysien dans un contexte transcurent [d'après Lemoine, 1980 ; Dercourt *et al.*, 1985 ; Debelmas et Sandulescu, 1987 et Stampfli, 1993].

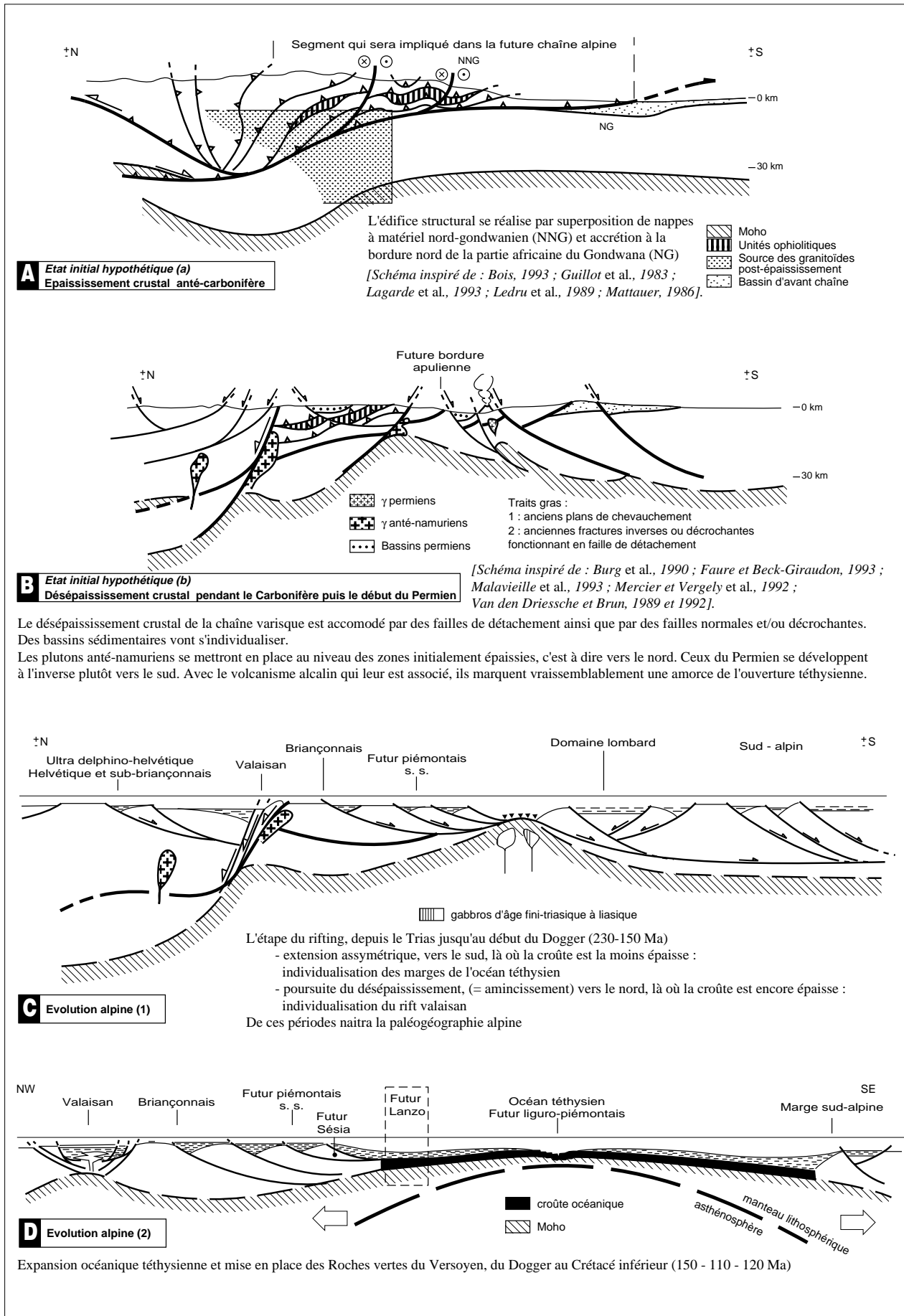
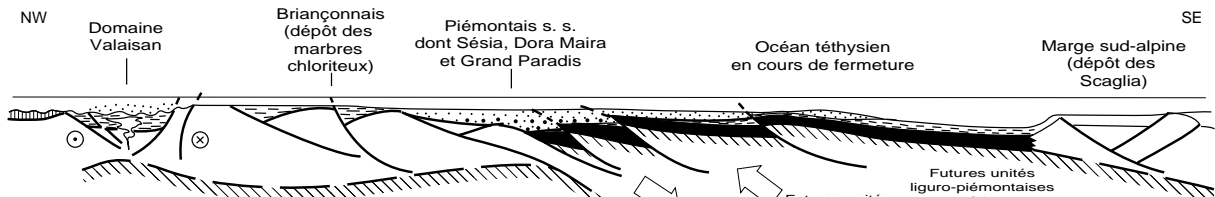


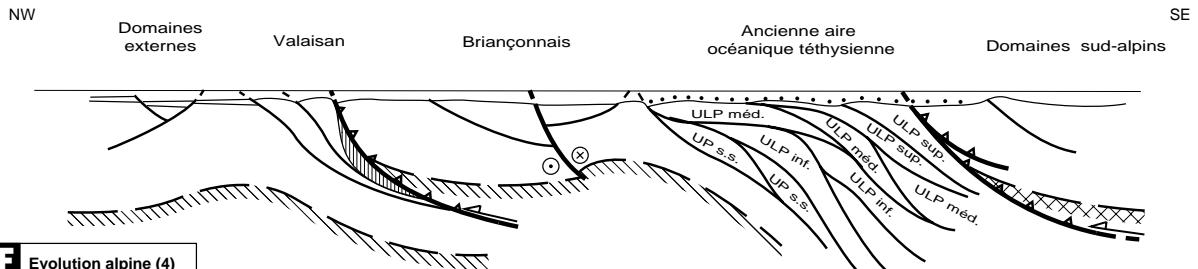
FIG. 149. – Les étapes de l'évolution structurale du secteur étudié.



E Evolution alpine (3)

Début de l'inversion structurale (125 - 75 Ma)
 - l'océan téthysien va se fermer.

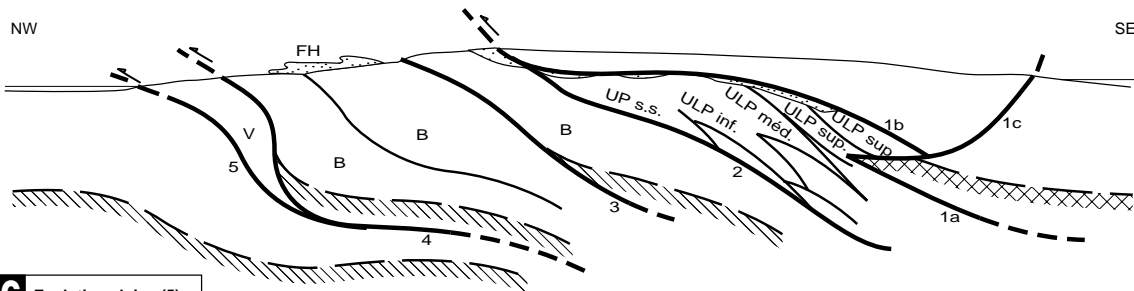
- Dépôt de l'essentiel des Schistes lustrés (formations synorogéniques néocrétacées) ;
- Genèse des premiers assemblages métamorphiques HP - BT (métamorphisme éoalpin)
- le bassin valaisan se comble -dépôt du Flysch valaisan- et va se fermer par transcurrence



F Evolution alpine (4)

Saturation des domaines océanisés (75 - 40 Ma)

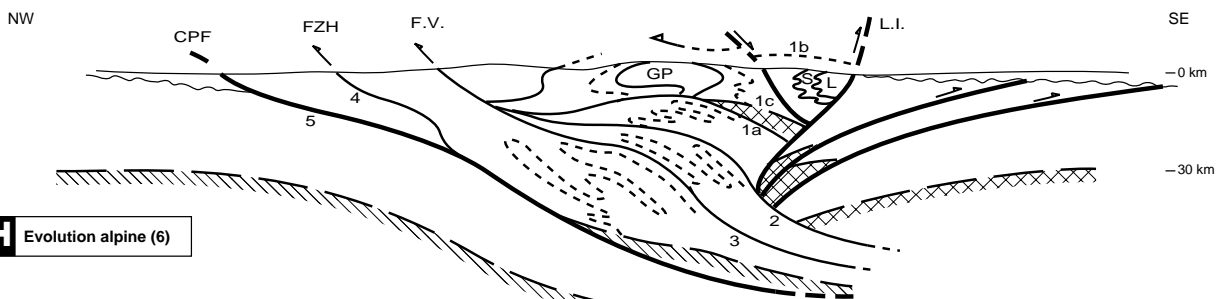
- Les derniers "Schiste lustrés" qui se déposent sont ceux de la Pointe du Grand Vallon (Deville, 1986 et 1990). Dépourvus de clastes ophiolitiques, ils soulignent la fermeture de l'aire téthysienne. Ils représentent un équivalent en faciès et en âge du flysch à Helminthoïdes.
- Poursuite du développement des assemblages HP - BT.
- Le bassin valaisan va aussi se fermer. Des assemblages HP - BT vont aussi se développer. Ils seront remarquables surtout dans les Roches vertes du Versoyen.
- Dans le domaine Briançonnais, un volcanisme anorogénique intraplaque se développe. Des tufs apparaissent en effet au sein de la formation des Marbres Chloriteux [Deville, 1987].



G Evolution alpine (5)

Accrétion par charriage, sur le Briançonnais, des matériaux de la (ou des) première ceinture métamorphique.
 Début de l'épaississement et de l'orogénèse ; Métamorphisme "alpin"

B : Briançonnais ; UP s.s. : Unités piémontaises s.s. ; ULP : Unités liguro-piémontaises (inf. : inférieures, méd. : médianes, sup. : supérieures) ; FH : Flysch à Helminthoïdes et équivalents ; V : Valaisan ; 1a, 1b, 1c, 2, 3, 4, 5 : contacts majeurs repérés (voir fig. 149 H)



H Evolution alpine (6)

Serrage final, de 38 Ma vers l'état actuel
 - Début du désépaississement

GP : Grand Paradis ; L : Lanzo ; S : Sésia ; L.I. : Ligne insubrienne ; CPF : Chevauchement pennique frontal ; FZH : Front de la zone houillère ; FV : Front de la Vanoise

schématiquement ainsi [Guillot *et al.*, 1983 ; Ledru *et al.*, 1989] ;

- la tectonisation et le métamorphisme sont calés entre 430-400 et 340 Ma ;

- l'épisode métamorphique principal est de type Barrowien ;

- l'édifice de nappes se réalise par superposition de quatre unités majeures, dont deux nappes de gneiss complexes, la nappe inférieure comportant des matériaux ophiolitiques ;

- la vergence des structures est vers le Sud ;

- la majorité des granitoïdes est d'âge carbonifère à tardi-carbonifère, et se met en place dans l'intervalle 340-270 Ma [Lagarde *et al.*, 1993, avec références].

Les données récentes de Robardet *et al* [1993], sur la paléogéographie de l'Europe occidentale, de l'Ordovicien au Dévonien, montrent que les matériaux de ce segment appartiennent tous, au Paléozoïque inférieur, à la bordure nord de la partie africaine du Gondwana. Au Paléozoïque supérieur, la chaîne connaît un désépaississement crustal. L'écroulement gravitaire de la chaîne est accommodé par des fractures ductiles normales et/ou décrochantes. En particulier, au Carbonifère et au Stéphano-Permien, se mettent en place, simultanément, des bassins sédimentaires et des dômes gneissiques [Van Den

Driessche et Brun, 1989 et 1992 ; Burg *et al.*, 1990 et 1994 : Faure et Becq-Giraudon, 1993 par exemple].

De ces quelques lignes, il s'ensuit que l'océan téthysien, tout comme le domaine valaisan, se sont ouverts à l'intérieur des masses continentales de Gondwana ou dans l'édifice de nappes accrété au Gondwana. Dans l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de positionner vraiment ces structures d'extension par rapport à la racine crustale de la chaîne hercynienne.

Tout au plus pouvons-nous proposer les repères suivants :

- dans la chaîne actuelle, la répartition des plutons granitiques anté-alpins incite à rechercher l'ouverture téthysienne principale à l'avant de cette racine crustale, c'est-à-dire vers le Sud si la vergence des structures est vers le Sud ;

- le domaine valaisan pourrait alors, quant à lui, s'individualiser à l'intérieur de l'ancien édifice hercynien, en réutilisant par exemple un ou des accidents normaux et/ou transcurants fini-hercyniens.

Entre un état initial relativement hypothétique et l'état actuel, les étapes intermédiaires de l'évolution du secteur étudié peuvent être résumées à l'aide des schémas commentés des figures 148 et 149.