

Modalités de la structuration miocène de la branche sud de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales)*

Olivier LAURENT (1, 2)
Jean-François STEPHAN (1)
Michel POPOFF (1)

*Miocene structural development of the southern branch of the Castellane fold-thrust belt
(southern subalpine belts)*

Géologie de la France, n° 3, 2000, pp. 33-65, 16 fig.

Mots-clés : Microtectonique, Coupe équilibrée, Réactivation, Faille normale, Ceinture chevauchement, Miocène, Alpes-Maritimes, Alpes-de-Haute-Provence, Chaînes subalpines, Arc Castellane.

Key words: Microtectonics, Balanced cross sections, Reactivation, Normal faults, Fold and thrust belts, Miocene, Alpes-Maritimes, Alpes-de-Haute-Provence, Subalpine belts, Castellane fold-thrust belt.

Résumé

L'étude structurale de la branche méridionale de l'arc de Castellane nous a permis de confirmer et de préciser le rôle de l'héritage structural mésozoïque, notamment Crétacé inférieur, sur la genèse des structures compressives dans cette branche de l'arc. L'arc de Castellane est constitué d'une couverture sédimentaire mésozoïque à cénozoïque plissée et écaillée, décollée de son substratum cristallin et tégumentaire, par l'intermédiaire d'une zone de décollement incluant les évaporites du Keuper et du Lettenkhole. Du fait de ce décollement, le prolongement dans le socle des paléofailles normales mésozoïques est complètement masqué par du bourrage tectonique dans les niveaux évaporitiques. La réalisation de trois coupes régionales équilibrées N-S permet de supposer l'implication tectonique du socle au nord de l'arc, à proximité du Dôme de Barrot et du faisceau de Rouaine. La quantité de raccourcissement de la couverture, entre des repères comparables, a été estimée à 17-18 km \pm 1,5 km, selon la coupe considérée. D'un point de vue chronologique, la branche méridionale de l'arc de Castellane, comme sa branche occidentale, sont des structures essentielle-

ment miocènes. Les premiers chevauchements apparaissent au Miocène inférieur-moyen et se créent probablement suivant un dispositif de propagation « en-séquence » de la déformation. Au Miocène supérieur, l'arc de Castellane atteint l'avant-pays provençal : l'absence de couverture sédimentaire à accréter à l'aplomb du massif des Maures-Tanneron entraîne un changement de cinématique et la création de chevauchements hors-séquence à l'intérieur de l'arc lui-même (Baous, chevauchement de Séranon). Certaines structures tectoniques continuent à être actives au Pliocène (nappe de Digne, faisceau de Rouaine, anticlinal de Gourdan, chevauchement du Mont Vial).

La direction de contrainte régionale miocène, déterminée par l'analyse microtectonique dans la branche méridionale de l'arc, est orientée en moyenne NNE-SSW, comme dans la branche occidentale et dans la partie la plus interne de l'arc (Hamiti, 1994).

La genèse de l'arc de Castellane a mis en jeu un certain nombre de paramètres géométriques, rhéologiques et mécaniques. Parmi ceux-ci, un rôle important

est attribué à l'héritage structural, au partitionnement et à l'épaisseur de la couverture sédimentaire à accréter ; ces trois paramètres étant à l'origine de rotations dans les paléochamps de contraintes locaux et de la présence de changements complexes dans les modalités de propagation de la déformation.

Abstract

One objective of this study is to show the influence of east-west-trending Early Cretaceous rift structures (Dauphino-Vocontian basin) on the Miocene structural development of the east-west-trending southern branch of the Castellane fold-thrust belt. The dominant east-west-striking normal faults formed during the Early Cretaceous rifting between Castellane and Nice had a major influence on the Miocene south-directed folding and thrusting. The north-south- and east-west-striking normal faults formed during the Lias to Portlandian (Dardeau, 1983) and Cenomanian to Senonian (Digne nappe: Peline-Chabert, 1996) were not observed in our study area, in spite of their important structural control on the opening of the Dauphino-Vocontian basin.

* Manuscrit déposé le 4 juillet 2000, accepté le 4 décembre 2000.

(1) UMR Géosciences Azur, Univ. Nice Sophia Antipolis, 250 Ave A. Einstein, 06560 Valbonne.

(2) Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de Géologie, UMR 8538, CNRS, 24 rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05.

Three parallel balanced cross sections, constructed perpendicular to the NNE-SSW shortening direction of the Castellane fold-thrust belt, constrain the amount of shortening between the foreland and the northern edge of the fold-thrust belt at $17-18 \text{ km} \pm 1.5 \text{ km}$. This estimate is significantly lower, by between 3 and 10 km, than the estimates of previous authors (Ritz, 1991; Erout and Lhote, 1991; Thibault, 1995; Lickorish and Ford, 1997; Ford et al., 1999).

The major décollement of the Castellane fold-thrust belt occurs in Middle to Late Triassic evaporites, separating the folded and thrust sedimentary cover from large basement highs that include the Verdaches dome exposing Carboniferous basement in the northwest, the Barrot dome exposing Permian rocks in the northeast, and the Argentera massif exposing Permian rocks and Hercynian basement rocks in the north. East-west striking normal faults controlling south-directed folds and thrusts of Miocene age within these basement highs and within the Castellane arc sedimentary cover are obscured by deformed and remobilized evaporites along the décollement.

The main phase of southward-directed folding and thrusting of the southern Castellane arc is of Miocene age, although minor pulses of Oligocene and Pliocene to Quaternary deformation are present. The Early-Middle Miocene thrusts formed by in-sequence southward propagation. Southward Early-Middle Miocene overthrusting to the Esterel-Tanneron massif, an area of thicker basement lacking a sedimentary cover, halted the southward in-sequence propagation and caused the formation of out-of-sequence back thrusts (Baous, Audibergue and Seranon thrusts) in the previously formed thrust pile. Thrusting continued into the Pliocene with the Digne nappe to the northwest and the western part of the Nice area to the southeast.

Microtectonic data show that the main compressive direction of the Castellane fold-thrust belt is similar to the NNE-SSW direction noted by previous workers in its western and internal areas (Faucher et al., 1988; Hamiti, 1994; Aubourg et al., 1999). Up to 40° variability in the compressive directions can be explained by variations

in local transport directions for each thrust sheet, which was probably structurally controlled by east-west-striking normal faults of Early Cretaceous age.

We conclude that the main controls on the Castellane fold-thrust belt are a combination of factors that include boundary conditions, inherited normal faults, lithologic variations, variations in sedimentary thicknesses, the locations and efficiency of décollement layers, and strain partitioning. Some of these factors, such as the effects of the inherited east-west normal faults on the fold-thrust structures, were previously underestimated in the frontal fold-thrust belts.

Introduction

Le système de plis et de chevauchements de l'arc de Castellane est situé dans la partie la plus externe et la plus méridionale des Alpes occidentales. C'est un exemple de prisme tectonique de forme arquée situé au front d'une chaîne de montagnes, à l'image du Jura, des Baronnies ou de l'arc de Nice, dans les Alpes occidentales (fig. 1a). Les modalités de structuration de ces prismes sont généralement complexes et nécessitent une approche multi-échelles, qui n'avait pas été utilisée dans le cas de la partie méridionale de l'arc de Castellane, caractérisée par l'absence de données sismiques ou de forages. Pour réaliser l'étude structurale la plus complète possible de cette portion de chaîne, nous avons combiné plusieurs méthodes : analyse cartographique, observations de terrain micro et macrostructurales, construction de coupes équilibrées. Cette démarche permet d'identifier les différents styles de déformation, de décrire la géométrie tridimensionnelle des structures associées à ces déformations, de cerner le rôle de l'héritage dans l'acquisition de ces géométries et de préciser la chronologie des événements tectoniques. Nous pouvons ainsi proposer un modèle cinématique cohérent et déterminer l'influence respective des différents paramètres et processus physiques qui interviennent dans la genèse de ce prisme.

Contexte géologique régional

Comme l'ensemble des Chaînes subalpines, l'arc de Castellane résulte de l'écaillage et du plissement de la couverture

mésozoïque et cénozoïque de la partie interne de la paléomarge européenne de la Téthys. A l'avant du front pennique ou à l'avant du poinçon apulien, cette couverture s'est déplacée vers le sud à sud-ouest durant le Miocène, au-dessus d'un niveau de décollement régional localisé dans les évaporites du Trias moyen et supérieur (fig. 2). La couverture décollée présente des variations d'épaisseur et de faciès d'ouest en est et du sud vers le nord (Cotillon, 1971 ; Beaudoin et al., 1975 ; Dardeau, 1983), qui reflètent le passage d'un domaine de plate-forme (séries réduites et carbonatées provençales) à un domaine de bassin (séries épaisses, marnieuses à marnocalcaires dauphino-vocontiennes) de l'extérieur vers l'intérieur de la chaîne (fig. 2).

L'arc de Castellane est dans une position structurale originale du fait de son environnement géologique (fig. 1b). Il est limité au nord par le massif de l'Argentera, le massif cristallin externe le plus méridional de la chaîne alpine et le seul à être orienté NW-SE. Ce massif présente un satellite, le dôme de Barrot, de grand axe E-W, qui ne laisse affleurer que le Permien. A l'est, il est bordé par la plus petite des chaînes subalpines : l'arc de Nice (Gèze, 1963). L'avant-pays de l'arc de Castellane comprend plusieurs domaines : à l'ouest le bassin syntectonique mio-pliocène de Valensole (Dubar, 1983), au sud-ouest la chaîne provençale d'âge éocène (Lutaud, 1957), au sud le massif cristallophyllien des Maures-Tanneron (réf. in Morillon, 1997) et le bassin oligo-miocène ligure, orienté suivant un axe NE-SW (Réhault, 1981).

L'arc de Castellane est constitué de deux branches orthogonales : une branche occidentale ou N-S d'environ 60 km de longueur entre Barles et Aiguines, et une branche méridionale ou E-W, d'environ 90 km, entre Bauduen et la basse vallée du Var (fig. 1b). Les deux branches sont séparées par le faisceau d'accidents décrochants sénestres de Rouaine, orienté N45 en moyenne (appelé aussi « faisceau du Var » : Pairis et al., 1986 ou « accident Gévaudan-Daluis » : Ritz, 1991), qui se suit sur environ 40 km. Jalonné par les unités rétrochevauchantes de la Bernarde et de Taulanne, il se termine au sud-ouest dans la région de Castellane. C'est cette sous-préfecture des Alpes de Haute-Provence, située également à l'intersection

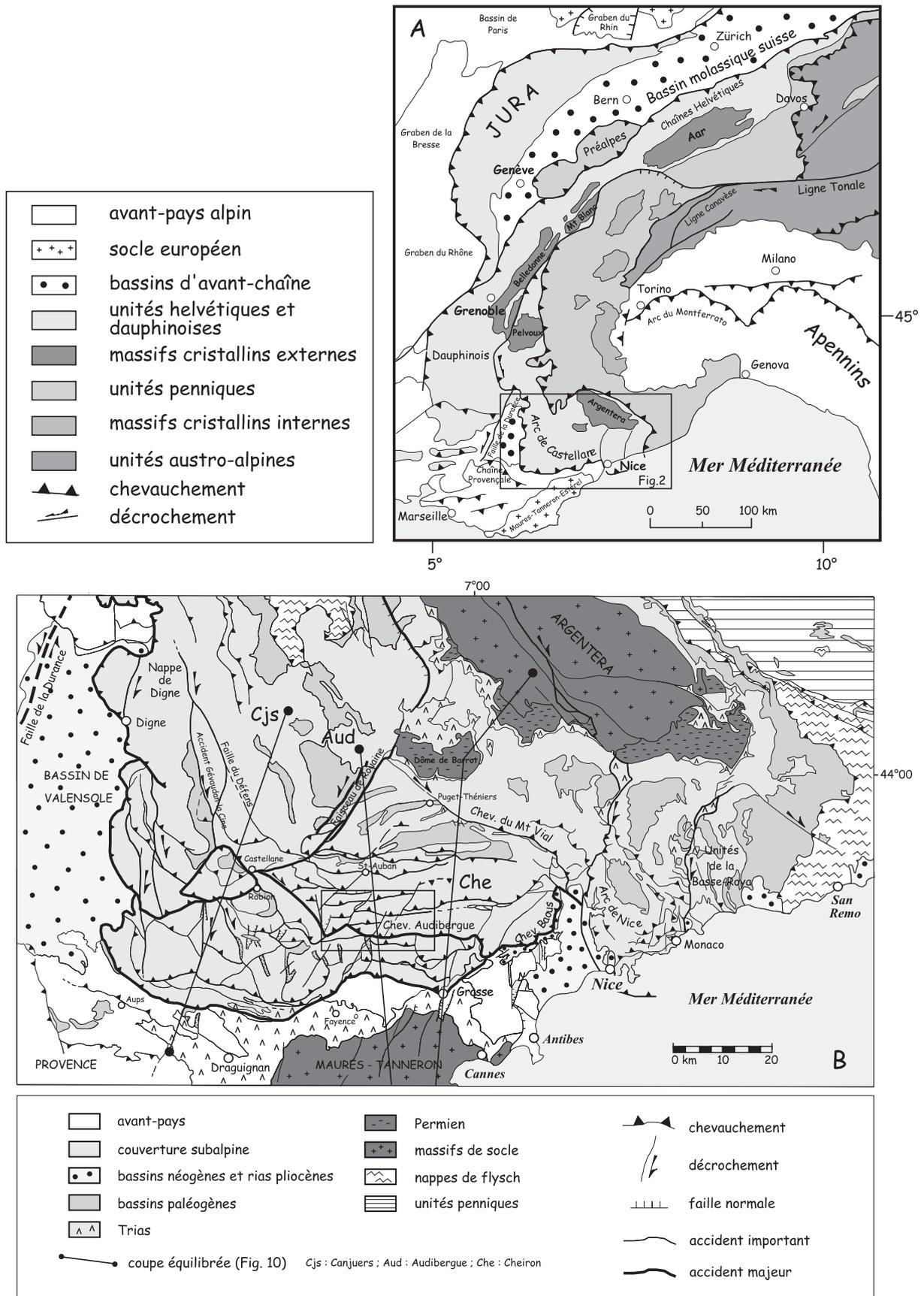
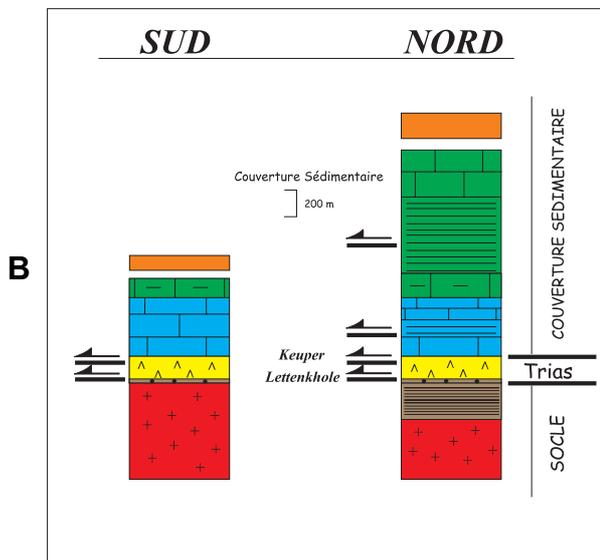
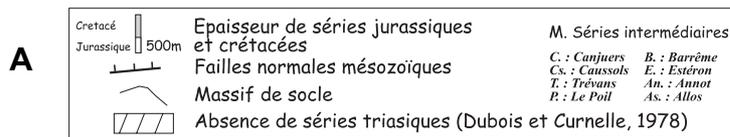
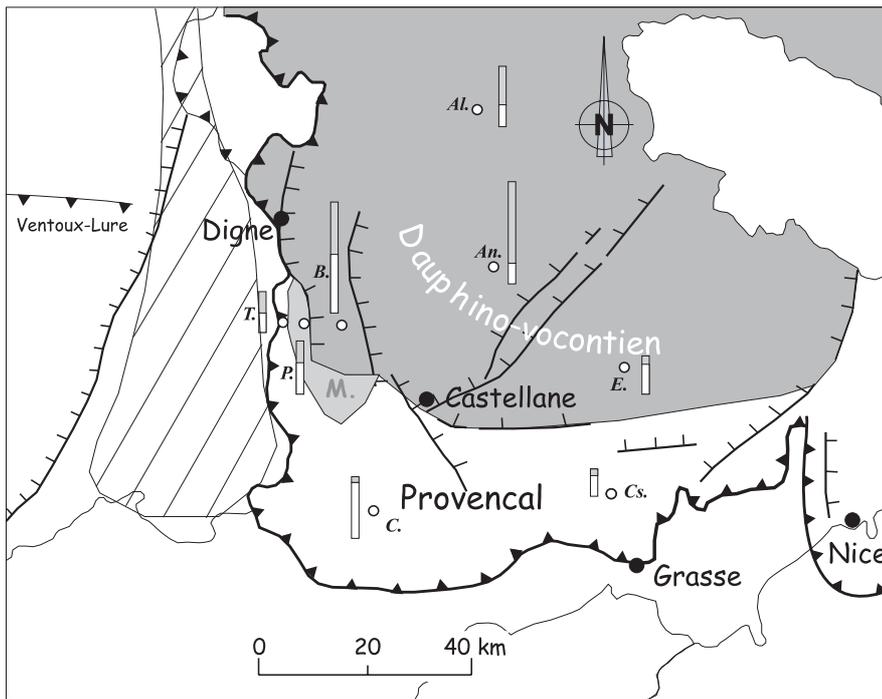


Fig. 1.- La chaîne alpine et l'arc de Castellane dans ce dispositif. 1A : Schéma structural simplifié de la chaîne alpine. Localisation de l'arc de Castellane et de la figure 1B. 1B : Schéma structural de l'arc de Castellane avec localisation de la figure 3.

Fig. 1.- Location of the Alpine range and Castellane fold-thrust belt. 1A: Simplified structural sketch of the Alpine range. Location of the Castellane arc and Figure 1B. 1B: Structural map of the Castellane arc and location of Figure 3.



entre les deux branches, qui a donné son nom à l'ensemble du dispositif arqué (Goguel, 1936).

La branche occidentale comprend deux domaines structuraux majeurs :

1. Au nord, la célèbre nappe de Digne, qui s'est déplacée d'au moins 20 km vers le SSW sur son avant-pays provençal (Ehtechamzadeh-Afchar et Gidon, 1974 ; Gigot *et al.*, 1974 ; Gidon et Pairis, 1986, 1992) et qui s'avance sur le remplissage syntectonique du bassin de Valensole. Sa partie interne (orientale) est affectée par des plis de grande amplitude à cœur éocène, orientés N-S à NW-SE, et est découpée par quelques grands accidents N-S à jeu décrochevauchant dextre, comme la faille Gévaudan-la Cine (Gidon, 1982).

2. Au sud, le domaine des écailles frontales (Pelline-Chabert, 1996), chevauchées par la nappe de Digne, qui comprend plusieurs unités chevauchantes vers l'ouest ou le sud-ouest, délimitées par des accidents décrochants à décrochevauchants dextres N-S, comme les faisceaux du Poil-Creisset et de Trévans (Ganeval, 1973 ; Gidon, 1982 ; Beaudoin *et al.*, 1986 ; Pelline-Chabert, 1996).

La branche méridionale comprend principalement des structures compressives E-W organisées suivant deux domaines principaux :

1. Au nord, le domaine des plis qui comprend de larges synclinaux à cœur de Crétacé supérieur ou de Paléogène, séparés par des anticlinaux étroits, plus ou moins chevauchants, armés par les calcaires du Jurassique supérieur.

2. Au sud, le domaine des écailles qui est constitué de nombreux chevauchements E-W à vergence sud. Le front de chevauchement présente des virgations qui le décalent de plus en plus vers le sud d'est en ouest, de la vallée du Var à Fayence.

A l'arrière du dispositif, de nombreux auteurs (Siddans *et al.*, 1984 ; Ritz, 1991 ; Laurent, 1998 ; Lickorish et Ford : 1998, 1999) considèrent que le socle est impliqué dans la déformation, que ce soit au niveau du massif cristallin de l'Argentera ou de son satellite, le dôme de Barrot. Les quantités de raccourcissement estimées à partir de coupes

Fig. 2.- Log stratigraphique simplifié (2B) et distribution des épaisseurs de séries stratigraphiques dans l'arc de Castellane (2A).

Fig. 2.- Simplified stratigraphic log (2B) and thickness variations of stratigraphic units in the Castellane arc (2A).

équilibrées dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, suivant une direction subméridienne perpendiculaire aux structures majeures, varient entre 20 et 27 km (Ritz, 1991 ; Erout et Lhote, 1991 ; Thibault, 1995).

L'héritage structural anté-alpin

Les principaux résultats structuraux présentés dans ce chapitre sont basés sur des observations de terrain et sur l'analyse des données cartographiques disponibles dans la branche méridionale de l'arc de Castellane. L'étude structurale de la branche occidentale a fait l'objet de nombreux travaux depuis 1980 (Gidon, 1982 ; Beaudoin *et al.*, 1986 ; Gidon et Pairis, 1986, 1992 ; Peline-Chabert, 1996).

Quelle que soit l'échelle d'observation, la branche méridionale de l'arc présente une grande complexité structurale, qui se traduit par un découpage très serré en de nombreuses unités tectoniques. Celles-ci, délimitées par des chevauchements E-W, sont localement affectées par des décrochements sénestres NE-SW et dextres NW-SE, qui présentent des rejets horizontaux pour la plupart inférieurs au kilomètre.

Beaucoup de ces failles qui ont eu un jeu chevauchant ou décrochant (voire décro-chevauchant) au Néogène sont héritées d'épisodes tectoniques mésozoïques et paléogènes. Nous analyserons d'abord ce réseau de failles héritées.

Les paléostructures mésozoïques et paléogènes

Certains plis et chevauchements de la branche méridionale de l'arc de Castellane réactivent des structures plicatives ou chevauchantes paléogènes, nées lors de la formation de la chaîne pyrénéo-provençale. Cet héritage compressif provençal, qui se manifeste par la discordance de l'Eocène supérieur sur des structures fini à post-crétacées, est particulièrement net dans le secteur de Roquestéron (Goguel, 1936 ; Fujiwara et Pairis, 1969 ; Lemoine, 1972), de Saint-Vallier (anticlinal de Briasq : Mennessier, 1966) et de Taulanne. Nous reviendrons dans le chapitre consacré aux coupes, avec des exemples précis, sur l'importance de ces structures héritées plicatives ou chevauchantes.

Mais, pour l'essentiel, les structures réactivées correspondent à des failles héritées des épisodes extensifs jurassiques et crétacés (Cotillon, 1971 ; Dardeau, 1983 ; Delpech, 1988 ; de Graciansky *et al.*, 1989 ; Barbé, 1992 ; Hibs, 1992). Il existe des secteurs privilégiés dans l'arc de Castellane où l'on observe ce réseau de paléofailles normales. Dans la branche occidentale, c'est le cas entre la Javie et Barrême avec la faille du Col de la Cine. Cet accident oligo-miocène décrochevauchant dextre NNW-SSE correspond à une ancienne faille normale jurassique pentée vers l'est (Gidon, 1982 ; Beaudoin *et al.*, 1986), active aussi en tant que faille normale au Crétacé supérieur (Peline-Chabert, 1996). Dans la branche méridionale, la région de Caille, au nord-ouest de Grasse, est l'une des plus caractéristiques pour la variété et l'importance de cet héritage structural (fig. 3). Des paléofailles normales fini-jurassiques à crétacées ont pu y être mises en évidence grâce à la présence de brèches syn-sédimentaires ou de variation d'épaisseur des séries crétacées de part et d'autre des plans de failles. Les paléofailles normales jouant du Lias au Jurassique moyen n'ont pu être observées, probablement du fait d'affleurements moins nombreux ou d'une réactivation possible des paléofailles normales au cours du Crétacé. Il existe également d'autres paléofailles normales mésozoïques, mais qui n'ont pu être plus précisément datées, hormis par analogie avec un système d'accidents semblables (i.e. la faille E-W de Caille, probable paléofaille normale crétacée).

Les paléofailles normales identifiées dans le secteur de Caille forment trois groupes :

- 1) les paléofailles ni réactivées, ni déformées,
- 2) les paléofailles passivement déformées, ayant conservé leur jeu originel,
- 3) les paléofailles réactivées soit en décrochement, soit en chevauchement en fonction de l'angle entre la contrainte compressive et la structure héritée.

Toutes ces paléofailles normales peuvent également se regrouper en quatre grandes familles en fonction de leur orientation :

- 1) les failles E-W sont généralement les plus spectaculaires par leur longueur pluri-

kilométrique, comme la faille du col Sant-Peyre (fig. 3, n°1) ou les failles bordières sud et nord du graben du Plan de Peyron (fig. 3, n°2). D'autres sont de dimensions plus modestes (infrakilométriques) à l'image de la faille du Col Bas (fig. 3, n°3). Ces paléofailles normales E-W non déformées ne sont pas très nombreuses dans la branche méridionale de l'arc de Castellane. Il est possible que beaucoup de ces failles soient aujourd'hui masquées par les chevauchements ou qu'elles aient été réutilisées en tant que chevauchements au cours de la déformation alpine. C'est le cas notamment de la faille de Caille (fig. 3, n°4), d'orientation N80-N110, fortement pentée vers le nord (45 à 70°N), visible sur environ 1 km au nord-est du village de Caille. Le miroir de faille, découpé en baïonnette, présente deux familles de stries qui traduisent un mouvement décrochevauchant sénestre puis chevauchant. Ces déformations compressives sont certainement d'origine alpine donc, plus précisément, d'âge Miocène par analogie avec les structures de même importance qui ont pu être datées ailleurs dans l'arc de Castellane (e.g. chevauchement des Baous, chevauchement de Briasq qui seront décrits plus loin). Notons que l'épaisseur de la série crétacée augmente de quelques dizaines de mètres d'épaisseur au nord de la faille (développement du Cénomanién supérieur et du Turonien dans le synclinal de Valderoure : cf. feuille de Castellane, Kerckove *et al.*, 1976) et de nombreuses paléofailles normales à pendage nord sont présentes sur la falaise du Mont Bauroux ou sur le flanc nord de l'écaille du Bauroux-Thorenc. Toutes ces caractéristiques sont de bons arguments pour considérer que la faille de Caille est une paléofaille normale crétacée à pendage nord, réactivée par des jeux compressifs postérieurs.

A l'échelle de l'ensemble de la branche méridionale de l'arc de Castellane, l'observation en carte et en coupe (cf. plus loin) de la géométrie des surfaces de chevauchements E-W, montrent que les plans de failles sont lissés en profondeur et ne présentent pas le dispositif classique en « palier-rampe ». Si l'on applique l'interprétation de Cooper et Trayner (1986) sur ce type de géométrie, à savoir que cette trajectoire lissée est caractéristique d'un chevauchement se superposant à une structure héritée, on en déduit que l'essentiel de la structuration

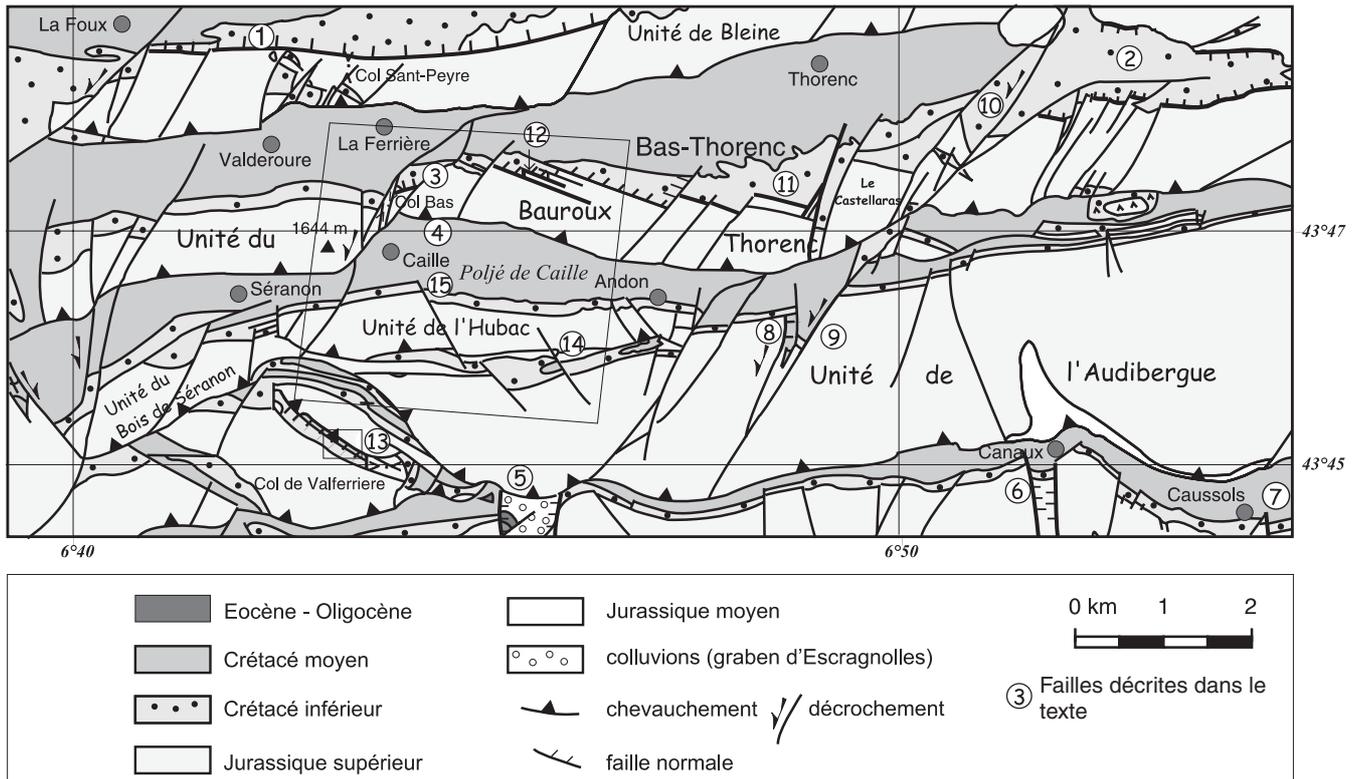


Fig. 3.-Schéma structural de la région de Caille, un musée naturel des paléofailles normales. Les numéros correspondent aux paléofailles normales décrites dans le texte. Localisation de la figure 4 (près du col de Valferrière) et du bloc-diagramme de la figure 5 (poljé de Caille).

Fig. 3.- Structural map of the Caille area. Numbers correspond to the Mesozoic normal faults described in the text. Location of Figure 4 (near the "col de Valferrière") and of the 3D diagram in Figure 5 (Caille polje).

E-W de cette branche méridionale est héritée. Cet héritage, s'il semble dater principalement du Mésozoïque (i.e. faille de Caille), a également pu être réactivé dans un régime compressif anté-alpin (plis E-W pyrénéo-provençaux).

2) les failles N-S sont assez nombreuses dans le secteur de Caille. De dimensions plus modestes que les failles E-W, elles délimitent localement des petits fossés comme ceux d'Escagnolles (fig. 3, n°5) ou de Canaux (fig. 3, n°6), mais présentent toujours des rejets verticaux apparents très modestes. Les miroirs de failles, souvent déformés (gondolage, verticalisation : fig. 3, n°7 par exemple), présentent rarement des marqueurs de faille normale, comme l'avait remarqué Hibschi (1992) dans le cas des bordures du fossé d'Escagnolles. Par contre, la géométrie de ces accidents (pendages forts en vis-à-vis pour les deux bordures des fossés), leur scellement par les marnes de l'Albo-Cénomaniens, la présence de séries crétacées anté-cénomaniennes beaucoup plus épaisses dans le cœur du graben, confirment qu'il s'agit bien de failles normales

d'âge Crétacé inférieur. Ces fossés sont nombreux dans la région du Haut-Var (i.e. fossés du Fil, de Brovès) où la présence de sédiments crétacés et oligocènes épais et bien préservés, combinés à des brèches synsédimentaires, a permis d'attribuer à certaines de ces structures un âge de formation Crétacé inférieur, avec remobilisation à l'Oligocène (Giannerini, 1978 ; Franco, 1982 ; Hibschi, 1992). D'autres accidents N-S ont été réactivés plus récemment que l'Oligocène, au Miocène, lors de la genèse de l'arc de Castellane. C'est le cas de la bordure occidentale du fossé des Emplans ou faille d'Enlil (fig. 3, n°8). Le miroir de faille, orienté N5-N20, 44 à 80°E, porte plusieurs familles de stries marquant un jeu décrochant ou décrochevauchant dextre.

3) les failles NE-SW sont généralement, dans leur position actuelle, des décrochements sénestres (fig. 3, n°9 : faille du Pont du Loup sur la bordure orientale du fossé des Emplans) ou des failles de transfert qui séparent deux compartiments d'organisation structurale différente (fig. 3, n°10 : accident du

Castellaras entre les deux unités de Bleine et du Bauroux-Thorenc à l'ouest et la Montagne du Cheiron à l'est). Néanmoins, certains accidents n'ont pas été réactivés et ont conservé leur jeu normal à pendage ouest crétacé originel qui se traduit par un surépaississement des séries néocomiennes dans le compartiment effondré (fig. 3, n°11 : accident de l'Hubac des Quatre Tours) et un scellement de ces failles par les calcaires barrémiens (fig. 3, n°2) ou les marnes albo-cénomaniennes (fig. 3, n°11). En dehors du secteur de Caille, la famille de failles NE-SW correspond le plus souvent à des failles normales limitant des grabens crétacés et oligocènes (Mons, Ray : Giannerini, 1978), qui ont été réutilisées postérieurement en tant que décrochements ou décrochevauchements sénestres.

4) A partir des mêmes arguments que pour les failles NE-SW, nous avons pu montrer que certaines failles NW-SE sont également d'anciennes failles normales crétacées pentées vers le Nord (fig. 3, n°12 : faille du Bas-Thorenc) ou vers le sud (fig. 3, n°13 : faille du col de

Valferrière). La paléofaille normale du Bas-Thorenc, qui délimite avec la faille de l'Hubac des Quatre-Tours le graben du Bas-Thorenc, n'a pas été réactivée. La faille du Col de Valferrière, N100-125, 60°S, a, quant à elle, été déformée passivement. Elle est décalée par de petits plans de failles inverses ou de glissements banc-sur-banc qui lui sont coaxiaux (fig. 4, n°B) et auxquels sont associées des stries d'azimut N170-175. Cette paléofaille normale a servi également de guide à la localisation du chevauchement de l'unité de la Grau de même orientation (fig. 4, n°A). Le contraste rhéologique entre les calcaires jurassiques et les marnes néocomiennes, juxtaposés par la paléofaille normale, est peut-être à l'origine de la localisation de ce chevauchement.

La structuration alpine

La mosaïque structurale de la branche méridionale de l'arc de Castellane comprend comme structures principales des plis et des chevauchements subE-W. La distribution et l'importance de ces derniers en terme de longueur ou de flèche varient selon les secteurs (fig. 1B). Ainsi, les plis dominant-ils (1) au nord de Saint-Auban, où les chevauchements sont peu nombreux, (2) entre Robion et Aups où les chevauchements sont de faible amplitude (moins de 2 km de raccourcissement cumulé). Par contre, ces derniers sont très nombreux (plus d'une dizaine) et d'amplitude plus forte entre Grasse et Saint-Auban (plus de 12 km de raccourcissement cumulé). Ces variations de style structural s'observent également pour le chevauchement frontal de la branche méridionale de l'arc, que l'on peut suivre de manière continue entre les deux bassins néogènes de Valensole à l'ouest et du Var à l'est (fig. 1B). Son orientation varie de WNW-ESE (région d'Aups) à NE-SW (région de Fayence), tandis que les quantités de raccourcissement varient de quelques centaines de mètres (région de Fayence) à 13 km (chevauchement des Baous).

Deux types de chevauchements E-W à vergence sud sont présents dans la branche méridionale de l'arc de Castellane :

1) des chevauchements à faible pendage, les plus nombreux, situés généralement à la base des écailles les plus frontales. Le

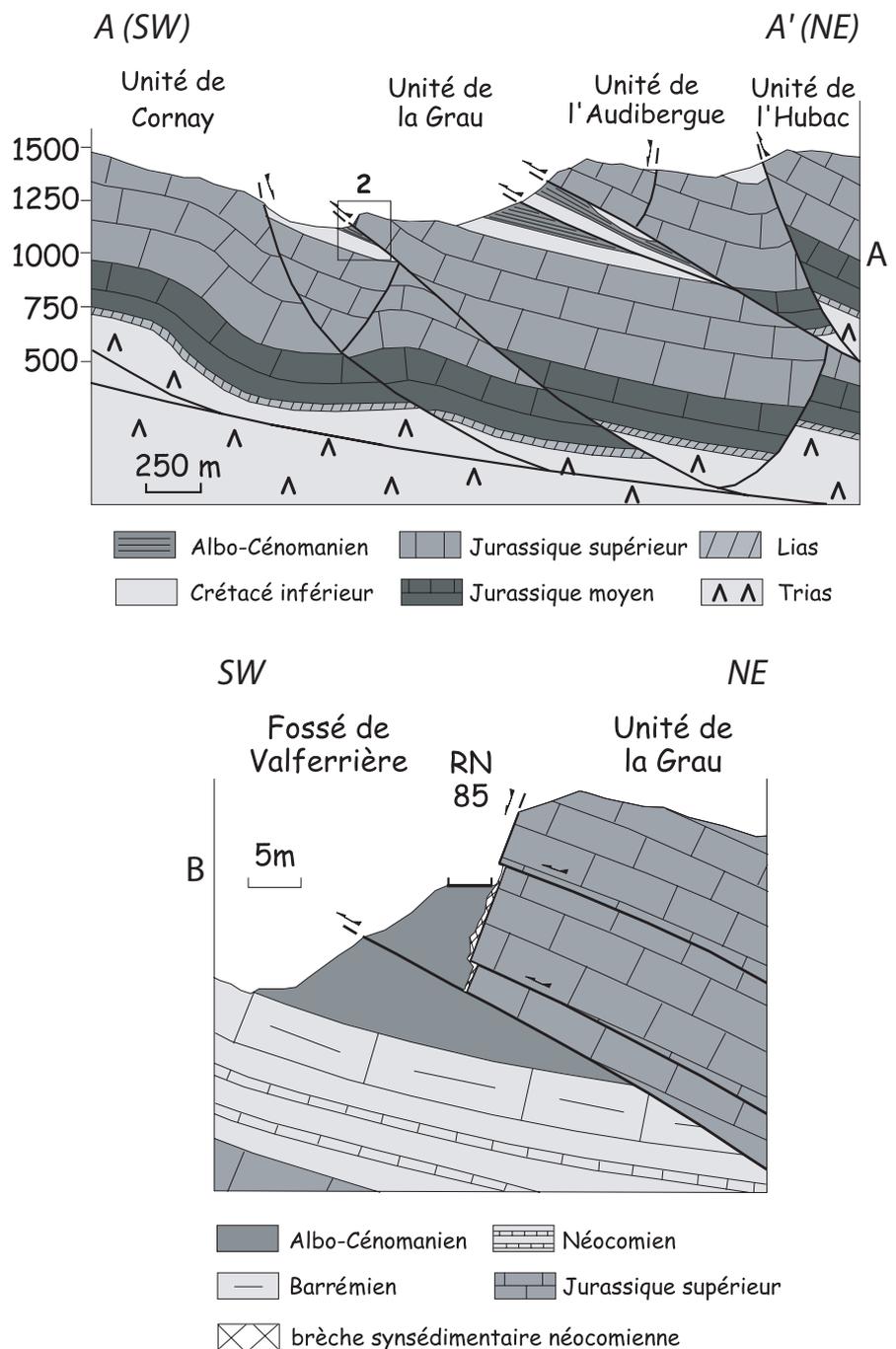


Fig. 4.- Coupes du secteur du col de Valferrière. Une faille normale crétacée NW-SE est affectée par de petites failles inverses de même orientation (4B) et induit la localisation d'un chevauchement important (4A).

Fig. 4.- Cross sections of the Col de Valferrière area. A NW-SE Cretaceous normal fault is deformed by small reverse faults having the same strike (4B) and influenced the location of a new thrust (4A).

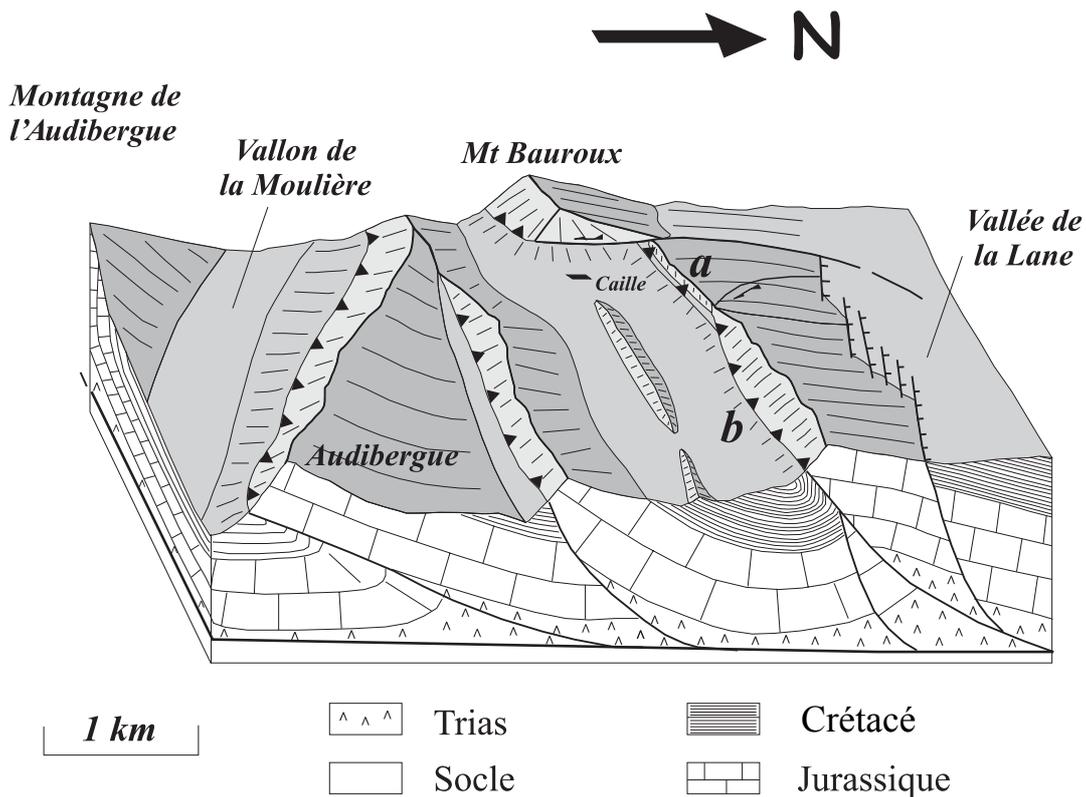


Fig. 5.- Bloc-diagramme de la région de Caille. La faille normale mésozoïque E-W de Caille, à pendage nord, a été réactivée (a) sur environ 1 km. Vers l'est, cette faille normale a été tronquée par un nouveau chevauchement E-W, fortement penté vers le nord (b).

Fig. 5.- Block diagram of the Caille area. The Mesozoic E-W normal Caille Fault with a northerly dip, has been reactivated (a) over a length of 1 km. To the east, this normal fault has been truncated by a new E-W thrust with a steep dip to the north (b).

chevauchement des Baous, visible en coupe naturelle depuis la vallée du Var, ou le chevauchement de Calern, traversé par le gouffre du Calernaüm, en sont les meilleurs exemples. Les surfaces de ces deux chevauchements présentent une géométrie en paliers-rampes. Les autres chevauchements à faible pendage présentent une trajectoire lissée caractéristique d'un chevauchement se superposant à une structure héritée (cf. plus haut), probablement des plis pyrénéo-provençaux d'âge Crétacé supérieur à Paléogène.

2) des chevauchements à fort pendage qui, lorsqu'ils ne sont pas la conséquence d'un basculement tardif, réactivent des paléofailles normales mésozoïques. Cet héritage est mis en évidence par différents arguments : présence de marqueurs microtectoniques de failles normales (fig. 3, n°4), relations angulaires faille-stratification qui indiquent un pendage initial très élevé, caractéristique de faille normale (fig. 3, n°14), réactivation peu marquée d'un miroir de faille normale préservé (bordure orientale du fossé de Mons), différences d'épaisseur et de

faciès de séries mésozoïques de part et d'autre du plan de faille (Saint-Auban, Courchons).

En plus de ces différences sur la géométrie des chevauchements, les variations de style structural sont parfois spectaculaires au sein même d'une unité. C'est le cas notamment pour le front de chevauchement de l'unité du Bauroux-Thorenc, entre Caille et Andon (fig. 5). Ainsi, à l'est de l'accident NE-SW du Col Bas, le chevauchement de cette unité sur celle de l'Hubac s'effectue sur environ 1,5 km par l'inversion de la paléofaille normale E-W de Caille. Du fait de son fort pendage vers le nord, celle-ci ne prend en compte qu'une quantité de raccourcissement horizontal très modeste (0,3 km) sur la longueur de son parcours. Au contraire, plus loin vers l'est, un chevauchement WNW-ESE, d'amplitude plus importante (1,6 km), prend le relais de la paléofaille normale jusqu'à Andon. Le front de chevauchement de l'unité du Cheiron, prolongement oriental de l'unité du Bauroux-Thorenc, présente lui aussi une variation latérale de style structural. En effet, la série jurassico-cré-

tacée du Cheiron chevauche, du Castellaras à Vespluies, les séries crétacées et éocènes du synclinal du Loup. Par contre, de Vespluies à Coursegoules, la continuité stratigraphique entre la série du Cheiron et celle du synclinal du Loup exclut toute composante chevauchante. Le raccourcissement moindre est ici pris en compte par une forte flexuration de la série mésozoïque, qui est verticalisée.

Parmi les structures compressives secondaires observées dans l'arc de Castellane (fig. 6), les plus nombreuses sont les plis rétrodéversés (Végay, Gourdan, Charamel) et les rétrochevauchements à vergence nord (Bernarde, La Grau, Taulanne). Trois mécanismes différents semblent associés à ces structures et participent à la complexité structurale de l'arc :

1) plissement de la couverture sur une rampe de chevauchement fortement pentée (Végay, Gourdan : fig. 6.A),

2) réactivation de plis et de chevauchements pyrénéo-provençaux à vergence nord (Charamel, La Grau : fig. 6.B),

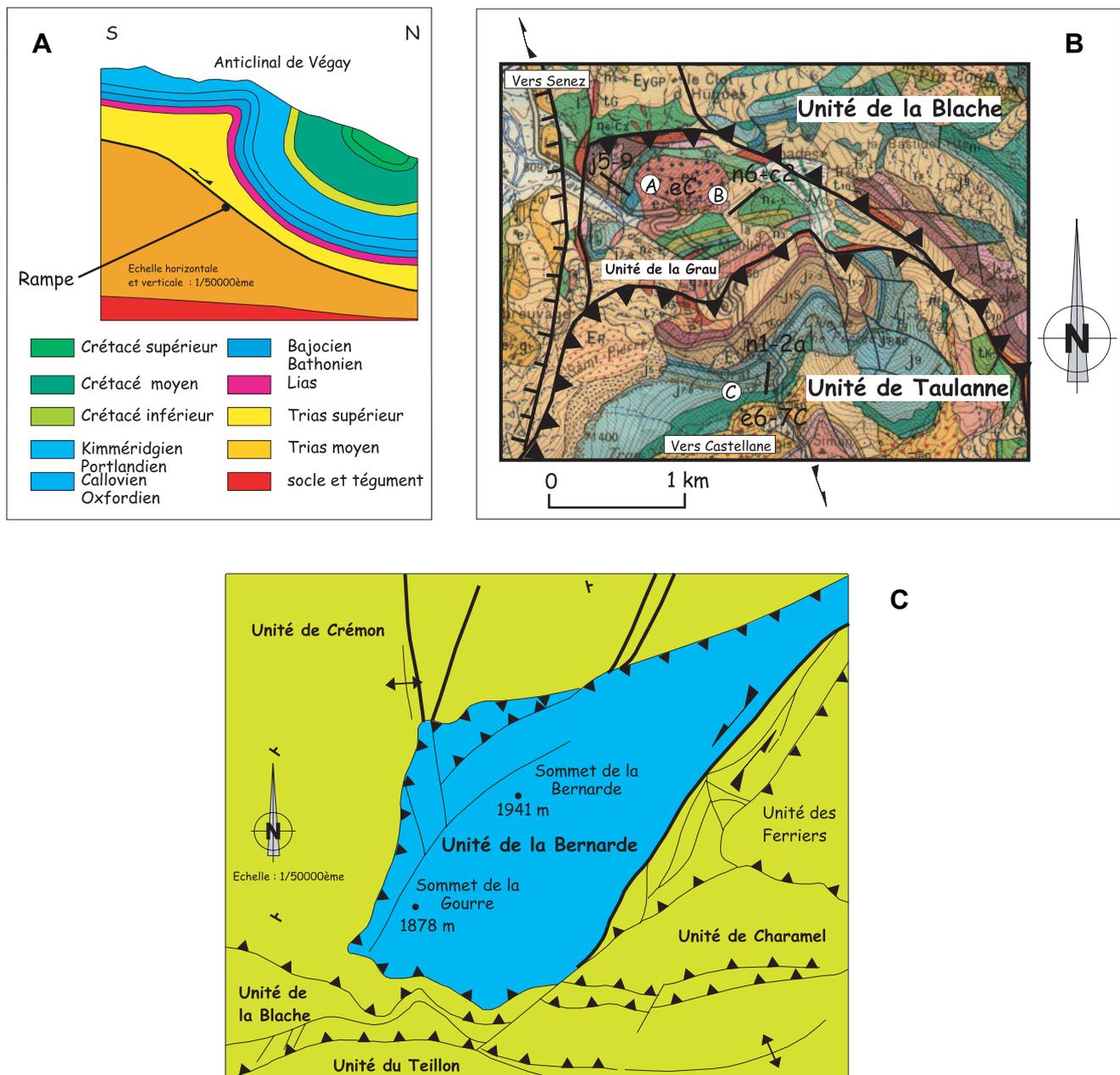


Fig. 6.- Exemples de structures déversées à rétrochevauchantes vers le nord. 6A : anticlinal rétrodéversé de Végay (extrait de la figure 11, coupe du Cheiron). 6B : rétrochevauchement de l'unité de la Grau qui se superpose à un anticlinal pyrénéo-provençal déversé vers le nord, comme le montre la discordance de l'Eocène supérieur (eC, e6-7C) sur le Jurassique supérieur (j5-9) au nord de l'unité (a), alors que la discordance s'effectue sur le Crétacé au sud de l'unité de la Grau (n6-c2, b) et sur l'unité de Taulanne (n1-2a, c). 6C : Rétrochevauchement de l'unité de la Bernarde vers le nord, sur l'unité de Crémon et ses structures N-S à NNE-SSW.

Fig. 6.- Examples of north-verging overturned to backthrust structures. 6A: The overturned Vegay anticline (selected from Fig. 11, Cheiron cross-section). 6B: Backthrust of the Grau unit over a Pyrenean-Provence anticline overturned to the north. The anticline is revealed by the unconformity of Upper Eocene sediments (eC, e6-7C) on the Upper Jurassic (j5-9) in the north of the Grau unit (a), on the Cretaceous in the south of the Grau unit (n6-c2, b) and on the Taulanne unit (n1-2a, c). 6C: Northward backthrusting of the Bernarde over the Cremon unit and its N-S to NNE-SSW structures.

3) poinçonnement d'une partie de la couverture et formation d'une zone triangulaire (La Bernarde, Taulanne : fig. 6.C).

L'ensemble des structures plicatives et chevauchantes E-W est affecté par des décrochements, NNE-SSW à NE-SW à fort rejet horizontal (fig. 3, à l'ouest du vil-

lage de Caille) et NNW-SSE à NW-SE à plus faible rejet (fig. 3, n°15). D'autres accidents de même orientation correspondent à des zones de relais ou des failles de transferts qui localisent des changements brutaux de style structural ou des virgations dans l'orientation des accidents principaux (fig. 7).

C'est le cas pour certains accidents bien marqués :

- le faisceau de Rouaine (fig. 7, 1) est une zone de relais constituée d'un ensemble de failles décrochantes orientées NE-SW. Il sépare la branche méridionale de l'arc de Castellane (struc-

tures principalement E-W), de la branche occidentale (structures plutôt N-S) ;

- la faille de transfert du Castellaras (fig. 7, 2), NE-SW, se localise là où l'unité du Cheiron se dédouble à l'ouest en deux écaillles chevauchantes (unités du Bauroux et du col de Bleine) ;

- la zone de relais NW-SE Castellane-Lachens (fig. 7, 3) sépare, côté est, les écaillles chevauchantes E-W de la branche méridionale de l'arc et, côté ouest, différentes structures : synclinaux tertiaires, fossés subméridiens, anticlinaux et chevauchements ;

- une zone de relais NNE-SSW à NE-SW (fig. 7, 4) permet, en rive droite de la moyenne vallée du Loup, à la déformation de se propager plus loin vers le sud et de se distribuer sur un plus grand nombre d'unités qu'en rive gauche (Calassou *et al.*, 1993). Cette zone de relais se situe dans le prolongement d'une famille d'accidents NNE-SSW qui affecte le socle des Maures-Tanneron et la couverture triasique sus-jacente. A Mouans-Sartoux, au sein de cette couverture triasique, nous avons pu déterminer que ces accidents sont des paléofailles normales triasiques ayant permis un épaississement des séries côté ouest. Néanmoins, de part et d'autre des gorges du Loup, nous n'avons observé aucune variation significative d'épaisseur de la série sédimentaire.

Ces accidents présentent cependant des rejets horizontaux apparents faibles (5 km au maximum pour le faisceau de Rouaine : Barbé, 1992) par rapport aux flèches de raccourcissement associées aux chevauchements E-W. Il s'agit probablement de paléofailles normales mésozoïques réactivées, en dépit des faibles variations dans les faciès et les épaisseurs des séries sédimentaires syn-tectoniques observées de part et d'autre de ces accidents.

Cinématique et paléochamps de contraintes

L'analyse microtectonique réalisée dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, nous a permis d'acquérir deux types de données :

1) les directions de transport des écaillles tectoniques, obtenues à partir de la mesure des azimuts de stries ou de can-

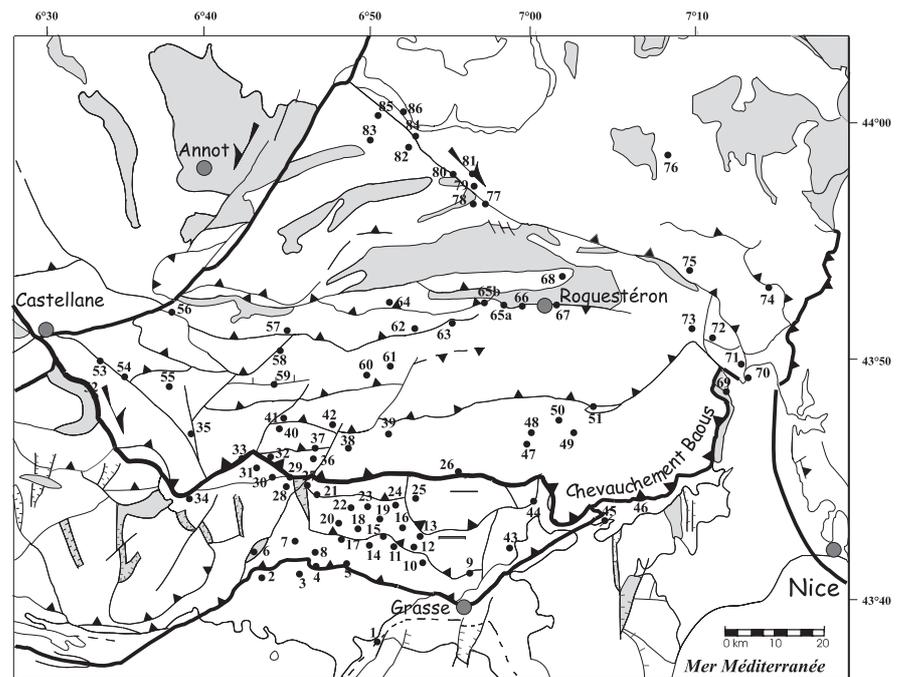


Fig. 8.-Localisation des sites d'acquisition des données microtectoniques (numéros). Les synclinaux tertiaires apparaissent en gris.

Fig. 8.- Location of the microtectonic data acquisition sites (numbers). The Tertiary synclines are in shaded.

nelures sur les chevauchements ou à proximité de ceux-ci ainsi que, sous certaines conditions, les azimuts de glissement banc-sur-banc ou les directions des pics stylolitiques.

Dans la pratique, les marqueurs cinématiques sont peu nombreux. Sur les quelques plans majeurs où l'on a pu les observer (Audibergue, Hubac, Caille, Bois de Séranon), les directions de transport varient entre N160 et N40, avec une fréquence plus importante pour la direction de transport subméridienne (environ N10) ;

2) les paléotenseurs de contraintes, obtenus à partir de l'analyse de populations de failles à l'intérieur des écaillles, sur lesquelles ont été observés les marqueurs de la déformation fragile (stries, riedels, stylolites). Le logiciel TECTO (Angelier, 1990), qui fait appel à une méthode d'inversion directe, a été utilisé à cet effet.

Cette étude microtectonique a porté sur 86 sites distribués dans la branche méridionale de l'arc (fig. 8) ; elle révèle l'existence de plusieurs directions de serrage. Leur chronologie relative a pu être déterminée sur quelques sites où plusieurs directions ont été enregistrées

(fig. 9, site n°16 par exemple), mais elle n'est généralement pas cohérente d'un site à l'autre. Par ailleurs, l'âge des déformations associées à ces directions de serrage n'a pas pu être davantage précisé ou affiné par rapport au travail de Ritz (1991) qui a montré que l'essentiel de la construction de l'arc de Castellane s'est réalisé au cours du Miocène.

Dans le détail, 29 sites nous ont permis de déterminer l'orientation de la paléo-contrainte principale σ_1 : celle-ci varie généralement entre N150 et N050 (fig. 9) avec une direction dominante NNE-SSW. Elle est légèrement différente de la direction N-S, proposée pour le Miocène par Ritz (1991) ou Erout et Lhote (1991). Ce résultat reste néanmoins cohérent avec le paléotenseur régional déterminé dans la nappe de Digne et dont le σ_1 est orienté N20-N30 (Faucher *et al.*, 1988 ; Aubourg *et al.*, 1999). Ceci permet de proposer l'existence dans tout l'arc de Castellane d'une direction de serrage moyenne miocène NNE-SSW.

Les autres directions de serrage déterminées dans notre étude ne montrent pas de répartition spatiale particulière sur l'ensemble de la branche méridionale de l'arc de Castellane.

N° Site	Orientation σ_1 ou σ_3	Régime de Contraintes	Chronologie -	N° Site	Orientation σ_1 ou σ_3	Régime de Contraintes	Chronologie -
3	N 135	Compressif	-	53	N 165	Décrochant	-
	N 006	Compressif	-	59	N 010	Décrochant	-
7	N 108	Compressif	-	62	N 023	Décrochant	-
	N 034	Compressif	-		N 110	Décrochant	-
16	N 027	Compressif	-	65	N 015	Décrochant	-
	N 003	Décrochant	-		N 003	Compressif	-
	N 159	Décrochant	-	66	N 013	Compressif	-
19	N 064	Décrochant	-	67	N 165	Compressif	-
	N 019	Compressif	1		N 027	Compressif	-
	N 163	Décrochant	2	68	N 040	Décrochant	-
23	N 160	Décrochant	-	76	N 154	Décrochant	-
	N 022	Décrochant	-		N 031	Décrochant	Anté-plicatif
26	N 071	Compressif	1	79	N 174	Décrochant	-
	N 108	Décrochant	2		N 052	Décrochant	-
30	N 131	Compressif	-	80	N 164	Décrochant	-
	N 009	Décrochant	-		N 120	Décrochant	-
37	N 009	Décrochant	-	81	N 174	Décrochant	-
39	N 048	Décrochant	-		N 021	Décrochant	-
43	N 145	Décrochant	-	86	N 002	Décrochant	-
44	N 047	Décrochant	-		N 040	Décrochant	-
48	N 042	Décrochant	-	87	N 105	Décrochant	-
49	N 163	Décrochant	1		91	N 037	Compressif
	N 014	Compressif	2				
50	N 017	Compressif	-				

Fig. 9.- Caractéristiques principales des paléotenseurs de contrainte (orientation de la contrainte principale maximale σ_1 , régime tectonique, chronologie entre tenseurs) calculés pour 29 stations parmi les 89 sites d'acquisition des données microtectoniques.

Fig. 9.- Main characteristics of the strain tensors (direction of the main compressive axis σ_1 , tectonic conditions, chronology between tensors) estimated for 29 sites among the 89 microtectonic-data acquisition points.

Par exemple, le serrage NW-SE, révélé sur certains sites, n'a pas été observé par les auteurs antérieurs qui ont déterminé des paléotenseurs de contraintes à l'échelle régionale (Combes, 1984 ; Ritz, 1991) ou de l'ensemble de la chaîne alpine (Bergerat, 1985). Il semble donc correspondre à des réorientations locales du champ de contrainte, que l'on peut expliquer par la présence d'accidents hérités (Anderson, 1951 ; Ramsay, 1967). Par exemple le faisceau de Rouaine, constitué de paléofailles normales mésozoïques NE-SW (Dardeau, 1983 ; Delpech, 1988 ; Barbé, 1992), a pu réorienter la contrainte régionale NNE-SSW. Celle-ci, devenant localement NW-SE est peut-être à l'origine des nombreux plis d'axe NE-SW situés à l'est du faisceau, dans la région de Puget-Théniers.

Structure en coupe et quantité de raccourcissement

Dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, les plis et les chevauchements montrent d'importants changements de

géométrie d'est en ouest et du nord au sud. Nous avons choisi de réaliser trois coupes équilibrées N-S, de manière à préciser les évolutions structurales dans ce secteur méridional de l'arc de Castellane et également de déterminer les quantités de raccourcissement qui accompagnent la mise en place de l'arc. Ces trois coupes sont d'est en ouest, celles du Cheiron, de l'Audibergue et de Canjuers (fig. 10). Très peu de coupes ont été réalisées dans la branche occidentale (Pelline Chabert, 1996 ; Lickorish et Ford : 1998,1999) car les nombreux décrochements N-S faussent les estimations de raccourcissement dans ce secteur. Pourtant, la coupe de Lickorish et Ford, orientée N55 et donc oblique à la direction moyenne de transport de la nappe de Digne (N20-N30), a été équilibrée entre le bassin de Valensole et le massif de l'Argentera. La restauration donne un raccourcissement minimum suivant cette direction de 21,5 km, comparable aux différentes estimations effectuées dans la branche méridionale (Erout et Lhote, 1991 ; Ritz, 1991 ; Laurent, 1998 ; cet article).

Les coupes, orientées parallèlement ou sub-parallèlement à la direction de transport régionale, NNE-SSW, et en tout cas perpendiculaires à la majorité des fronts de chevauchements, ont été équilibrées en utilisant les méthodes classiques de construction (Gratier, 1987 ; Woodward *et al.*, 1989), et notamment la méthode des structures déroulables (Dahlstrom, 1969). Cette méthode consiste à déplier chaque coupe représentative de l'état actuel en mesurant les longueurs de niveaux stratigraphiques repères entre deux limites, appelées « pin-line », et en les reportant sur la coupe restituée correspondante.

La comparaison de ces longueurs sur la coupe restituée et la coupe actuelle nous permet de déterminer les quantités de raccourcissement.

Les incertitudes sur les quantités de raccourcissement sont obtenues, sur toutes les coupes, de la manière suivante :

1) sur chaque unité tectonique, on place un repère perpendiculaire aux couches, qui joue le rôle de marqueur passif ;

2) les longueurs développées de chaque couche sont reportées à partir de ces repères ;

3) la géométrie de chaque plan de faille est ainsi reportée deux fois, à partir des mesures de longueur effectuées dans le compartiment chevauchant et chevauché ;

4) l'écart entre les deux géométries est mesuré et donne une estimation de l'erreur de la quantité de raccourcissement associée à cet accident ;

5) la sommation des incertitudes est ensuite effectuée sur une partie ou la totalité de la coupe considérée. L'erreur maximum ainsi déterminée ne dépasse pas 10 % de la valeur du raccourcissement calculé.

Dans le cas de l'arc de Castellane, qui s'est structuré en plusieurs phases tectoniques, la restauration s'est effectuée par étapes.

Les étapes de restauration correspondent aux périodes (Jurassique terminal, anté-Eocène supérieur, Oligocène moyen) qui précèdent les épisodes majeurs de la déformation (extension Crétacé inférieur,

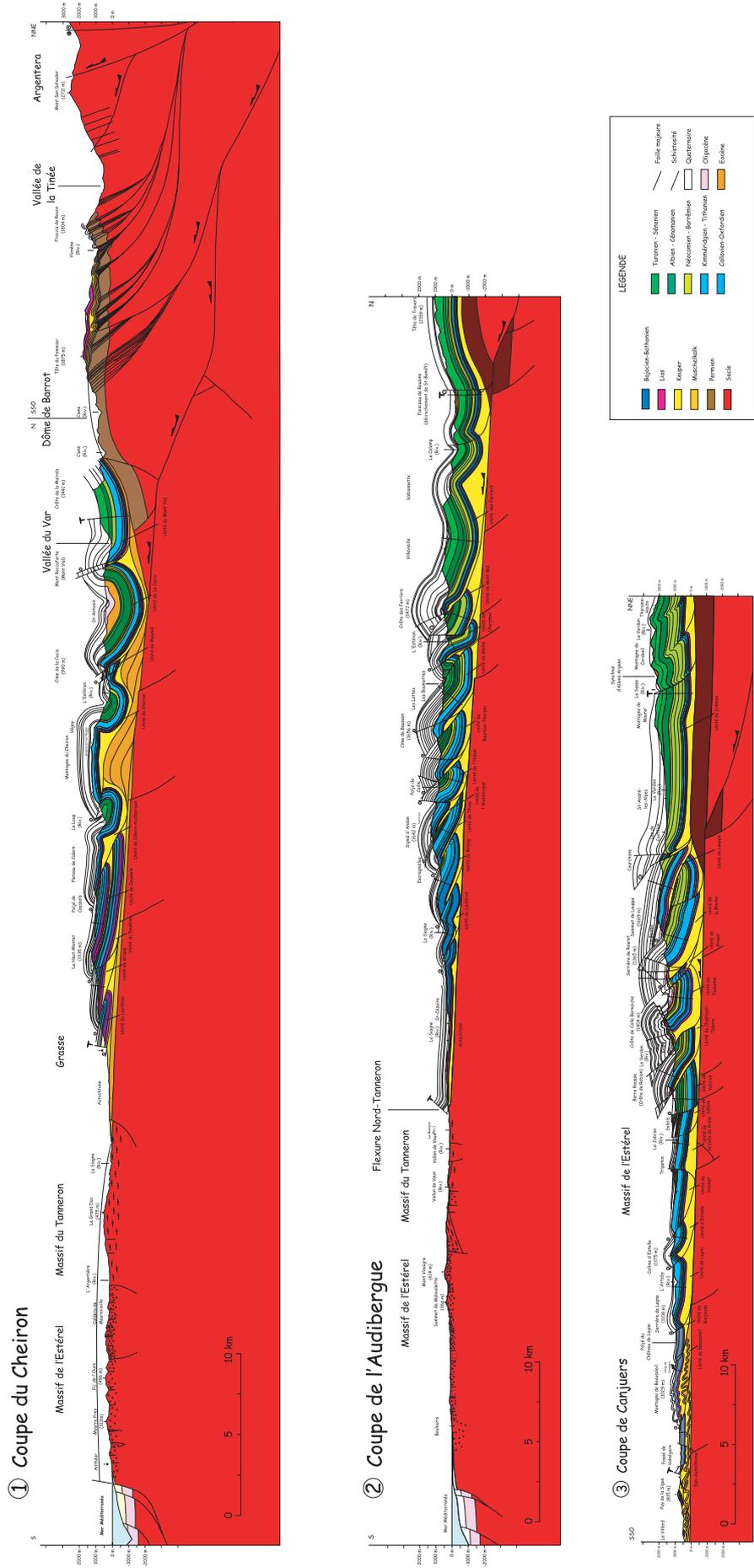


Fig. 10.- Les trois coupes équilibrées réalisées dans la branche méridionale de l'arc de Castellane (localisation fig. 1).
 Fig. 10.- The three balanced cross-sections compiled for the southern branch of the Castellane arc (localisation in Fig. 1).

compression pyrénéo-provençale Eocène moyen, compression alpine oligo-miocène) et sur lesquels nous reviendrons plus en détail dans le chapitre sur la chronologie de structuration.

La genèse miocène de l'arc de Castellane n'a été reconstituée qu'en une seule étape, ce qui permet de visualiser immédiatement toute l'importance de cette déformation.

Trois stades de restauration ont donc été choisis :

1) l'**Oligocène moyen**, qui élimine la quasi-totalité des structures compressives alpines ;

2) l'**Eocène moyen**. Cette étape permet d'éliminer la subsidence liée aux dépôts éo-oligocènes (800 m dans le synclinal de Saint-Antonin : Bodelle, 1971) et la faible extension oligocène associée aux petits fossés subméridiens. Elle met aussi en évidence les paléoplis pyrénéo-provençaux scellés sous la discordance de l'Eocène supérieur (les Scaffarels près d'Annot, Mont Mal) ainsi que l'ensemble des paléofailles normales crétacées, réactivées pour certaines au Néogène ;

3) le **Jurassique terminal**, qui permet de quantifier l'extension crétacée qui accompagne l'installation du bassin dauphino-vocontien et qui permet également de différencier les paléostructures crétacées et jurassiques.

Deux des trois coupes réalisées (celles du Cheiron et de l'Audibergue) ont été restaurées à ces trois époques. La troisième, la plus occidentale (coupe de Canjuers), n'a été restaurée qu'à l'Oligocène moyen, car elle avait essentiellement pour objectif de déterminer une quantité de raccourcissement à l'alpin et de comparer cette valeur aux estimations faites sur les deux coupes plus orientales.

Dans leur état de déformation actuel (fig. 10), les trois coupes montrent toutes un style tectonique semblable, caractérisé par un écaillage de la couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque, au-dessus du niveau de décollement compris entre le Trias moyen (Lettenkhole) et le Trias supérieur (Keuper). L'empilement d'écaillages tectoniques et l'augmentation d'épaisseur de la couverture sédimentaire du sud vers le nord se traduisent par une

forme caractéristique de prisme tectonique, avec un toit du substratum régulièrement penté vers le nord, vers l'intérieur de la chaîne. De nombreuses failles normales, essentiellement crétacées, affectent, nous l'avons vu, la couverture sédimentaire. Elles doivent donc se prolonger dans le socle sous-jacent. La construction des coupes ne permet pas de localiser ces failles dans le socle, ce qui laisse penser que le toit du socle a été lissé, probablement par un bourrage tectonique des niveaux ductiles triasiques au pied des paléofailles normales. Celles-ci seraient alors masquées, « beurrées » par le Trias, le niveau de décollement passant au-dessus sans montrer d'aspérités, comme l'ont observé Gillcrist *et al.* (1987) dans les chaînes subalpines septentrionales (e.g. demi-graben d'Ornon). Malgré ce « bourrage », nous avons néanmoins pu représenter la trace de ces failles normales dans le socle, en restaurant dans leur position originelle les paléofailles normales de la couverture dépliée.

La coupe la plus orientale, **la coupe du Cheiron** (fig. 10.1), présente, entre l'avant-pays et la vallée de l'Estéron, un système d'écaillages chevauchants à vergence sud avec un raccourcissement cumulé de $13,6 \pm 1,2$ km.

Au nord, la déformation s'exprime sous la forme de larges synclinaux ouverts (Estéron, Saint-Antonin), orientés E-W, constitués d'une série sédimentaire épaisse (respectivement 1500 et 2400 m d'épaisseur totale estimée). Ils sont séparés par des anticlinaux cisailés (Mont Long, Mont Vial) qui matérialisent des quantités de raccourcissement assez faibles (3,5 km cumulés). Dans le domaine des écaillages méridionales, l'unité de Caussols nous a semblé être particulièrement chevauchante ($8,8 \pm 0,5$ km de raccourcissement) tandis que la troncature de la série jurassique de Cavillone par le chevauchement de Calern ($1,8 \pm 0,5$ km de raccourcissement) est en faveur d'une mise en place tardive, hors-séquence, de cette dernière unité. Au nord du plateau de Calern, nous interprétons l'anticlinal dissymétrique du Gros Pouch, légèrement rétrodéversé vers le nord, comme un pli de décollement avec bourrage de Trias dans son cœur. Cette coupe nous a également permis d'étudier la Montagne du Cheiron qui porte la station de Gréolières-les-Neiges. Elle constitue un vaste dôme anticlinal (20 km de longueur,

5 km de largeur) dont le relief structural est anormalement élevé (1500 m de dénivelée environ entre les calcaires de Jurassique supérieur de la montagne du Cheiron, au nord, et ceux des vallées du Loup et de l'Estéron, en contrebas au sud). Nous proposons différentes hypothèses pour « remplir » le volume situé au cœur de l'unité du Cheiron (fig. 11) :

1) le bourrage tectonique par des évaporites du Trias supérieur et/ou moyen : ce n'est pas une hypothèse plausible, car elle nécessite une épaisseur de Trias trop importante (plus de 1000 m), qui se serait traduite par du diapirisme, comme à Puget-Théniers (Dardeau et de Graciansky, 1990). Or, ce diapirisme n'a pas été observé dans le pli rétrodéversé de Végay, sur le flanc nord de la Montagne du Cheiron, ni au sud de cette montagne ;

2) l'écaillage de socle et/ou de tégument permo-werfénien : on peut difficilement la considérer comme une hypothèse viable car la longueur d'onde du volume à combler est plus proche de la taille des écaillages de couverture (quelques kilomètres) que des structures de socle (15 km de largeur pour le dôme de Barrot) ;

3) l'écaillage des séries de couverture : cela pourrait être la solution la plus simple, mais les différentes hypothèses envisagées (duplex, empilement antiformal, rétrochevauchements, zone triangulaire) ne sont pas satisfaisantes car elles augmentent toutes les quantités de raccourcissement de plusieurs kilomètres et ne sont plus alors en accord avec les raccourcissements mesurés latéralement sur les deux autres coupes (la différence est d'au moins 5 km soit 25 %) ; d'autre part, à Coursegoules, la continuité structurale entre l'unité du Cheiron et l'unité de Calern n'est pas favorable à la présence d'un duplex au cœur de l'anticlinal du Cheiron ;

4) le horst de socle : c'est une solution qui a par exemple été envisagée pour expliquer la culmination du grand Crêt d'Eau dans le Jura (Guellec *et al.*, 1990). Dans le cas de la Montagne du Cheiron, ce horst est difficilement concevable en l'absence d'anomalie gravimétrique positive (Dumas, 1998) et alors que le toit du substratum est régulièrement penté vers le nord, de part et d'autre de l'unité du Cheiron ;

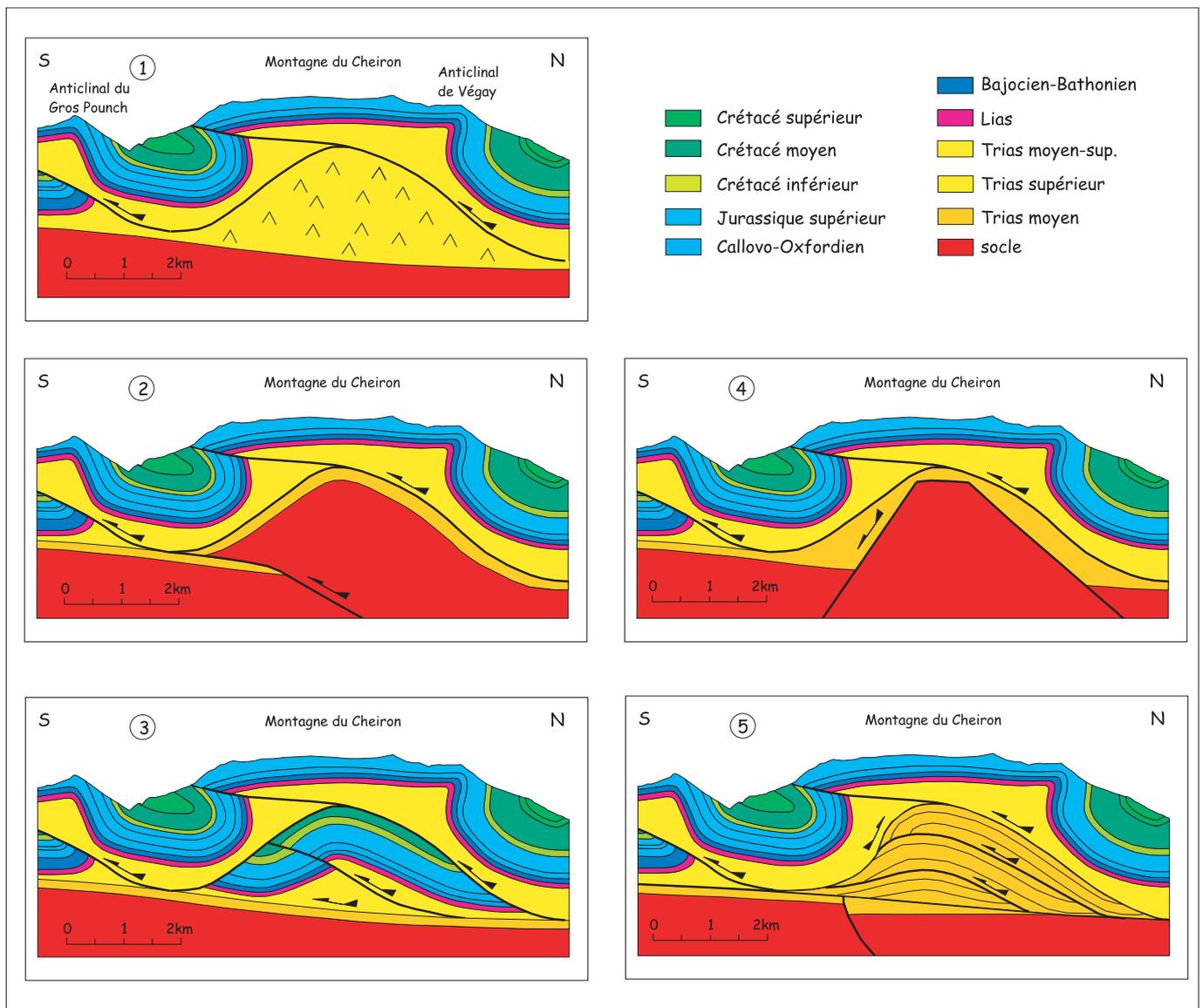


Fig. 11.- Les différents modèles géométriques proposés pour la Montagne du Cheiron (cf. discussion dans le texte).

Fig. 11.- Different geometric models for the Cheiron anticline (see discussion in the text).

5) l'hypothèse qui a été privilégiée sur notre coupe est celle d'un empilement d'écailles de Muschelkalk et de Keuper au cœur de l'anticlinal du Cheiron. Elle a l'avantage :

a) de ne pas augmenter la quantité de raccourcissement qui affecte la couverture décollée au-dessus du Trias supérieur,

b) d'être en accord avec la présence, dans la basse vallée de l'Estéron, à l'extrémité orientale de l'anticlinal, d'un lambeau de Muschelkalk (Bodelle *et al.*, 1980),

c) d'éliminer les inconvénients associés à l'implication du socle tout en assurant le remplissage du volume par du matériel allochtone. La coupe restaurée à

l'Oligocène moyen permet d'ailleurs de préciser l'origine de ce matériel triasique, entre les futurs synclinaux de l'Estéron et de Saint-Antonin. L'anticlinal rétrodéversé de Végay, comme celui du Gros Pouch, est interprété comme un pli de décollement.

Au nord de l'anticlinal du Cheiron, le synclinal de l'Estéron est une structure d'importance régionale, qui comprend une couverture de 1500 m d'épaisseur et qui se suit sur 50 km d'ouest en est, depuis Soleilhas jusqu'à Gillette. Son flanc nord est chevauché par des unités E-W disposées en échelon (Charamel, Mont Long, Mont Mal), affectées par des décrochements sénestres N60-N70, à l'origine

d'une erreur d'environ 1 km dans la détermination des quantités de raccourcissement sur cette coupe. Les coupes restaurées nous ont permis de déterminer que ce secteur correspond à un anticlinal pyrénéo-provençal (discordance de l'Eocène supérieur sur les séries crétacées et le Jurassique supérieur), déversé vers le nord à l'Oligocène. Celui-ci a certainement pu jouer un rôle d'aspérité et de blocage puisque c'est sur sa bordure nord que viennent se déposer, dans la région de Saint-Antonin, près de 1500 m de séries oligocène inférieures continentales (Bodelle, 1971), ce qui constitue le remplissage le plus complet pour cette époque dans la branche méridionale de l'arc de Castellane.

Le synclinal de Saint-Antonin et celui des Quatre-Cantons sont séparés par la terminaison occidentale de l'accident du Mont Vial, que Dardeau (1987) considère comme une paléofaille normale mésozoïque, inversée au Tertiaire en tant que chevauchement. Cet accident WNW-ESE, presque verticalisé au niveau de Puget-Théniers, présente une composante décrochante dextre (accident décrochevauchant de Rourebel-Ascros : Beghdadi, 1993), ce qui serait à l'origine d'une erreur importante dans l'estimation de la quantité de raccourcissement (plus de 1 km). Les étapes de restauration de la coupe du Cheiron confirment qu'il s'agit d'une paléofaille normale mésozoïque, très active au Crétacé. Elle a ensuite été légèrement réactivée au cours de la déformation pyrénéo-provençale anté-Eocène supérieur, avant d'être plus intensément déformée et réactivée à l'Oligocène (discordances syn-sédimentaires qui affectent la bordure nord du synclinal de Saint-Antonin : Campredon et Giannerini, 1982 ; Beghdadi, 1993) et au Miocène. Son prolongement dans le socle a pu être positionné (en tenant compte de la restauration) sous la couverture sédimentaire qui sépare le Barrot de l'Argentera.

Au nord du synclinal très ouvert des Quatre-Cantons, apparaît le bombement anticlinal du dôme de Barrot (15-17 km de largeur E-W). Celui-ci est légèrement dissymétrique avec un flanc sud plus penté (environ 20-30°) que le flanc nord (environ 10°). Cette dissymétrie vers le sud évoque un anticlinal de rampe situé à l'aplomb d'un chevauchement affectant le socle et le tégument. Ce chevauchement avait déjà été suggéré par Goguel (1936 *in* Lemoine, 1972), Ménard (1980) et Ritz (1991). Sur la coupe, le raccourcissement qui lui est associé est estimé à $7,2 \pm 1$ km. Cette valeur dépend de la géométrie que l'on a choisie pour le prisme chevauchant ; on la contraint néanmoins assez bien par la position du toit du substratum et la localisation des deux transitions palier-rampe (1) puis rampe-palier (2) dans le socle. Ces dernières sont choisies en reportant dans le socle les variations brutales de pendage observées en surface dans le tégument sus-jacent. Nous avons également fait l'hypothèse que le Permien du dôme de Barrot s'était déposé dans un bassin limité par des failles normales E-W. Nous avons donc dessiné sur la coupe la bordure méridionale de ce bassin permien ainsi que son pro-

longement dans le socle, après dépliage du chevauchement du dôme de Barrot.

Sur le flanc sud du dôme de Barrot, la couverture décollée est localement incomplète et nous pensons que ces disparitions sont associées à l'existence d'une faille normale, ENE-WSW, à pendage sud (faille de Ciavanette : Cosani, 1995), qui constituerait une faille antithétique de la bordure méridionale du bassin permien.

Enfin, au nord et nord-est du Dôme de Barrot, l'existence de deux niveaux de décollement dans le Trias se traduit par une dysharmonie de déformation entre les séries calcaires du Muschelkalk moyen et les niveaux plus ductiles du Muschelkalk inférieur (Lettenkhöle) et du Keuper. Le Trias inférieur et le Permien sont également affectés par des plis très serrés synschisteux, subverticaux ou déversés vers le sud-ouest (Siddans *et al.*, 1984 ; Guardia et Ivaldi, 1985), bien visibles dans les vallons de la Vionène et de la moyenne Tinée (Roure, Roubion).

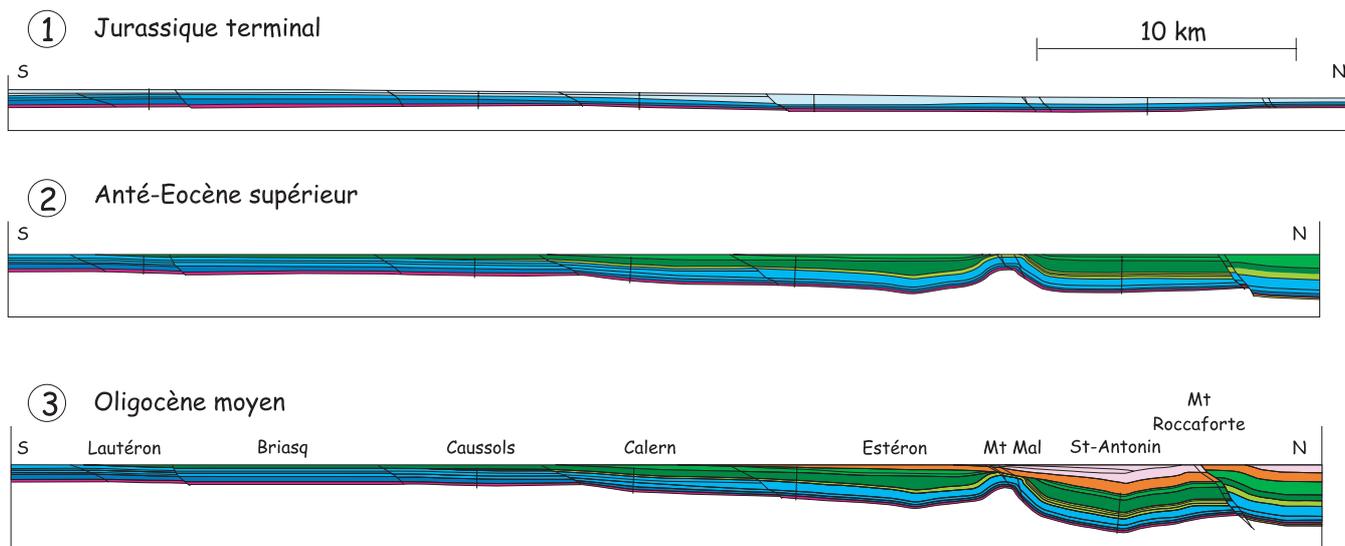
Sur cette coupe, comme sur les deux autres, et pour les différentes étapes de restauration (fig. 12), le choix de faire disparaître brutalement certaines séries, au lieu de considérer un biseautage progressif, se traduit par des remontées brutales du toit du substratum, qui ne sont pas associées à l'existence de paléofailles normales. Il s'agit seulement d'un artefact qui est la conséquence d'un manque de données sur les zones de dépôt originelles de ces séries. Inversement, en minimisant certains artefacts, nous avons raisonné sur ces zones de dépôts et montré notamment la présence initiale de l'Eocène supérieur (calcaires nummulitiques) au-dessus de l'anticlinal du Cheiron, à la différence de certaines interprétations (Ivaldi, 1989). La coupe restaurée au pré-Eocène supérieur montre un épaississement de la série sédimentaire du sud vers le nord. La représentation du paléo-anticlinal de l'Estéron nous permet de suspecter qu'il s'agit d'un pli de décollement avec du bourrage tectonique en son cœur. La coupe restaurée au Jurassique supérieur prend en compte de manière symbolique les différences paléobathymétriques caractérisées par une augmentation de la profondeur du sud (-25 m) vers le nord (-250 m ; Dardeau, 1983). Ces variations sont associées à des changements de faciès et d'épaisseur, mais aucune faille normale synsédimentaire jurassique n'a pu

être reconnue sur cette coupe. A la fin du Jurassique, le domaine le plus méridional présente les séries les plus épaisses. Cette situation s'inverse au Crétacé, les séries devenant de plus en plus épaisses de la plate-forme au bassin, ce qui souligne l'importance des paléofailles normales de cette époque.

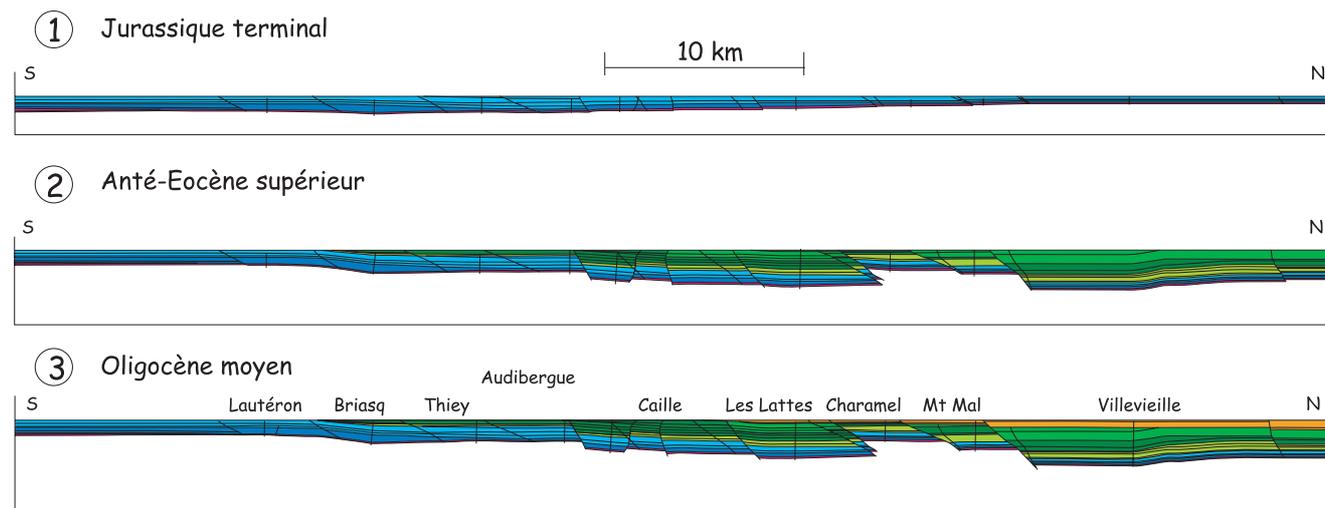
Sur la **coupe de l'Audibergue** (fig. 10.2), située à environ 15 km à l'ouest de la précédente, la séparation entre un domaine méridional écaillé et un domaine septentrional constitué de larges synclinaux n'est pas autant marqué que sur la coupe du Cheiron. La différence provient essentiellement de la disparition vers l'ouest du synclinal de Saint-Antonin, tandis que l'unité des Ferriers est plus chevauchante que ses équivalents orientaux du Mont Mal et du Mont Vial. Cette variation latérale de style dans le domaine septentrional peut être interprétée comme la conséquence du raccourcissement d'axe NW-SE, qui est bien exprimé à proximité immédiate du faisceau de Rouaine. D'autre part, cette coupe ne présente pas de chevauchements dominants comme, plus à l'est, les unités de Caussols (8,8 km de raccourcissement) ou des Baous (13 km). Il y a donc un nombre plus important d'écailles, mais avec des quantités individuelles de raccourcissement plus faibles. Ces variations latérales d'une coupe à l'autre s'effectuent pour certaines de part et d'autre de failles de transfert, comme l'accident N-S de Canaux ou celui, NE-SW du Castellaras. Ce dernier sépare l'unité du Cheiron et ses 1,6 km de raccourcissement de ses deux diverticules occidentaux : les unités de la Montagne de Bleine et de la Montagne de Thorenc, qui expriment un raccourcissement cumulé de $4,0 \pm 0,5$ km. Cependant, malgré ces différences, la quantité de raccourcissement totale le long de la coupe atteint $18,1 \pm 1,3$ km. De même, les variations globales N-S d'épaisseur de séries sédimentaires sont tout aussi importantes que sur la coupe du Cheiron puisque l'on passe de seulement 1 000 m de série mésozoïque pour l'unité de Briasq au sud à 2 000 m de Mésozoïque et de Paléogène pour le synclinal de Villeveille au nord (cartes géologiques à 1/50 000 de Cannes-Grasse : Ginsburg *et al.*, 1970, Roquestéron : Bodelle *et al.*, 1980 et Entrevaux : Campredon *et al.*, 1980).

Les écailles frontales sont présentes de la région de Saint-Cézaire à la Montagne de l'Audibergue. Au sud du

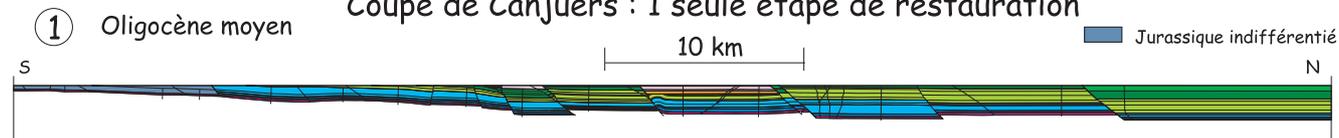
Coupe du Cheiron : 3 étapes de restauration



Coupe de l'Audibergue : 3 étapes de restauration



Coupe de Canjuers : 1 seule étape de restauration



Oligocène	Albien - Céno manien	Callo vien - Ox fordien
Eocène	Néocomien - Barrémien	Bajocien-Bathonien
Turonien - Sénonien	Kimméridgien - Tithonien	Lias

Fig. 12.- Les différentes étapes de restauration des trois coupes équilibrées régionales.

Fig. 12.- The restoration steps for the three regional balanced cross-sections.

front alpin, les gneiss du Tanneron et leur maigre couverture sédimentaire du Trias inférieur sont basculés de 20 à 30° vers le nord. La flexure de socle des Veyans relève très probablement de la compression pyrénéo-provençale éocène.

Au nord de cette flexure, l'autochtone est affecté, dans la vallée de la Siagne, par des plis provençaux E-W, déversés vers le nord et qui sont localement recouverts par des placages de sédiments continentaux du Miocène moyen (carte géologique à 1/50 000 de Fayence : Mennessier, 1966). Plus au nord, à l'intérieur de l'arc de Castellane, les plis provençaux ne sont plus visibles car la déformation alpine croît en intensité et vient masquer les structures antérieures qui leur sont coaxiales. Ainsi, les plis provençaux les plus septentrionaux identifiés avec certitude sont-ils localisés dans l'unité de Briasq. Le raccourcissement N-S estimé pour cette déformation reste faible, avec 275 m environ.

Dans ce dispositif d'écaïlles frontales, la Montagne de l'Audibergue, prolongement occidental de l'unité de Calern, est en connexion à l'est avec le chevauchement des Baous et à l'ouest avec l'unité de Lachens et le décrochement dextre Castellane-le Logis du Pin. Sur la coupe, la quantité de raccourcissement associée à cette écaïlle n'est que de 3 km.

Si, du front de l'arc jusqu'à la Montagne de l'Audibergue, les pendages des surfaces de chevauchement varient entre 20 et 30°, ces pendages sont généralement plus redressés entre la Montagne de l'Audibergue et la Montagne de Bleine. Ce redressement s'explique par l'empilement plus important des écaïlles chevauchantes et par la réactivation d'un plus grand nombre de structures héritées.

Ainsi, la faille subverticale qui limite le flanc sud de l'unité de l'Hubac est-il un chevauchement à forte composante décrochante sénestre qui réactive une paléofaille normale crétacée à pendage nord, comme le montrent les différentes périodes de restauration.

La faille de Caille, qui limite au sud l'unité de Thorenc, n'est pas visible à l'affleurement sur la coupe, mais sa portion érodée a pu être dessinée. Parmi les autres paléofailles normales crétacées représentées sur la coupe, la faille E-W du col

Sant-Peire présente un rejet vertical de l'ordre d'une centaine de mètres en surface.

De la vallée de l'Estéron au sud jusqu'au faisceau de Rouaine au nord, la coupe de l'Audibergue présente un système d'écaïlles et de larges synclinaux. Le synclinal de l'Estéron est caractérisé par une épaisseur de série sédimentaire mésozoïque et paléogène plus importante et plus complète (l'Eocène et l'Oligocène inférieur sont présents) sur la coupe de l'Audibergue (1700 m) que sur celle du Cheiron (1500 m). Ce synclinal est chevauché par une partie de son flanc nord qui est en série inverse (unité des Baumettes) et dont l'origine est la poussée tectonique exercée par l'unité de Charamel. Le chevauchement de l'unité de Charamel est par ailleurs très penté (plus de 50°). La coupe traverse au-delà un secteur où les mouvements transversaux sont importants, avec notamment la lanière décrochante dextre NW-SE de Briançonnet, constituée de navettes tectoniques de calcaires jurassiques. Les coupes restaurées à l'Oligocène moyen et au Pré-Eocène supérieur indiquent que les structures chevauchantes à décrochevauchantes de cette zone se superposent à une ou plusieurs structures pyrénéo-provençales (anticlinaux peut-être chevauchants), dont la géométrie n'a pu être correctement dessinée à cause des difficultés de l'équilibrage. Plus au nord, l'équilibrage de la coupe nécessite la présence, sous l'unité des Ferriers, d'un volume important que nous complons avec des séries triasiques (Keuper et Muschelkalk). Sur le dos de cette unité, se développe le synclinal de Villevieille, qui comprend environ 2000 m de séries mésozoïque et paléogène. L'anticlinal légèrement déversé vers le nord de Valbonnette (2,5 km de large) se suit axialement sur 14 km. Nous l'avons interprété comme un pli de décollement sur les niveaux ductiles du Trias. Au nord de ce pli, la coupe traverse le faisceau de Rouaine, pour lequel nous estimons un jeu décrochant sénestre de 2 km en mesurant le décalage entre les axes des synclinaux d'Agnère et de Rouaine. Au-delà de ce faisceau décrochant, il n'est plus possible de calculer les quantités de raccourcissement car le principe de conservation des volumes n'est plus respecté. Les restaurations effectuées indiquent que l'accident le plus oriental du faisceau de Rouaine (accident de Martignac : Barbé, 1992) a été réactivé en compression ou transpression au cours de

la phase de déformation pyrénéo-provençale pré-nummulitique, avant de rejouer en extension à l'Eocène supérieur, en accord avec les observations de Barbé (1992) au niveau de la barre de Martignac (ouest de Daluis). Par contre, les restaurations ne prennent pas en compte le jeu extensif liasique (Delpech, 1988) car, à l'échelle de la coupe, les faibles variations d'épaisseur du Jurassique inférieur ont été négligées.

Au nord de la branche ouest du faisceau de Rouaine (décrochement de Saint-Benoît : Barbé, 1992), paléo-faille normale mésozoïque, la couverture sédimentaire et le toit du substratum sont soulevés relativement d'environ 1300 m. Ainsi, même si le tégument permo-werfénien n'affleure pas, nous suspectons la présence d'un chevauchement de socle, équivalent latéral du chevauchement du Dôme de Barrot. Mais la quantité de raccourcissement de socle est ici moins importante, estimée à $3,2 \pm 1$ km. Cette faible valeur implique une déformation interne du substratum plus grande au nord de l'arc de Castellane sur ce transect que sur la coupe du Cheiron.

La coupe restaurée à l'Oligocène « moyen » (fig. 12.2) permet de montrer que l'Eocène est affecté par de nombreuses failles normales synsédimentaires, comme autour de Briançonnet, de la crête des Ferriers ou de la bordure orientale du faisceau de Rouaine.

La coupe de Canjuers (fig. 10.3), orientée NNE-SSW pour être parallèle à la direction de transport, est localisée à environ 35 km à l'ouest de la coupe de l'Audibergue. Elle est située dans une zone de transition entre les deux branches de l'arc de Castellane, où les structures sont plutôt orientées WNW-ESE à NW-SE. Il s'ensuit que le style structural de la coupe de Canjuers est assez différent de celui observé sur les autres coupes.

Dans tout l'avant-pays et jusqu'au pied de la Montagne de Beausoleil, la partie frontale de l'arc s'exprime par des trains de plis qui affectent le Trias moyen et non par des chevauchements. En effet, le Muschelkalk est très fortement plissé de manière disharmonique par rapport à la couverture supra-Keuper (plis NW-SE en accordéon ou en blagues à tabac, à flancs généralement verticaux ou déversés vers le sud-ouest). Ce plissement traduit l'import-

tance du niveau de décollement du Lettenkhole qui constitue dans la partie méridionale de la coupe la véritable limite entre le tégument et la couverture décollée. C'est probablement vrai partout sous l'arc mais c'est seulement dans ce secteur que l'érosion permet de le voir. Les plis à cœur de Muschelkalk sont présents vers le sud bien au-delà de la coupe, jusqu'au niveau de la ville d'Aups à l'ouest et de la bande triasique de Barjols au sud-ouest. Le front de déformation alpin est donc difficile à définir dans ce secteur, d'autant que les chevauchements provençaux à vergence nord-est (Fox-Amphoux, Montmeyan, Salernes,...) interfèrent avec les structures alpines. Le point de départ de notre coupe équilibrée a ainsi été arbitrairement fixé au hameau du Villard (cf. fig. 10.3).

C'est entre les deux coupes de Canjuers et de l'Audibergue, plus exactement de part et d'autre du prolongement de la faille de socle de Pennafort, orientée NNE-SSW, que l'on observe le changement de style tectonique dans l'avant-pays (fig. 1). Nous reviendrons à la fin de l'article sur l'interprétation associée à ces variations structurales.

Dans ce domaine méridional, la coupe traverse le petit fossé NE-SW de Valségure (moins de 2 km de largeur), probablement d'âge oligocène puisqu'il comprend des sables bleutés datés de l'Oligocène inférieur (Touraine, 1976).

De la Montagne de Beausoleil jusqu'à l'unité de Chasteuil-Taloire, le domaine des écaillles frontales est essentiellement constitué de calcaires du Jurassique supérieur indifférencié. Ceux-ci présentent une épaisseur qui peut atteindre 400 m au niveau des gorges de l'Artuby et du Verdon. Le premier chevauchement d'importance en venant du sud est celui de Beausoleil qui exprime, sur notre coupe, un raccourcissement de $0,5 \pm 0,1$ km. L'unité de Beausoleil est affectée par des plis serrés et dissymétriques dont la géométrie a été dessinée en tenant compte des observations relevées latéralement. Le raccourcissement associé à ces plis atteint $0,6 \pm 0,1$ km.

Au nord de l'unité de Beausoleil, le Trias n'affleure plus. Aussi, même s'il est probable que le Lettenkhole reste le niveau de décollement basal de la couverture sédimentaire, nous avons regroupé sur la coupe le Muschelkalk et le Keuper en un même figuré.

Egalement à partir de l'unité de Beausoleil, et jusqu'à l'unité de Chasteuil-Taloire, la flèche de chaque chevauchement ne dépasse pas 1 km (2,5 km au total). Ce système d'écaillles frontales est ainsi beaucoup moins spectaculaire que sur la coupe de l'Audibergue. Par contre, les paléofailles normales mésozoïques sont nombreuses, à l'image de ce que l'on observe sur la coupe de l'Audibergue dans le domaine des écaillles frontales.

C'est le cas par exemple de la faille du Siounet, NNW-SSE à pendage sud-ouest, qui sépare les unités du Siounet et de Breïs, et de la faille de Soleils, NNW-SSE à pendage nord-est.

L'épaississement des séries crétacées vers le nord se traduit par un approfondissement du toit du substratum anté-triasique. Cet enfoncement semble très progressif, ce qui signifie que le prolongement dans le socle des paléofailles normales observées dans la couverture est complètement masqué par un bourrage tectonique de Muschelkalk et de Keuper. Cette hypothèse est confortée par l'implication, au sud de la Montagne de Beausoleil, du Muschelkalk dans la déformation et par des épaisseurs cumulées de Trias raisonnables (400 m) sous chaque écaille.

Le chevauchement de Chasteuil-Taloire se superpose à une limite paléogéographique majeure dans l'arc de Castellane. En effet, il sépare la plateforme la plus externe au sud (domaine provençal) du début de la pente en direction du bassin au nord (domaine mixte). La famille de décrochements N-S à NNW-SSE, présents de Soleils à Rougon, disparaît sous ce chevauchement, qui est clairement hors-séquence. De nombreuses écaillles constituées de Crétacé ou d'Oligocène provenant du flanc nord du synclinal de Soleils se trouvent pincées sous le chevauchement de Chasteuil-Taloire.

L'unité de Chasteuil-Taloire est elle-même chevauchée par la série jurassique des Cadières de Brandis. Cette dernière, qui comprend une partie du flanc sud renversé du synclinal de Taulanne, est également rétrochevauchante vers le nord sur environ $1,9 \pm 0,2$ km.

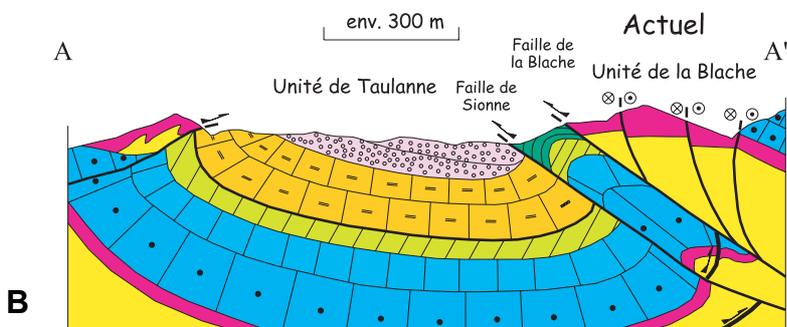
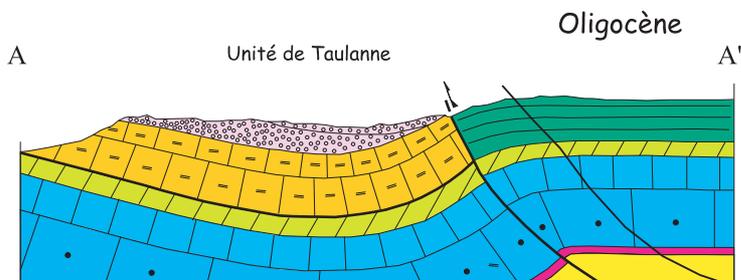
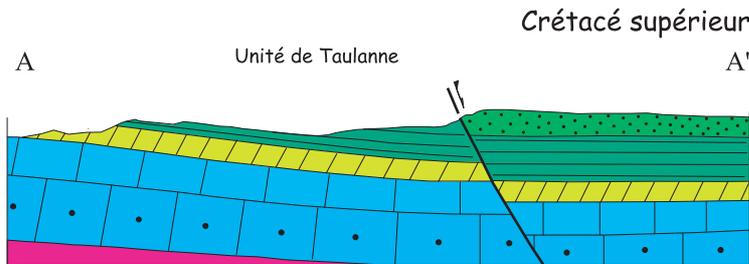
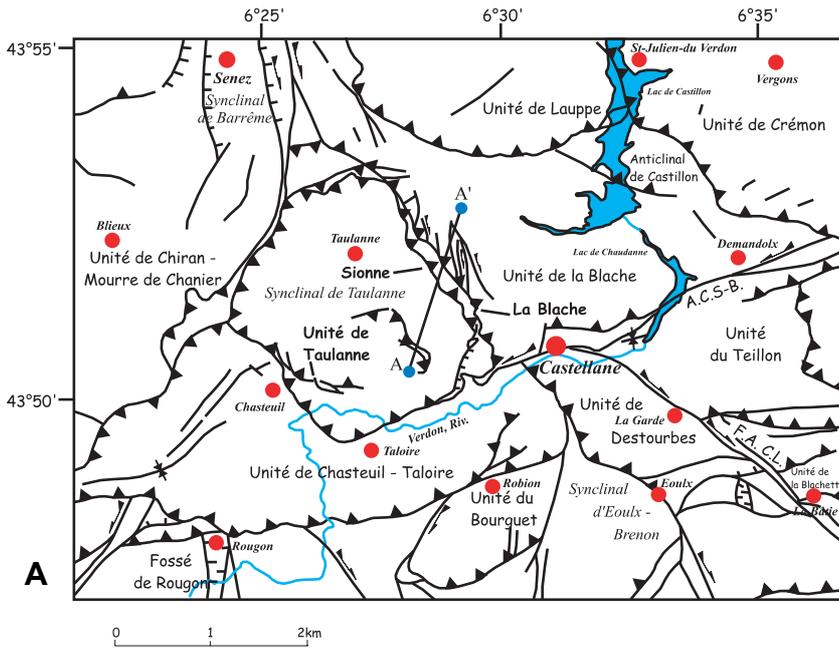
Le chevauchement de Taulanne présente une flèche estimée à $1,6 \pm 0,1$ km.

Fortement penté, il nécessite l'implication tectonique d'une grande épaisseur de Trias, probablement du Keuper et du Muschelkalk puisque ce dernier est présent à l'affleurement à l'ouest de Castellane (Braval), à peu de distance de la coupe. La présence de Muschelkalk au niveau de l'unité de Taulanne peut signifier soit la présence d'un « short-cut » soit l'existence d'un décollement basal de la couverture sédimentaire au niveau du Lettenkhole (situation observée à l'affleurement au sud de la coupe).

Les déformations compressives anté-Eocène supérieur sont particulièrement nettes dans l'unité de Taulanne (fig. 6.2) où l'Eocène est discordant sur des termes variés du Crétacé, voire du Jurassique (La Grau). Mais si la couverture est, du fait de la tectonique, anormalement réduite par rapport aux unités qui l'encadrent, les épaisseurs respectives des séries mésozoïques des unités de Soleils, Chasteuil-Taloire et Taulanne ne sont pas assez contraintes pour que nous puissions affirmer que les limites de ces unités pyrénéo-provençales réactivent des paléofailles normales.

Le synclinal de Taulanne est chevauché au nord-est par l'unité de la Blache, dont la flèche est estimée à $2,3 \pm 0,1$ km. Cette unité appartient au domaine dauphinois, caractérisé par un Lias marneux et la présence de Terres noires oxfordiennes. Les différences d'épaisseurs des séries mésozoïques de part et d'autre de cet accident semblent indiquer que le chevauchement de la Blache s'est localisé à proximité d'une paléofaille normale mésozoïque à pendage nord-est (paléofaille de la Blache), qui n'a pas été remobilisée aux cours des événements pyrénéo-provençaux anté-Eocène supérieur (fig. 13). Par contre, les discordances internes de l'Oligocène du synclinal de Taulanne, au sud immédiat de la faille de Sionne (Roux, 1970), traduisent une déformation synsédimentaire compressive ou transpressive de cet accident (fig. 13) comparable à celle observée dans son prolongement vers le nord, le couloir de déformation N-S de Gévaudan-La Cine (Pelline-Chabert, 1996).

Ce système de paléofailles normales Gévaudan-La Cine, actif au moins depuis le Jurassique supérieur (Beaudoin *et al.*, 1986), constitue une limite entre la pente et le bassin proprement dit, transition bru-



tale qui n'a pas été observée sur les deux autres coupes où les variations sont plus progressives. Au cours des serrages provençaux, le compartiment oriental de la paléofaïlle de la Blache a pu jouer le rôle de butée et favoriser une plus grande flexuration à l'ouest (Taulanne) avec un épais remplissage détritique (400 m de conglomérats anté-Eocène supérieur et de Grès de Castellane). De même, plus à l'est, sur la coupe du Cheiron, le paléo-anticlinal de l'Estéron et le paléo-Vial ont pu faciliter la flexuration dans la région de Saint-Antonin.

L'unité de Taulanne est également rétrochevauchante vers le nord. Ce jeu, bien visible à La Grau, est par ailleurs masqué par le recouvrement de l'unité de la Blache. Sur la coupe, la trace de ce rétrochevauchement est néanmoins représentée en profondeur.

Ce secteur intermédiaire, que l'on n'observe que sur la coupe de Canjuers, prend en compte 7,9 km de raccourcissement ; ceci est proche de la valeur estimée par Roux (1970), 8,8 km, pour une coupe voisine de la nôtre.

L'unité de la Blache est affectée de deux structures compressives : l'anticlinal faillé d'axe WNW-ESE de Castellon, qui semble s'amortir vers l'ouest, et la petite unité aveugle de Blaron, visible seulement en rive ouest du lac de Castellon. La série mésozoïque de l'unité de la Blache atteint l'Albo-Cénomaniens. Elle est chevauchée par l'unité de Lauppe dont la mise en place est clairement hors-séquence puisque les différents termes du synclinal de la

Fig. 13.- Modalités de mise en place de l'unité de Taulanne. 13A : Schéma structural de la région de Castellane (d'après les cartes géologiques à 1/50 000 Moustiers-Ste-Marie : Kerchkove *et al.*, 1978 et Castellane : Kerchkove et Roux, 1976). Localisation de la coupe A-A'. A.C.S-B. : Accident Castellane-St Barnabé. F.A.C.L. : Faisceau d'accidents Castellane-Lachens. 13B : Cinématique des failles de Sionne et la Blache en bordure nord-orientale du synclinal de Taulanne.

Fig. 13.- Emplacement of the Taulanne unit. 13A: Structural map of the Castellane area (from the 1:50,000-scale geological maps of Moustiers-Ste-Marie [Kerchkove *et al.*, 1978] and Castellane [Kerchkove and Roux, 1976]). Location of cross-section A-A'. A.C.S-B.: Castellane-St Barnabé Fault. F.A.C.L.: Castellane-Lachens strike-slip system. 13B: Kinematics of the Sionne and La Blache faults in the northeastern part of the Taulanne syncline.

Baume, d'axe WNW-ESE, sont tronqués par ce chevauchement. Celui-ci présente une quantité de raccourcissement estimée à $5,8 \pm 0,4$ km. Plus au nord, à Courchons, l'unité de Crémon vient chevaucher l'unité de Lauppe au travers d'un faisceau d'accidents orientés NNW-SSE entre lesquelles les séries jurassiques et néocomiennes sont pincées et étirées. L'obliquité très forte de ces failles par rapport à la direction de compression régionale, N20-N30 (cf. partie III), a permis un mouvement décrochant non négligeable et leur verticalisation. Après restauration de la coupe à l'Oligocène « moyen », l'une de ces failles se révèle comme une paléofaille normale mésozoïque à pendage nord-est (fig. 12.3).

Le synclinal d'Allons-Argens présente une série mésozoïque très épaisse (2000 m dont 1000 m pour le seul Crétacé supérieur). Les séries marneuses albo-cénomaniennes, épaisses (500 m), jouent le rôle d'un niveau de décollement supplémentaire en induisant des déformations ductiles et disharmoniques (plis en chevrons, replis synclinaux et anticlinaux, glissement banc-sur-banc) dans les séries sus-jacentes (Hamiti, 1994). Le cœur paléogène de ce synclinal est d'autre part très pincé, ses bordures sont verticalisées et faillées. Nous avons préféré ne pas tenir compte de ce domaine très déformé et mal contraint géométriquement pour l'équilibrage de la coupe. Certains plis qui affectent le Crétacé supérieur et l'Eocène supérieur ont été interprétés comme des structures d'amortissement de petits chevauchements à vergence sud (Hamiti, 1994 ; Tempier, comm. personnelle, 1997). Ils pourraient être l'expression de la déformation compressive oligocène, également enregistrée plus au sud-ouest et au sud-est, à Barrême et Saint-Antonin par exemple (cf. le chapitre suivant sur la chronologie de structuration).

Entre les unités de la Blache et de Lauppe, sur la coupe équilibrée, le toit du substratum remonte brutalement d'environ 1 km. Comme pour les autres coupes, nous avons considéré que ce soulèvement traduit l'existence d'un écaillage de socle. La géométrie proposée pour le front de l'écaillage nous permet d'estimer une quantité de raccourcissement du socle de $2,9 \pm 1$ km. Quant au prolongement dans le substratum de la paléofaille normale de la Blache, il pourrait ici aussi correspondre à la bordure méridionale d'un bassin per-

mien, ce qui a pu faciliter la localisation du chevauchement de socle.

Sur la coupe restaurée à l'Oligocène « moyen » (fig. 12.3), la série sédimentaire augmente progressivement d'épaisseur de l'avant-pays jusqu'à l'unité de Soleils. A partir de cette écaille, l'épaisseur totale de la couverture varie peu du fait d'un équilibre entre les épaisseurs de séries crétacées érodées lors de la tectonique pyrénéo-provençale et les épaisseurs de séries paléogènes préservées dans certains synclinaux. Comme pour les autres coupes restaurées, les variations d'épaisseur proposées pour certaines séries sédimentaires (Jurassique de l'unité de la colline d'Estelle, Néocomien de l'unité de Barjaude) sont probablement trop brutales, ce qui se traduit par la flexuration du toit du substratum d'une unité à l'autre. D'autres flexures sont aussi des artefacts qui résultent d'une géométrie mal contrainte de certaines failles normales comme la faille du Moulin de Soleils ou la faille orientale du faisceau d'accidents de Courchons.

Les structures pyrénéo-provençales sont nombreuses sur le tracé de la coupe. C'est le cas de tout le secteur compris entre Berbéné-Robion et la Blache où l'Eocène supérieur est discordant sur des termes variés du Mésozoïque. Dans l'unité des Cadières de Brandis, nous avons ainsi représenté un anticlinal anté-éocène supérieur, afin de souligner le type de structures auquel on s'attend pour les déformations de cette période. Mais la géométrie proposée a été avant tout choisie pour tenir compte des discordances et permettre l'équilibrage de la coupe.

Le toit du substratum, surélevé de près de 1000 m sous l'unité de Lauppe, traduit probablement la sous-estimation de l'épaisseur des marnes albo-cénomaniennes et la non-prise en compte d'une paléofaille normale à pendage sud, au nord de laquelle diminue de manière spectaculaire l'épaisseur des Terres noires callovo-oxfordiennes. D'autre part, la constance des épaisseurs de séries de l'unité de Lauppe n'est certainement qu'apparente.

La coupe restaurée à l'Oligocène nous a permis de calculer une quantité de raccourcissement de $16,9 \pm 1,3$ km. Le raccourcissement pyrénéo-provençal a été estimé à 700 m en dépit de la mauvaise

connaissance des structures pré-éocène supérieur, de la superposition des structures alpines et provençales dans la partie méridionale de la coupe et du non-cylindricisme avec les déformations équivalentes observées sur les coupes du Cheiron et de l'Audibergue. Cette valeur est plus forte que sur la coupe de l'Audibergue, du fait sans doute de la plus grande proximité de la chaîne provençale.

Comparaison entre les coupes équilibrées

Les deux branches ouest et sud de l'arc de Castellane sont séparées par le faisceau décrochant NNE-SSW de Rouaine qui présente un décalage sénestre de 2 à 5 km (Barbé, 1992) entre la Nappe de Digne et la branche méridionale de l'arc. En considérant que la nappe de Digne s'est translattée d'environ 20 km (Ehtechamzadeh-Afchar et Gidon, 1974 ; Gigot *et al.*, 1974 ; Gidon et Pairis, 1986, 1992) suivant la direction NE-SW (Faucher *et al.*, 1988 ; Aubourg *et al.*, 1999), cela signifie que les quantités de raccourcissement attendues sur des coupes voisines de la direction NE-SW dans la branche méridionale doivent être comprises approximativement entre 15 et 18 km environ, entre des limites homologues (avant-pays provençal au sud et domaine peu déformé au nord des coupes). Les trois coupes que nous avons réalisées nous ont permis d'obtenir de telles valeurs :

- coupe du Cheiron : $17,1 \text{ km} \pm 1,5 \text{ km}$,
- coupe de l'Audibergue : $18,1 \text{ km} \pm 1,3 \text{ km}$,
- coupe de Canjuers : $17,0 \text{ km} \pm 1,3 \text{ km}$.

Ces quantités de raccourcissement représentent des valeurs basses par rapport aux estimations antérieures : 20-25 km selon Erout et Lhote (1991) pour une coupe proche de celle de l'Audibergue, et selon Thibault (1995), pour une coupe superposée à celle du Cheiron. Le choix de ne pas redoubler la couverture sédimentaire par rapport aux auteurs précédents explique en partie cette différence.

Entre la coupe de l'Audibergue et une coupe N-S le long de la vallée du Var, les corrélations sont également possibles. Le raccourcissement est seulement distribué de manière différente. Ainsi, pour une coupe qui passe par la nappe des Baous

(cf. carte géologique à 1/50 000 de Roquestéron), les 17-18 km de raccourcissement se distribuent entre 13 km de raccourcissement minimum sur le chevauchement des Baous et 4-5 km sur le chevauchement du Mont Vial. La flèche de ce dernier augmente d'ouest en est puisqu'elle n'est que de 0,8 km sur la coupe du Cheiron et atteint 11 km dans la vallée du Var, près de Bonson (Schroetter, 1997), au détriment du chevauchement des Baous (7 km).

Ces trois coupes nous permettent aussi de préciser les évolutions latérales de la géométrie des structures.

Ainsi, à l'est de Castellane, la branche méridionale de l'arc comprend un empilement d'écaillés E-W dont la largeur dépasse rarement la dizaine de kilomètres. Des failles transverses NNE-SSW, comme l'accident du Castellaras ou le faisceau de décrochements de Mons, rompent la continuité de ces structures et jouent le rôle de failles de transfert. Elles sont ainsi à l'origine de nombreuses différences structurales entre la coupe du Cheiron et de l'Audibergue. La présence de fossés N-S préexistants a pu faciliter la localisation de ces failles de transferts. C'est le cas par exemple pour l'un des décrochements du faisceau de failles de Mons, qui réutilise la bordure orientale du fossé Crétacé-Oligocène de Mons, orienté NE-SW.

Le rôle de l'héritage est ainsi primordial pour expliquer ces variations latérales. D'après la modélisation analogique, il peut également jouer un rôle indirect car les paléofailles normales mésozoïques sont à l'origine de variations d'épaisseur et/ou de faciès qui peuvent influencer sur l'efficacité mécanique des niveaux de décollement, et ainsi sur le style de la déformation compressive de part et d'autre de ces accidents (Calassou *et al.*, 1993).

A l'ouest de Castellane, la succession régulière des chevauchements E-W disparaît et ce changement de style s'effectue de part et d'autre de l'accident NW-SE Castellane-le Logis du Pin et de la terminaison méridionale du faisceau de Rouaine, orientée ENE-WSW entre le col de Saint-Barnabé et Castellane.

La distribution de la déformation est différente entre la coupe de Canjuers et les deux autres coupes : en effet, les raccourcissements les plus forts s'effectuent

dans les séries à faciès dauphinois ou mixtes sur la coupe de Canjuers (14,4 km) et dans les séries à faciès provençal sur les coupes les plus orientales (11,8 km pour l'Audibergue et 13,6 km pour le Cheiron).

Les trois coupes équilibrées confirment l'abondance des déformations pyrénéo-provençales à travers la branche méridionale de l'arc de Castellane, même si les géométries précises et les quantités de raccourcissement associées restent difficiles à définir.

Nos choix géométriques d'interprétation nous amènent à considérer l'implication du socle dans la partie septentrionale de l'arc comme une caractéristique commune aux trois coupes, même si la flèche du chevauchement crustal augmente de manière sensible d'ouest (2,9 km) en est (7,2 km). Du fait de ces variations, le style structural dans le socle doit, comme pour la couverture, présenter des variations importantes de part et d'autre de failles de transfert qui correspondent au prolongement dans le substratum des failles de transferts observées dans la couverture.

Chronologie de structuration

Pour comprendre les modalités de formation de l'arc de Castellane, nous avons tout d'abord séparé les phases de déformation et notamment repéré les déformations typiquement alpines. Nous pouvons ainsi proposer une chronologie relative et absolue entre ces différentes phases (fig. 14, 15).

En effet, entre les épisodes d'extension au Mésozoïque et l'Actuel, plusieurs événements compressifs ou extensifs ont affecté la couverture sédimentaire de l'arc de Castellane.

Le premier événement compressif a donné naissance, entre le Crétacé supérieur et l'Eocène moyen, aux structures pyrénéo-provençales (Goguel, 1936 ; Lutaud, 1957 ; Tempier, 1987). Celles-ci, de faible amplitude dans l'arc de Castellane, peuvent être observées, au sud, près de Saint-Vallier, et au nord, depuis la vallée de l'Estéron (secteur de Roquestéron) jusqu'au synclinal de Taulanne (fig. 6). Dans le domaine méridional, les plis du Puet, orientés E-W, plus serrés que les plis alpins

postérieurs, sont tronqués par une surface d'érosion probablement oligocène (anté-alpine) et sont ainsi attribués à la première phase de déformation pyrénéo-provençale, d'âge paléogène (anté Eocène moyen). Mais d'une manière générale, au sud comme au nord, les plis E-W provençaux sont identifiés de manière indirecte par la discordance des séries Eocène supérieur sur des termes variés du Mésozoïque, allant du Crétacé supérieur au Jurassique supérieur. C'est le cas notamment de l'anticlinal provençal de l'Estéron dont la description avait déjà été effectuée par Goguel (1936) puis par Fujiwara *et al.* (1969) et Lemoine (1972).

L'Eocène supérieur est une période de subsidence flexurale généralisée de la marge européenne à l'avant des chevauchements penniques, au moins à l'est d'une ligne Castellane-Grasse. Cette subsidence, qui migre d'est en ouest, permet successivement l'installation d'une plate-forme à calcaires nummulitiques, du bassin des marnes bleues puis du bassin des grès d'Annot (Bodelle, 1971 ; Campredon, 1972 ; Campredon et Giannerini, 1982 ; Ivaldi, 1989). Plus loin vers le sud, l'absence de sédimentation ne permet pas de conclure quant au régime tectonique.

L'Oligocène est par contre une période où les données tectonosédimentaires sont plus nombreuses. Ainsi, à l'Oligocène inférieur, deux régimes de contrainte coexistent :

1) à partir des actuels synclinaux de Barrême, Taulanne et Saint-Antonin, et vers le nord, le régime de contraintes est compressif ou décrochant avec une direction de serrage située dans le quadrant NE-SW. Des déformations synsédimentaires ont été décrites dans chacun des synclinaux susmentionnés : chevauchement intra-molasse E-W à vergence sud du Bois de Lieye, anticlinal N-S de Malvoisin à Barrême (de Graciansky *et al.*, 1982 ; Evans et Mange-Rajetzky, 1991 ; Peline-Chabert, 1996), discordances angulaires stampiennes à Taulanne (Roux, 1970 ; Giannerini *et al.*, 1977), plis synsédimentaires NW-SE à Saint-Antonin (Bodelle *et al.*, 1980 ; Campredon et Giannerini, 1982 ; Beghdadi, 1993). Cette compression accompagne le charriage vers le sud-ouest des nappes penniques frontales que constituent la nappe de Flysch à Helminthoïdes de l'Autapie et les écaillés sub-briançonnaises : Kerchkove, 1969 ; Hamiti, 1994) ;

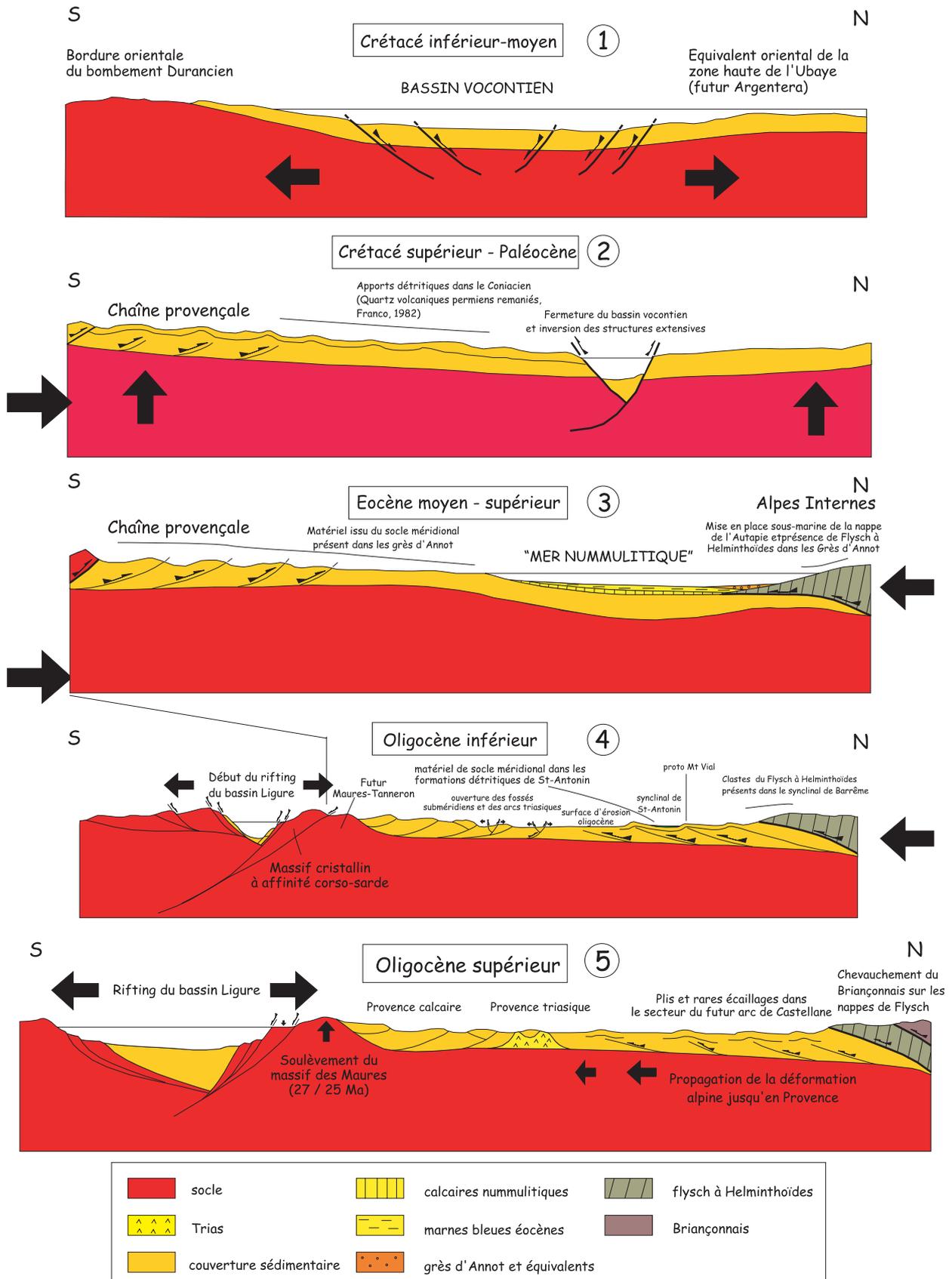


Fig. 14.- Reconstitution schématique des événements tectoniques observés dans la branche méridionale de l'arc de Castellane du Crétacé inférieur à l'Oligocène supérieur.

Fig. 14.- Simplified reconstruction of the tectonic events observed in the southern branch of the Castellane arc from the Lower Cretaceous to Upper Oligocene.

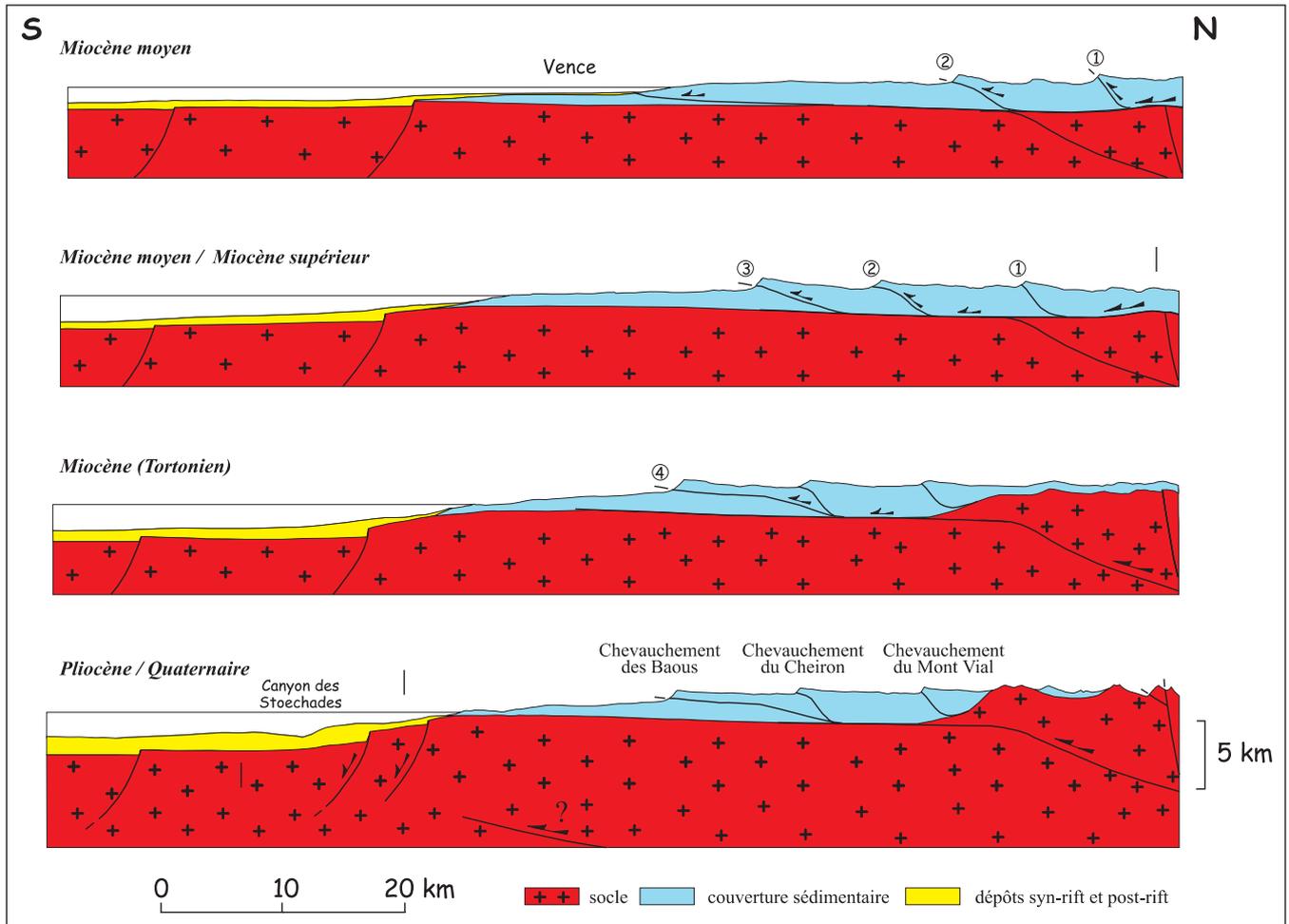


Fig. 15.- Reconstitution schématique des événements tectoniques observés dans la branche méridionale de l'arc de Castellane du Miocène à l'actuel suivant une coupe mer Ligure - Vence - massif de l'Argentera.

Fig. 15.- Simplified reconstruction of the tectonic events observed in the southern branch of the Castellane arc from the Miocene to present along a Ligurian sea - Vence - Argentera Massif cross section.

2) au sud de ces trois synclinaux, qui jalonnent de fait la limite méridionale d'un proto-arc de Castellane, l'Oligocène inférieur n'est marqué que par de l'extension, qui se traduit par la genèse de fossés subméridiens (Giannerini, 1978) ou la réactivation de fossés de même orientation, mais dont la formation remonte au Crétacé inférieur (Hibsch, 1992 ; Laurent, 1998). Plutôt que d'associer ces petites structures (moins de 1 km de largeur) à la phase de rifting ouest-européen (Giannerini, 1978) qui est à l'origine de la formation des grands grabens provençaux oligocènes (Aix, Marseille, Apt-Manosque-Forcalquier), nous interprétons ces fossés comme des méga-fentes de tension mises en place dans un régime décrochant, à la transition entre le domaine nord où la com-

pression NNE-SSW à NE-SW domine et le domaine méridional où règne l'extension WNW-ESE à NW-SE en Basse-Provence (Philip *et al.*, 1987 ; Hippolyte *et al.*, 1993).

A l'Oligocène supérieur, la compression se poursuit dans le synclinal de Barrême (Pairis, 1971 ; Evans et Mange-Rajetsky, 1991) alors qu'il n'y a pas de sédiments de cet âge préservés dans le synclinal de Saint-Antonin et que les déformations synsédimentaires postérieures à l'Oligocène inférieur n'ont pas été enregistrées dans les synclinaux de Taulanne, Eoulx-Brenon et Bargème. Plus au sud, le régime de contraintes reste mal connu. De la distension a été enregistrée dans le grand bassin provençal NE-SW de

Marseille, dans les petits fossés sub-mériidiens à l'avant de l'arc de Castellane ou sur les marges du bassin ligure (Oligocène supérieur marin échantillonné dans le canyon des Stoéchades au large de Saint-Tropez : Estocade G., 1977). Cet épisode distensif est contemporain d'une dénudation accélérée du massif des Maures-Tanneron, comme l'indiquent :

a) les données traces de fission sur apatites comprises entre 30 et 20 Ma (Sosson et Poupeau, comm. orale, 1999).

b) la discordance de sédiments continentaux du Miocène moyen (carte géologique à 1/50 000 de Fayence : Mennessier, 1966) sur des séries mésozoïques, dont les plus jeunes sont datées du Jurassique

moyen au Trias moyen en se rapprochant du massif du Tanneron (fig. 16).

De même, il est probable que le front compressif alpin se soit propagé très loin vers le sud et le sud-ouest dès l'Oligocène supérieur, comme le montrent les plis d'axe NW-SE à NNW-SSE qui affectent les sédiments oligocènes de la région de Barjols, scellés par le Miocène moyen continental. Ces plis, qui traduisent un raccourcissement de très faible amplitude (quelques kilomètres tout au plus), ont certainement été accentués par la remobilisation de diapirs triasiques (le Muschelkalk et le Keuper atteignent 1200 m d'épaisseur dans le sondage de Carcès : Baudemont, 1985).

Les structures d'âge oligocène sont tronquées par une surface d'érosion régionale qui, dans l'arc de Castellane, est d'âge Aquitainien-Burdigalien (Laurent, 1998).

Les déformations burdigaliennes, bien observées dans le bassin syntectonique de Valensole (Gidon et Pairis, 1992) sont d'ampleur limitée dans la branche méridionale de l'arc. Elles se traduisent, dans le petit synclinal E-W de Bargème, par des plis synsédimentaires E-W et des discordances angulaires à l'intérieur de la molasse grise burdigalienne (Giannerini *et al.*, 1977). Ces dernières expriment probablement le début de la mise en place de l'unité du Lachens au nord du synclinal.

Dans le bassin miocène de Vence, la présence d'un chevauchement ENE-WSW (Tourettes-sur-Loup), scellé dans les niveaux supérieurs des marnes burdigaliennes (Ginsburg, 1960), et la discordance de la molasse helvétique-tortonienne sur les calcaires à Algues burdigaliens (Irr, 1984) confirment la présence au front sud-est de l'arc de Castellane d'un événement compressif burdigalien qui se poursuit quelque peu dans le Miocène moyen.

Après la période d'installation des bassins molassiques au Miocène inférieur (Vence, Valensole), l'intervalle qui suit, de l'Helvétien jusqu'au Tortonien, se caractérise par la structuration de l'arc de Castellane en deux étapes principales. En effet, certains chevauchements, qui se mettent en place au cours du Miocène moyen et du début du Miocène supérieur, sont tronqués par des chevauchements hors-séquences d'âge tortonien.

1) au cours de la première étape (Miocène moyen et début du Miocène supérieur), apparaissent de nombreux chevauchements qui viennent recouvrir des séries continentales ou marines datées du Miocène moyen (unités du Lautéron, de Briasq, Peygros, Barjaude et la Lagne). Il ne nous a pas été possible, par manque d'enregistrement tectono-sédimentaire, de proposer une chronologie de mise en place précise des écailles mais, à l'image de la majorité des prismes de collision (réf. in Roure *et al.*, 1990 ; Guellec *et al.*, 1990 ; Boccaletti et Sani, 1998), il est probable que leur mise en place se soit effectuée successivement du nord vers le sud, dans un dispositif en-séquence prograde. Cette déformation atteint l'avant-pays provençal puisque les sédiments continentaux miocène moyen situés au-dessus de la bande triasique de Barjols ont été basculés (pendages jusqu'à 20°) et même plissés (Angelier et Aubouin, 1976).

2) au cours de la deuxième étape, certains chevauchements précoces sont clairement tronqués par des chevauchements plus internes, hors-séquence, qui sont datés du Miocène supérieur, comme nous le verrons par la suite. C'est le cas notamment du chevauchement NE-SW du Bois de Séranon qui tronque les séries appartenant aux unités NW-SE de Cornay ou de la Grau. Le fort pendage du plan de faille (60° vers le nord-ouest) implique un raccourcissement limité associé à cette unité (moins de 1 km). Le chevauchement E-W de l'Audibergue est également hors-séquence, mais avec une quantité de raccourcissement plus importante (2-3 km). Il tronque les séries NW-SE de l'unité de Cavillone à sa terminaison orientale.

Il existe également des chevauchements dont la mise en place précoce au cours de la première phase se poursuit au cours de la seconde. C'est le cas du chevauchement des Baous, bien visible en rive droite du Var, dont la flèche minimum est de 13 km suivant une direction NNE-SSW. Ce chevauchement recouvre à son front les poudingues marins de l'Helvétien-Tortonien basal du bassin de Vence (Irr, 1984) et il est scellé par les brèches messiniennes de Carros (Irr, 1984 ; Clauzon *et al.*, 1996) qui précèdent le dépôt des poudingues marins pliocènes du Var. Ainsi, son âge est clairement Miocène supérieur. Sachant que le chevauchement des Baous se connecte vers l'ouest au chevauchement

hors-séquence de l'Audibergue et vient recouvrir les plis et écailles d'âge Miocène moyen de Tourettes-sur-Loup, on en déduit que le chevauchement de l'Audibergue est d'âge Miocène supérieur et que le chevauchement des Baous est également hors-séquence. Cependant, sur les 13 km de raccourcissement total de l'unité des Baous, une petite partie seulement est la conséquence de ce mouvement tardif, car le raccourcissement de l'unité de l'Audibergue est seulement de 2 à 3 km.

La nappe des Baous est l'équivalent oriental de la nappe de Digne qui, de la même manière, est une unité chevauchante vers le SSW, dont la mise en place s'est effectuée du Miocène moyen au Miocène supérieur (Gidon et Pairis, 1992). Elle est également en partie hors-séquence puisqu'elle chevauche de manière épiglyptique, sur 20 km minimum suivant la direction de transport NNE-SSW, un dispositif d'écailles frontales, déformées, érodées et recouvertes en discordance par l'unité I de la formation de Valensole, d'âge Miocène moyen-supérieur (Dubar, 1983 ; Clauzon *et al.*, 1987). Le chevauchement est pour l'essentiel scellé par l'unité II pliocène de la formation de Valensole (Dubar, 1984), ce qui lui donne un âge également Miocène supérieur.

Entre les deux branches de l'arc, l'unité de Chasteuil-Taloire est également une structure hors-séquence. Rétrochevauchante, elle définit une zone triangulaire au front de la Nappe de Digne, coincée entre l'unité de Taulanne et la série des Cadières de Brandis. Sa mise en place sur l'unité de Soleils semble associée à la poussée tectonique de la nappe de Digne et de ses équivalents latéraux situés au nord de Castellane (La Blache, Lauppe, Crémon).

Le Miocène supérieur correspond aussi au début du dernier épisode de soulèvement du massif cristallin externe de l'Argentera (traces de fission sur apatites : Mansour *et al.*, 1990 ; Mansour, 1991 ; Bigot-Cormier *et al.*, 2000) et probablement du tégument permo-werfénien du Dôme de Barrot, dans un dispositif de propagation en-séquence de socle.

Les déformations pliocènes sont, dans la couverture de la branche méridionale de l'arc de Castellane, d'amplitude modeste. Seuls les chevauchements du Mont Vial et du Huesti présentent des indices de réacti-

vation au Pliocène inférieur (Clauzon *et al.*, 1996), estimés à quelques centaines de mètres de raccourcissement horizontal pour l'unité du Mont Vial et 4 km pour l'unité d'Huesti (Schroetter, 1997). Le soulèvement du massif de l'Argentera s'est poursuivi au Pliocène, comme le confirment de nouvelles datations traces de fission sur apatites (Bigot-Cormier *et al.* : 1999, 2000). Les déformations n'ont pas cessé au Quaternaire puisqu'un dernier événement tectonique est enregistré dans l'arc de Castellane. Il se traduit par un soulèvement régional qui explique en partie le relief actuel de l'arc de Castellane. Ainsi, les terrasses marines sont soulevées de quelques dizaines de mètres (Dubar, 1987) et les rivières se sont fortement encaissées, dans la branche méridionale (gorges du Var, du Cians, du Loup, ...), comme dans la nappe de Digne (Jorda *et al.*, 1988 ; Haccard *et al.*, 1989). Les estimations de soulèvement post-miocène sont d'environ 280 m dans la branche méridionale de l'arc (Clauzon, 1996 ; Schroetter, 1997). La sismicité reste quant à elle modérée (catalogue L.D.G., 1993), tandis que la géodésie indique un déplacement du site de Grasse vers le sud ou le sud-ouest, de manière très lente cependant, et un raccourcissement sub N-S dans le secteur du Cheiron (Calais *et al.*, 2000).

Interprétations et discussion

L'arc de Castellane est un prisme tectonique de couverture situé au front méridional de la chaîne de collision alpine. Il présente des points communs ou des différences par rapport aux autres prismes tectoniques, que nous avons souligné en répondant aux questions suivantes :

Pourquoi des variations importantes de style structural d'ouest en est et du nord au sud ?

Au moins trois paramètres géométriques et rhéologiques sont à prendre en compte :

- la lithologie : ce sont les séries carbonatées compétentes qui l'emportent en épaisseur au sud sur les niveaux incompetents, ce qui se traduit, du fait de leur rigidité, par un dispositif d'écaillés. A l'inverse, au nord, les séries incompetentes, marneuses et argileuses, l'emportent et le style plicatif domine.

- l'épaisseur de la couverture sédimentaire : l'allure du prisme tectonique suit les variations d'épaisseur de la couverture sédimentaire. Très réduite au sud vers l'avant-pays provençal (quelques centaines de mètres), la couverture s'épaissit vers le nord (1000 m à Caille, 2000 m dans le synclinal de Saint-Antonin).

- l'héritage structural : le domaine des écaillés, au sud, est très riche en paléofailles normales E-W crétaées. Certaines ont été réactivées ou ont localisé des chevauchements qui présentent la même orientation E-W. Il existe également d'autres familles de paléofailles normales mésozoïques, orientées NE-SW, NW-SE et N-S, qui, pour certaines, ont été réactivées en tant que décrochement, failles de transferts ou zones de relais.

Pourquoi y a-t-il différents états de réactivation des paléofailles normales ?

Avec les différentes familles d'accidents hérités identifiés dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, nous avons recherché quels sont les paramètres géométriques qui peuvent expliquer les variations dans les modalités de réactivation des paléofailles normales. Il s'agit, d'une part, de l'angle α entre la direction de la paléofaille et l'azimut de la contrainte compressive maximale σ_1 et, d'autre part, du pendage de la faille. Ainsi, selon les cas, la paléofaille normale sera passivement transportée avec les unités chevauchantes (pendage de la faille fort), déformée ou même réactivée en tant que chevauchement (angle α proche de 90°), décrochement ou rampe latérale.

Quelle est l'origine de la géométrie arquée de l'arc de Castellane ?

La géométrie d'ensemble de l'arc de Castellane, constituée de deux branches orthogonales, est le résultat de deux influences :

- l'héritage structural : le canevas structural alpin s'est superposé à la limite entre la plate-forme provençale et le bassin dauphino-vocontien, dessinée par les paléofailles normales mésozoïques, qui présentent le même dispositif en « L » (paléofailles normales E-W dans la branche méridionale de l'arc et N-S dans la branche occidentale). Ce dispositif en « L » a été observé dans de nombreux prismes tectoniques (Pyrénées méridionales : Specht, 1989 ; Bond et McClay, 1995 ; Jura : Philippe, 1994).

- la répartition du Trias évaporitique : le bassin mio-pliocène de Valensole, situé en bordure de la branche occidentale de l'arc (fig. 1), est faiblement déformé. L'absence de chevauchements majeurs à cet endroit peut s'expliquer par le fait que le dit bassin est installé à l'emplacement d'un haut-fond mésozoïque sur lequel le Trias est absent ou réduit (Dubois et Curnelle, 1978). Ce bassin a ainsi joué le rôle d'un butoir à la propagation du décollement de couverture, à la manière de l'île Crémieu au sud du Jura (Philippe : 1994, 1998). La bordure occidentale de l'arc de Castellane se serait ainsi moulée sur la limite d'extension du Trias évaporitique.

Quelle est l'importance de la tectonique de socle (« thick-skin ») dans l'arc de Castellane ?

A l'image d'autres prismes tectoniques comme le Jura (Guellec *et al.*, 1990 ; Jouanne et Ménard, 1994) ou le Vercors (Gratier *et al.*, 1990), le socle est impliqué dans la partie interne de l'arc de Castellane (chevauchement du Dôme de Barrot). Néanmoins, son déplacement reste d'amplitude limitée (7 km) et associé selon notre interprétation à des déformations tardives qui débutent au Miocène supérieur, contemporaines de la mise à l'affleurement du massif cristallin externe de l'Argentera (cf. données traces de fission). Au sud du Dôme de Barrot, les données gravimétriques (Ménard, 1979 ; Dumas, 1998) n'indiquent aucun écaillage de socle.

Pourquoi une zone triangulaire dans le secteur de Taulanne, au sud de la nappe de Digne ?

La zone triangulaire de Taulanne, entre les branches occidentale et méridionale de l'arc, est la seule structure de ce type observée dans l'arc de Castellane. L'unité de Taulanne, rétrochevauchante vers le nord, constitue ainsi la « passive-roof sequence » (Banks et Warburton, 1986) d'une zone triangulaire, générée par le poinçonnement de la nappe de Digne dans les écaillés les plus frontales de l'arc de Castellane. Cette zone triangulaire est apparue le long d'une limite paléogéographique mésozoïque majeure, celle qui sépare le bassin dauphino-vocontien au nord, constitué de séries épaisses et marneuses, de la pente du bassin au sud, où les séries sont plus réduites, carbonatées et d'affinités provençales. Cette localisation est à l'image de la zone triangulaire

Ventoux-Lure, qui est située dans un dispositif comparable (Ford et Stahel, 1995). L'absence de bassin flexural à l'avant de l'arc de Castellane n'a pas permis la mise en place de zones triangulaires frontales, par ailleurs très fréquentes dans de nombreux prismes tectoniques (Foothills de l'Alberta, réf. in Jones, 1996 ; bassin du Tarek au nord-est Caucase, Sobornov, 1996). Nous interprétons cette absence de bassin flexural par l'existence à l'avant de l'arc de Castellane d'une butée mécanique (cf. question suivante).

Pourquoi un changement majeur de cinématique intervient-il au Miocène ?

Les données microtectoniques et macrotectoniques indiquent un changement de cinématique au Miocène dans l'arc de Castellane, avec le passage d'un mode de propagation en-séquence des chevauchements à la mise en place de chevauchements hors-séquence.

Les modélisations analogiques (Malavieille, 1984 ; Huiqi *et al.*, 1992 ; Calassou *et al.*, 1993) et numériques (Davis *et al.*, 1983) ont montré que ce changement peut être influencé par les conditions aux limites du système. Dans le cas de l'arc de Castellane, l'hypothèse qui peut être proposée est **la diminution d'épaisseur vers le sud jusqu'à la disparition de la couverture sédimentaire.**

La propagation de la déformation ne peut en effet plus s'effectuer si le niveau de décollement et la couverture sédimentaire sus-jacente se biseautent. Or nous avons noté la présence dans la région comprise entre Draguignan et Fayence de Miocène moyen continental discordant sur des termes allant du Jurassique au Trias lorsque l'on se rapproche du massif du Tanneron (fig. 16). Cela signifie que l'essentiel de la couverture était déjà érodé dans ce secteur avant la structuration de l'arc de Castellane. D'autre part, le massif cristallin des Maures-Tanneron était probablement une zone déjà élevée qui pouvait bloquer la poursuite de la déformation. Ce soulèvement Oligocène à Miocène inférieur est confirmé par la géochronologie sur le massif des Maures (traces de fission sur apatite : Morillon, 1997), mais pas sur le massif du Tanneron.

Ce massif a ainsi joué également le rôle d'une butée avant qui peut expliquer l'absence de bassin flexural. Cette butée

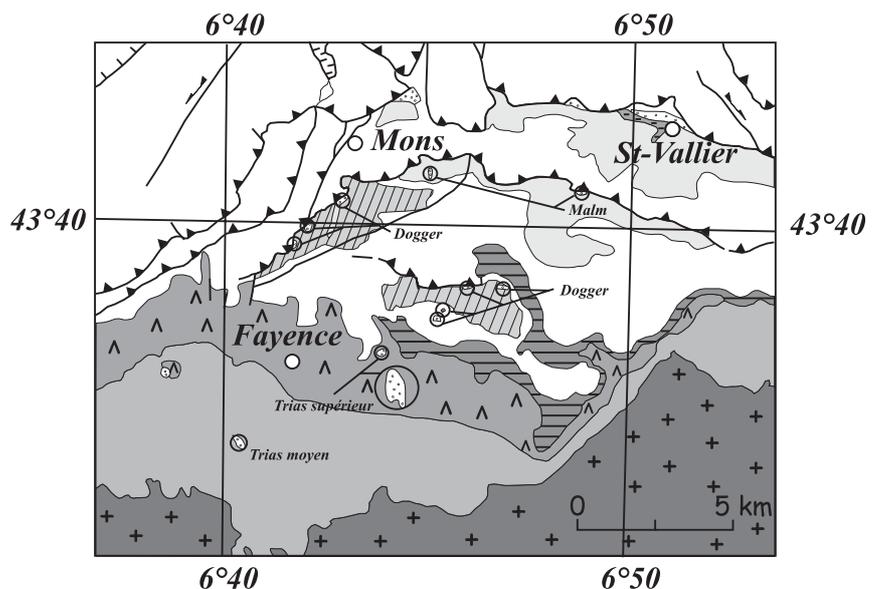


Fig. 16.- Accentuation N-S du hiatus stratigraphique au droit de la discordance du Miocène anté-tectonique sur les termes sous-jacents mésozoïques (d'après la carte géologique à 1/50 000 de Fayence : Mennessier *et al.*, 1966).

Fig. 16.- N-S accentuation of the stratigraphic hiatus on the Mesozoic rocks underlying the pre-tectonic Miocene unconformity (from the 1:50,000-scale geological map of Fayence [Mennessier *et al.*, 1966]).

est probablement émergente depuis l'Eocène au moins puisque du matériel détritique d'origine corso-sarde est présent dans différents affleurements éocènes de l'arc de Castellane (réf. in Ivaldi, 1989) ainsi que dans l'Oligocène du synclinal de Barrême (Evans et Mange-Rajetzky, 1991).

Pourquoi le front de chevauchement méridional de l'arc de Castellane est-il si irrégulier ?

Une autre conséquence de l'existence de cette butée avant est l'irrégularité du front de chevauchement de l'arc de Castellane, qui présente deux débordements : de la vallée du Loup à Grasse et de Mons à Bargemon. Ces débordements sont, en effet, situés dans le prolongement d'avancées de socle, correspondant respectivement à la bordure occidentale du massif du Tanneron et à la limite occidentale du petit massif du Rouret. Ils sont aussi situés à l'aplomb de nombreuses paléofailles normales NNE-SSW à NE-SW, réactivées en décrochements tardifs dans la branche méridionale de l'arc (cf. région de Caille, fig. 3), et dans le prolongement de paléofailles normales de même orientation, à pendage NW, qui affectent le socle (failles du Reyran et du Tanneron, faille de Pennafort). Ces paléofailles normales ont pu faciliter les débordements du front de chevauchement de trois manières :

1) en séparant un domaine oriental à Trias peu épais (400-500 m d'après la carte à 1/50 000° Cannes-Grasse) d'un domaine occidental où le Trias présente des épaisseurs plus fortes (1140 m à Carcès : Baudemont, 1985), néanmoins surestimées par le bourrage tectonique. En effet, d'après les résultats d'expériences de modélisation analogique (Calassou *et al.*, 1993), ce sont des épaisseurs plus importantes du niveau de décollement à l'ouest de l'accident qui permettent une propagation très efficace de la déformation vers le sud ;

2) en induisant une différence de faciès dans le Trias moyen et supérieur de part et d'autre de ces accidents. Le Trias salifère, mécaniquement plus efficace que le Trias gypseux, n'est présent qu'à l'ouest de la faille de Pennafort (A. Reynaud, comm. orale, 1999) ;

3) en étant réactivées en décrochements sénestres tardifs, ce qui permet un échappement de la couverture vers le sud-ouest.

Quelle est l'origine des directions de raccourcissement NNE-SSW (moyenne) enregistrées dans l'arc de Castellane ?

Les directions de transport tectonique miocènes enregistrées dans l'arc de Castellane, et plus généralement dans les

chaînes subalpines méridionales, sont orientées vers le sud ou le sud-ouest alors que le mouvement de convergence entre l'Europe et l'Apulie s'effectue vers le nord-ouest (Olivet *et al.*, 1984 ; Vialon *et al.*, 1989 ; Steck *et al.*, 1994) ou l'WNW (Laubscher, 1981 ; Gratier *et al.*, 1989 ; Platt *et al.*, 1989). Néanmoins, aucune des interprétations proposées pour expliquer cette divergence ne sont convaincantes.

Par exemple, le **modèle d'échappement latéral** n'est pas satisfaisant car le front méridional des chaînes subalpines (Provence, massif des Maures) constitue une butée avant, et non un bord libre, pour la propagation de la déformation, depuis l'Oligocène « moyen » au moins. Par ailleurs, les rotations anti-horaires attendues dans un tel modèle n'ont pas été observées dans l'arc de Castellane (Pelline-Chabert, 1996, Aubourg *et al.*, 1999). Elles ont néanmoins été observées dans le Briançonnais (Thomas *et al.*, 1999). Ces dernières peuvent cependant être interprétées comme une conséquence de la rotation antihoraire de l'Apulie durant le Cénozoïque.

De même, le modèle de partitionnement de la direction de convergence Afrique-Europe en deux composantes régionales à 90° l'une de l'autre (SE-NW et NE-SW), privilégié par Fry (1989) et Meckel *et al.* (1996), est peu convaincant. Effectivement, au Miocène, le partitionnement a lieu dans les Alpes septentrionales et se traduit par un important coulissage le long des grands décrochements dextres NNE-SSW à NE-SW (accident Rhône-Simplon : Seward *et al.*, 1994, et ses prolongements méridionaux). Mais, dans ce modèle, la direction de raccourcissement vers le sud et le sud-ouest, qui est la seule observée dans les chaînes subalpines méridionales, ne peut s'expliquer que par la réfraction des contraintes sur un accident décrochant majeur sénestre, sub E-W. Celui-ci devrait nécessairement être situé à l'arrière du massif de l'Argentera, puisque ce dernier ne montre pas de direction de transport autre que NE-SW (Bogdanoff *et al.*, 1977). Néanmoins ce décrochement, dont la présence a été suggérée au niveau de la courbure maximale de l'arc alpin, entre Barcelonnette et Savona (ligne Villalvernia-Varzi-Levanto, Laubscher, 1991), n'a jamais été vraiment observé.

Inversement, un argument en faveur de ce modèle est le fait que la composante de raccourcissement NE-SW se traduit dans la branche méridionale de l'arc de Castellane, au sud du Dôme de Barrot, par une valeur de raccourcissement de 17-18 km \pm 1,5 km, ce qui correspond à un taux de raccourcissement compris entre 25 et 33 %. Ce taux est très faible comparativement à la gamme de valeurs observées dans des prismes de collision similaires (Jura : 40-50 %, Guellec *et al.*, 1990 ; Chaînes subalpines septentrionales : 54-65 %, Mugnier *et al.*, 1987). On peut l'interpréter comme une conséquence d'un partitionnement de la direction de convergence principale dans les Alpes ; l'essentiel étant absorbé par du raccourcissement SE-NW dans les Alpes septentrionales (Ford *et al.*, 2000).

Bilan et conclusions

L'étude de la branche méridionale de l'arc de Castellane a permis de confirmer l'importance de l'héritage structural mésozoïque associé à l'ouverture du bassin dauphino-vocontien (Cotillon, 1971 ; Dardeau, 1983 ; de Graciansky *et al.*, 1989 ; Hibsich, 1992). Nous avons confirmé que le Crétacé inférieur est une période de distension majeure au Mésozoïque, souligné l'importance des paléofailles normales E-W par rapport aux autres familles de failles et montré l'influence de cet héritage sur les structures compressives de l'arc de Castellane. Par contre, les structures jurassiques et crétacé supérieur distensives apparues du Lias au Portlandien et du Cénomaniens au Sénonien ont été peu observées, en dépit d'un rôle important dans la formation du bassin dauphino-vocontien au Lias (Dardeau, 1983) et au Crétacé supérieur (nappe de Digne, Pelline-Chabert, 1996). La part réelle de l'héritage dans la genèse de l'arc de Castellane est ainsi probablement sous-estimée.

La couverture sédimentaire de la branche méridionale de l'arc de Castellane est décollée de son substratum cristallin et tégumentaire, par l'intermédiaire d'une zone de décollement regroupant Keuper et Muschelkalk. Du fait de ce décollement, le prolongement dans le socle des paléofailles normales mésozoïques est complètement masqué par du bourrage tectonique dans les niveaux évaporitiques. La réalisation de trois coupes régionales équilibrées N-S

nous confirme l'implication tectonique du socle au nord de l'arc de Castellane, à proximité du Dôme de Barrot ou du faisceau de Rouaine. La quantité de raccourcissement de la couverture, entre des repères comparables, a été estimée à 17-18 km \pm 1,5 km, selon la coupe considérée. Les décrochements présentent une importance modérée, du fait de la cohérence des valeurs de raccourcissement d'une coupe à l'autre en dépit des fortes variations latérales de géométrie. Les modalités de transfert du raccourcissement de la branche méridionale à la branche occidentale de l'arc restent mal connues et seraient mieux comprises en réalisant plusieurs coupes sériées dans la zone de transition entre les deux branches. Quant aux interprétations choisies dans le dessin des coupes, les incertitudes associées à certaines géométries (empilement antiformal d'écaillés de Muschelkalk suspecté sous la montagne du Cheiron, unité rétrochevauchante de Taulanne) ne pourront être levées que par des campagnes d'acquisition de données de sub-surface.

D'un point de vue chronologique, la branche méridionale de l'arc de Castellane, comme sa branche occidentale, est une structure essentiellement miocène. Les premiers chevauchements apparaissent au Miocène moyen et se créent probablement suivant un dispositif de propagation « en séquence » de la déformation. Au Miocène supérieur, l'arc de Castellane atteint l'avant-pays provençal où l'absence de couverture sédimentaire à accréter entraîne un changement de cinématique et la création de chevauchements hors-séquence à l'intérieur de l'arc lui-même (Audibergue, chevauchement de Séranon).

Nous avons suspecté que plusieurs structures tectoniques, depuis la Nappe de Digne au nord-ouest jusqu'à la bordure occidentale de l'arc de Nice au sud-est, en passant par le faisceau de Rouaine, l'anticlinal NE-SW de Gourdan et le chevauchement du Mont Vial, ont été encore actives au Pliocène. Une analyse tectonosédimentaire, entre Entrevaux et Nice, de sédiments lacustres récents (Cuébris), de reliques de paléorias pliocènes (vallée du Var) et de sédiments fluviatiles quaternaires (Estéron, Var), permettrait de tester cette hypothèse de réactivation « hors-séquence » pliocène et d'effectuer le lien entre la genèse miocène de l'arc de Castellane et les déformations récentes,

surtout localisées au front de la nappe de Digne (Saint-Jurs, Taulanne) et de l'arc de Nice (bassin ligure).

L'analyse microtectonique nous a permis de montrer que le raccourcissement régional dans la branche méridionale de l'arc est orienté NNE-SSW, comme dans la branche occidentale et dans la partie la plus interne de l'arc (Hamiti, 1994). Néanmoins, la chronologie de mise en place de chaque unité tectonique n'a pas pu être précisée du fait d'une grande variabilité dans les directions de transport d'une écaïlle à l'autre que l'on attribue à une réorientation complexe du champ de contrainte à proximité de chaque structure héritée. L'analyse microtectonique montre ici ses limites.

Une meilleure compréhension des modalités de propagation de la déformation dans les Alpes méridionales serait obtenue en corrélant les déformations qui affectent l'arc de Castellane avec les défor-

mations de la couverture située au nord du Dôme de Barrot et à proximité des unités penniques où des redoublements de série (duplex) ont été mis en évidence (Fallot, 1949 ; Hamiti, 1994). Pour cela, les variations de géométrie devraient être détaillées du nord au sud et des coupes régionales équilibrées réalisées.

La genèse de l'arc de Castellane est la conséquence de l'influence d'un certain nombre de paramètres géométriques (conditions aux limites, héritage), rhéologiques (variations lithologiques, épaisseurs de série, nombre et efficacité des niveaux de décollement) et mécaniques (partitionnement, polyphasage de la déformation, variation des paléochamps de contraintes). Certains d'entre eux étaient auparavant sous-estimés dans les fronts de chaînes de montagnes. C'est le cas notamment du rôle de l'héritage et du partitionnement, de l'existence de rotations des paléochamps de contraintes locaux et de la

présence de changements complexes dans les modalités de propagation de la déformation. L'héritage et le partitionnement n'ont jamais été pris en compte de manière combinée dans les expériences de modélisation physique. Or, la possibilité de faire évoluer plusieurs paramètres, comme l'angle entre la contrainte maximale appliquée et l'orientation des paléofailles, la longueur des accidents hérités et l'intensité de la contrainte tectonique appliquée, permettrait de préciser la part respective de l'héritage et du partage dans la formation d'orogènes complexes.

Remerciements

Ce travail a bénéficié des financements d'un contrat de la société Total (responsable J.C. Chermette) et du programme GéoFrance 3D-Alpes (resp. M. Tardy et J.M. Lardeaux). Cet article est la contribution n° 110 de GéoFrance 3D et n° 357 de Géosciences Azur.

Références

- Anderson E.M. (1951) - The dynamics of faulting. Oliver and Boyd edit., Edinburgh.
- Angelier J. (1990) - Inversion of field data in fault tectonics to obtain the regional stress-III. A new rapid direct inversion method by analytical means. *Geophys. J. Int.*, **103**, 363-376.
- Angelier J., Aubouin J. (1976) - Contribution à l'étude géologique des bandes triasiques provençales : de Barjols (Var) au bas Verdon. *Bull. BRGM, Fr.*, (2), Section I, n° 3, 187-217.
- Aubourg C., Rochette P., Stéphan J.F., Popoff M., Chabert-Pelline (1999) - The magnetic fabric of weakly deformed Late Jurassic shales from the southern subalpine chains (French Alps) : evidence for SW-directed tectonic transport direction. *Tectonophysics*, **37**, 15-31.
- Banks C.J., Warburton J. (1986) - « Passive-roof » duplex geometry in the frontal structures of the Kirthar and Sulaiman mountain belts, Pakistan. *J. Struct. Geol.*, **8**, 3/4, 229-237.
- Barbé J.F. (1992) - Géométrie et cinématique du faisceau décrochant de Rouaine. D.E.A., Univ. Nice-Sophia Antipolis.
- Baudemont D. (1985) - Relations tectoniques socle-couverture en Provence orientale. Evolution tectonosédimentaire permienne du bassin du Luc (Var). Thèse Univ. Strasbourg, 204 p.
- Beaudouin B., Campredon R., Cotillon P., Gigot P. (1975) - Alpes méridionales françaises : reconstitution du bassin de sédimentation. In: IX^e congrès international de sédimentologie, 234 p.
- Beaudouin B., Renaud P., Cojan I., Desmaison Y. (1986) - Mise en évidence du contrôle tectonique de la sédimentation : le jeu de l'accident du col de la Cine au long du Mésozoïque (région de Digne, SE de la France). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **303**, (2), 9, 857-862.
- Beghdadi A. (1993) - Tectonique syn-sédimentaire et déformation sur décrochement dans le bassin de Saint-Antonin (Arc de Castellane, Alpes méridionales). D.E.A., Univ. Nice.
- Bergerat F. (1985) - Déformations cassantes et champs de contrainte tertiaires dans la plate-forme Européenne. Thèse Univ. Paris 6.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G., Sosson M., Stéphan J.F., Labrin E., Ziad N., Schwartz S. (1999) - Fission track record and exhumation rates of the Argentera external crystalline massif (Western Alps, France-Italy). Fission track analysis: theory and applications. Châtillon (Val d'Aosta, Italy). 11-14 July, 1999, Abstracts, 17-20.
- Bigot-Cormier F., Poupeau G., Sosson M. (2000) - Dénudations différentielles du massif cristallin externe alpin de l'Argentera (Sud-Est de la France) révélées par thermochronologie traces de fission (apatites, zircons). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **330**, 363-370.
- Boccaletti M., Sani F. (1998) - Cover thrust reactivations related to internal basement involvement during Neogene-Quaternary evolution of the northern Apennines. *Tectonics*, **17**, 1, 112-130.
- Bodolle J. (1971).- Les formations nummulitiques de l'arc de Castellane. Thèse Univ. Nice, CNRS, AO, 5, 183 p.
- Bodolle J., Ginsburg L., Goguel J., Montenat C., Mennessier G., Alziar G., Ewald P. (1980) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Roquesteron, BRGM, Orléans.

- Bogdanoff S., Schott J.J. (1977) - Etude paléomagnétique et analyse tectonique dans les schistes rouges permien du sud de l'Argentera. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 19, 4, 909-916.
- Bond R.M.G., McClay K.R. (1995) - Inversion of a lower Cretaceous extensional basin, south central Pyrenees, Spain. Basin Inversion. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **88**, 415-431.
- Calais E., Galisson L., Stéphan J.F., Delteil J., Deverchère J., Larroque C., Mercier De Lepinay B., Popoff M., Sosson M. (2000) - Crustal strain in the Southern Alps, France, 1948-1998. *Tectonophysics*, **319**, 1, 1-17.
- Calassou S., Larroque C., Malavieille J. (1993) - Transfer zones of deformation in thrust wedges : an experimental study. *Tectonophysics*, **221**, 325-344.
- Campredon R. (1977) - Les formations paléogènes des Alpes-Maritimes franco-italiennes. *Mém. H.-S. Soc. géol. Fr.*, **9**, 197 p.
- Campredon R., Bordet P., Giannerini G., Manigault B. (1980) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille d'Entrevaux, BRGM, Orléans.
- Campredon R., Giannerini G. (1982) - Le synclinal de Saint-Antonin (arc de Castellane, chaînes subalpines méridionales). Un exemple de bassin soumis à une déformation compressive permanente depuis l'Eocène supérieur. *Géologie Alpine*, **58**, 15-20.
- Clauzon G., Aguilar J.P., Michaux J. (1987) - Mise en évidence d'un diachronisme de 5 Ma. au mur de la molasse miocène de Valensole (Alpes de Haute-Provence, France). Révisions chronostratigraphiques et implications géodynamiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **305**, (2), 133-137.
- Clauzon G., Rubino J.L., Suc J.P. (1996) - Les Rias pliocènes du Var et de Ligurie : comblement sédimentaire et évolution géodynamique. Livret guide de l'excursion, 44 p.
- Combes P. (1984) - La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques. Méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité. Thèse Univ. Strasbourg, 182 p.
- Cooper M.A., Trayner P.M. (1986) - Thrust-surface geometry: implications for thrust-belt evolution and section-balancing technics. *J. Struct. Geol.*, **8**, 3/4, 305-312.
- Cosani L. (1997) - Néotectonique et héritage structural entre Massif du Mercantour et Marge Ligure : le secteur de Saorge-Taggia. D.E.A. Univ. Nice-Sophia Antipolis, 38 p.
- Cotillon P. (1971) - Le Crétacé inférieur de l'arc subalpin de Castellane entre l'Asse et le Var. Stratigraphie et sédimentologie. *Mém. BRGM*, n° 68.
- Dahlstrom C.D.A. (1969) - Balanced cross sections: *Canad. J. Earth Sci.*, **6**, 743-757.
- Dardeau G. (1983) - Le Jurassique dans les Alpes-Maritimes (France). Stratigraphie, paléogéographie, évolution du contexte structural à la jonction des dispositifs dauphinois, Briançonnais et provençal. Thèse Univ. Nice, 391 p.
- Dardeau G. (1987) - Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive d'âge crétacé inférieur dans la basse vallée de l'Estéron (Alpes-Maritimes) et conséquences géodynamiques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, **6**, 1207-1210.
- Dardeau G., De Graciansky P.C. (1987) - Inversion du style tectonique et permanence des unités structurales dans l'histoire mésozoïque et alpine du bassin des Alpes Maritimes, partie de l'ancienne marge passive de la Téthys. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **305**, (2), 483-486.
- Dardeau G., De Graciansky P.C. (1990) - Halocinèse et jeu de blocs pendant l'évolution de la marge européenne de la Téthys ; les diapirs des Baronnies et des Alpes-Maritimes. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, **14**, 2, 66 p.
- Davis D., Suppe J., Dahlen F. A. (1983) - Mechanics of Fold-and-Thrust Belts and Accretionary Wedges. *J. Geophys. Res.*, **88**, B2, 1153-1172.
- De Graciansky P.C., Durozoy G., Gigot P. (1982) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Digne, BRGM, Orléans.
- De Graciansky P.C., Dardeau G., Lemoine M., Tricart P. (1989) - The inverted margin of the french Alps and foreland basin inversion. *Inversion Tectonics., Geol. Soc. Spec. Publ.*, **44**, 87-104.
- Delpéch P.Y. (1988) - Rifting Jurassique sur la bordure occidentale du dôme de Barrot (Alpes occidentales françaises). Thèse Univ. Paris 6.
- Dubar M. (1983) - Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **296**, (2), 855-857.
- Dubar M. (1984) - Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (Alpes-de-Haute-Provence, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 26, 5, 971-978.
- Dubar M. (1987) - Précisions sur la structure et le fonctionnement récent du fossé tectonique du Var inférieur (Alpes-Maritimes, France) d'après l'étude des déformations des terrains quaternaires. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **304**, (2), 3, 141-146.
- Dubois P., Curnelle R. (1978) - Résultats apportés par le forage les Mées n°1 sur le plateau de Valensole (Alpes de Haute-Provence). *C. R. Somm. Soc. géol. Fr.*, **4**, 181-184.
- Dumas C. (1998) - Etude structurale des Alpes par gravimétrie au sol. D.E.A. Univ. Montpellier.
- Ehtechamzadeh-Afchar M., Gidon M. (1974) - Données nouvelles sur la structure de l'extrémité nord de la zone des chevauchements de Digne. *Géologie alpine*, **50**, 57-69.
- Erout B., Lhote O. (1991) - Etude du bassin du Reyran et coupe équilibrée régionale à travers l'arc de Castellane. Diplôme d'ingénieur E.N.S.P.M., I.F.P.
- Estocade G., Angelier J., Aubouin J., Bellaiche G., Blanchet R., de Charpal O., Irr F., Le Pichon X. (1983) - Etude par submersible des canyons des Stoéchades et de Saint-Tropez. Reconnaissance de la discontinuité de ravinement messinienne dans le bassin de Riez-Valensole; implications stratigraphiques. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **284**, (2), 1631-1637.
- Evans M.J., Mange-Rajetzky Maria A. (1991) - The provenance of sediments in the Barrême thrust-top basin, Haute-Provence, France. *In: Developments in Sedimentary Provenance Studies. Geol. Soc. Spec. Publ.*, **57**, 323-342.
- Fallot P. (1949) - Les chevauchements intercutanés de Roya (A.-M.). *Annales Hebert-Hang, Livre Jubil. Ch. Jacob*, 162-168.

- Faucher T., Gidon M., Pairis J.L., Mascle G. (1988) - Directions de transport au front de la nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **306**, (2), 227-230.
- Ford M., Stahel U. (1995) - The geometry of a deformed carbonate slope-basin transition : the Ventoux-Lure fault zone, SE France. *Tectonics*, **14**, 5, 1393-1410.
- Ford M., Lickorish H., Kuznir N.J. (1999) - Tertiary foreland sedimentation in the Southern Subalpine Chains, SE France: a geodynamic appraisal. *Basin Research*, **11**, 315-336.
- Ford M., Meckel L.D., Bürgisser J., Lickorish H., Seward D. (2000) - L'évolution cinématique de l'arc externe des Alpes occidentales. 18^e Réunion des Sciences de la Terre, 132.
- Franco M. (1982) - Etude géologique de la bordure des chaînes subalpines méridionales entre St-Vallier et Thorenc (A-M). Thèse Univ. Nice, 157 p.
- Fry N. (1989) - Southwestward thrusting and tectonics of the Western Alps. *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 83-109.
- Fujiwara H., Pairis J.L. (1969) - Aperçu sur le Nummulitique de la région de Saint-Auban (Alpes-Maritimes). *Géologie alpine*, **45**, 213-226.
- Ganeval J. (1973) - Paléogéographie et tectonique dans la zone de décrochement de Creisset-le Poil (branche NW de l'arc de Castellane, Alpes-de-Haute-Provence). Thèse Univ. Grenoble, 62 p.
- Geze B. (1963) - Caractères structuraux de l'arc de Nice (Alpes maritimes). Livre Mém. Prof. P. Fallot. 2, 289-300. Soc. géol. Fr., Paris.
- Giannerini G. (1978) - Contribution à l'étude géologique de la bordure méridionale de l'arc de Castellane entre Mons et Bargème (Var) : relations entre les déformations tectoniques et la sédimentation au cours du tertiaire. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Nice, 285 p.
- Giannerini G., Gigot P., Campredon R. (1977) - Le tertiaire de la Roque-Esclapon (front sud de l'arc de Castellane) : la superposition de deux déformations synsédimentaires Oligocène et Miocène et des bassins sédimentaires associés. *Bull. BRGM, Fr.*, (2), Section 1, n° 3, 179-188.
- Gidon M. (1982) - La reprise de failles anciennes par une tectonique compressive : sa mise en évidence et son rôle dans les chaînes subalpines des Alpes occidentales. *Géologie alpine*, **58**, 53-68.
- Gidon M., Pairis J.L. (1986) - La nappe de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine, déplacement et signification régionale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **303**, (2), 10, 981-984.
- Gidon M., Pairis J.L. (1988) - La structure des environs de Digne (Chaînes subalpines méridionales) : origine, déplacement et signification régionale. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **307**, (2), 10, 1283-1288.
- Gidon M., Pairis J.L. (1992) - Relations entre le charriage de la Nappe de Digne et la structure de son autochtone dans la vallée du Bès (Alpes de Haute-Provence, France). *Eclogae geol. Helv.*, **85/2**, 327-359.
- Gigot P., Grandjacquet C., Haccard D. (1974) - Evolution tectonosédimentaire de la bordure septentrionale du bassin tertiaire de Digne depuis l'Eocène. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), **16**, 128-139.
- Gillcrist R., Coward M., Mugnier J.L. (1987) - Structural inversion and its controls : examples from the Alpine foreland and the French alps. *Geodinamica Acta*, **1**, 1, 5-34.
- Ginsburg L. (1960) - Etude géologique de la bordure subalpine à l'Ouest de la basse vallée du Var. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **259**, 57.
- Ginsburg L., Bonifay E., Bordet P., Mennessier G. (1970) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Grasse-Cannes, BRGM, Orléans.
- Goguel (1936) - Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Serv. Carte géol. Fr.*, 360 p.
- Gratier J.P. coordinateur (1987) - L'équilibrage des coupes géologiques. Buts, méthodes et applications. Mém. Docum. Centre Arm. Et. Struct. Socles, Rennes, 20, 165 p.
- Gratier J.P., Ménard G., Arpin R. (1989) - Strain-displacement compatibility and restoration of the Chaînes Subalpines of the Western Alps. *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 65-81.
- Guardia P., Ivaldi J.P. (1985) - Les déformations schistogènes du tégument de l'Argentera (Alpes-Maritimes) : description, génèse et chronologie relative dans le cadre géodynamique des Alpes sud-occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 1, **3**, 353-362.
- Guellec S., Mugnier J.L., Tardy M., Roue F. (1990) - Neogene evolution of the western Alpine foreland in the light of ECORS data and balanced cross-section. Mém. Soc. géol. Fr. 156, 165-184.
- Haccard D., Beaudoin B., Gigot P., Jorda M. (1989) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de La Javie, BRGM, Orléans.
- Hamiti M. (1994) - Géométrie, cinématique et mécanismes des chevauchements synchistes dans une région préalablement déformée. Exemple de la couverture sédimentaire à l'Ouest du massif de l'Argentera (Alpes occidentales françaises). Thèse Univ. Aix-Marseille.
- Hibsch C. (1992) - Apports de l'approche tectonosédimentaire pour l'analyse et la datation des paléocontraintes tectoniques. Applications en domaine tabulaire (tectonique permo-cénozoïque en Grande-Bretagne) et en domaine plissé (tectonique crétacée de l'arc de Castellane, S.E. France). Implications géodynamiques. Thèse Univ. Paris-Sud (Orsay), 251 p.
- Hippolyte J.C., Angelier J., Bergerat F., Nury D., Guieu G. (1993) - Tectonic-stratigraphic record of paleostress time changes in the oligocene basins of the Provence, southern France. *Tectonophysics*, **226**, 15-35.
- Huiqi L., Mc Clay K.R., Powell D. (1992) - Physical models of thrust wedges. In: McClay K.R. (ed), Thrust Tectonics, London, Chapman & Hall, 71-81.
- Irr F. (1984) - Paléoenvironnements et évolution géodynamique néogènes et quaternaires de la bordure nord du bassin méditerranéen occidental. Un système de pente de la paléo-marge liguro-provençale. Thèse Univ. Nice.
- Ivaldi J.P. (1989) - Thermoluminescence et orogénèse. Les Alpes occidentales au Paléogène. Thèse Univ. Nice, 330 p.
- Jones P.B. (1996) - Triangle zone geometry, terminology and kinematics. *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **44**, 2, 139-152.

- Jorda M., Roiron P., Vernet J.L. (1988) - La formation alluviale à flore fossile des Fontaines (Digne, Alpes de Haute-Provence). Un jalon important dans l'évolution tectonogénique tardive de l'arc subalpin de Digne. *Géologie alpine*, **64**, 49-60.
- Jouanne F., Ménard G. (1994) - Quantification des mouvements verticaux actuels du Sud du Jura et des Alpes nord-occidentales par comparaison de nivellements : première analyse. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **319**, (2), 691-697.
- Kerckhove C. (1969) - La « zone du Flysch » dans les nappes de l'Embrunais-Ubaye (Alpes occidentales). *Géologie alpine*, **45**, 204 p.
- Kerckhove C., Roux M. (1976) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Castellane, BRGM, Orléans.
- Kerckhove C., Roux M. (1978) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Moustiers-Ste-Marie, BRGM, Orléans.
- Laubscher H.P. (1991) - The arc of the Western Alps today. *Eclogae geol. Helv.*, **84**, 3, 631-659.
- Laurent O. (1998) - Modalités de la structuration d'un prisme de front de chaîne : l'exemple de l'arc de Castellane (chaînes subalpines méridionales, France). Thèse Univ. Nice, 290 p.
- Lemoine M. (1972) - Rythme et modalités des glissements superposés dans les chaînes subalpines méridionales des Alpes occidentales françaises. *Geol. Rundsch.*, **61**, 975-1010.
- Lickorish H., Ford M. (1998) - Evolution of the Digne thrust system, southern Subalpine Chains : kinematics and timing of deformation. *In: Spec. Issue of the Geol. Soc. London, Foreland Basins*, 35 p.
- Lutaud L. (1957) - La tectogenèse et l'évolution structurale de la Provence. *Rev. Géol. Dyn. Géogr. Phys.*, Paris, nouv. Sér. **1**, 103-112.
- Malavieille J. (1984) - Modélisation expérimentale des chevauchements imbriqués : application aux chaînes de montagnes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **7**, 36, 129-138.
- Mansour M. (1991) - Thermochronologie par la méthode des traces de fission dans l'Apatite. Application aux massifs de l'Argentera-Mercantour (Alpes occidentales) et dans le Jebilet (Meseta marocaine). Thèse Univ. Grenoble, 155 p.
- Mansour M., Bogdanoff S., Poupeau G. (1990) - Datation par traces de fission dans le massif de l'argentera et du Dôme de Barrot, 13ème R.S.T., Grenoble.
- Meckel L.D., Ford M., Bernolli D. (1996) - Tectonic and sedimentary evolution of the Dévoluy Basin, a remnant of the Tertiary western Alpine foreland basin, SE France. *Géologie de la France*, n° 2, 3-26.
- Meckel L.D. (1997) - Sedimentological and structural evolution of the Tertiary Dévoluy Basin, external western Alps, SE France. Thèse de Doctorat, Institute of Technology, Zürich.
- Ménard G. (1979) - Relations entre structures profondes et structures superficielles dans le sud-est de la France. Essai d'utilisation des données géophysiques. Thèse Univ. Grenoble.
- Ménard G. (1980) - Profondeur du socle antétriasique dans le Sud-Est de la France. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **290**, (D), 299-302.
- Ménard G. (1988) - Structure et cinématique d'une chaîne de collision : les Alpes occidentales et centrales. Thèse Univ. Grenoble.
- Mennessier G. (1966) - Notice de la carte géologique de la France à 1/50 000. Feuille de Fayence, BRGM, Orléans.
- Morillon A.C. (1997) - Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Bétiques (Espagne). Thèse Univ. Nice-Sophia Antipolis, 303 p.
- Mugnier J.L., Arpin R., Thouvenot F. (1987) - Coupes équilibrées à travers le massif subalpin de la Chartreuse. *Geodynamica Acta*, **1**, 2, 125-137.
- Olivet J.L., Bonnin J., Beuzart P., Auzende J.M. (1984) - Cinématique de l'Atlantique nord et central. Publ. Centre National pour l'Exploitation des Océans, **54**, 108 p.
- Pairs J.L. (1971) - Tectonique et sédimentation tertiaire sur la marge orientale du bassin de Barrême (Alpes de Haute-Provence). *Géologie alpine*, **47**, 203-214.
- Pairs J.L., Gidon M., Fabre P., Lami A. (1986) - Signification et importance de la structuration nummulitique dans les chaînes subalpines méridionales. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **303**, (2), 1, 87-92.
- Pelline-Chabert (1996) - Géométrie et cinématique de la branche occidentale de l'arc de Castellane (Chaînes subalpines de Haute-Provence, France). Thèse Univ. Nice, 198 p.
- Philip J., Masse P.J.L., Machour L. (1987) - L'évolution paléogéographique et structurale du front de chevauchement nord-toulonnais (Basse-Provence occidentale, France). *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 541-550.
- Philippe Y. (1994) - Transfer zone in the Southern Jura thrust belt (eastern France) : geometry, development and comparison with analogue modelling experiments. *Europ. Ass. Petrol. Geol. Spec. Publ.*, **4**, 327-346.
- Philippe Y., Deville E., Mascle A. (1998) - Thin-skinned inversion tectonics at oblique basin margins ; exemple of the western Vercors and Chartreuse Subalpine massifs (SE France). Cenozoic foreland basins of Western Europe, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **134**, 239-262.
- Platt J.P., Behrmann J.H., Cunningham P.C., Dewey J.F., Helman M., Parish M., Shepley M.G., Wallis S., Weston P.J. (1989) - Kinematics of the Alpine arc and the motion history of Adria. *Nature*, **337**, 158-161.
- Ramsay J.G. (1967) - Folding and fracturing of rocks. Mac Graw Hill, New-York, 568 p.
- Réhault J.P. (1981) - Evolution tectonique et sédimentaire du bassin Ligure (Méditerranée occidentale). Thèse d'état, Univ. Paris 6, 132 p.
- Ricou L.E., Frizon De La Motte D. (1986) - Décrochement senestre médio-créacé entre Provence et Alpes Maritimes (Alpes occidentales, France). *Rev. Géol. Dynam. Géogr. Phys.*, (27), 3-4, 237-245.
- Ritz J.F. (1991) - Evolution du champ de contraintes dans les Alpes du Sud depuis la fin de l'Oligocène. Implications sismotectoniques. Thèse Univ. Montpellier.

- Roure F., Polino R., Nicolich R. (1990) - Early Neogene deformation beneath the Po plain : constraints on the post-collisional Alpine evolution. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **156**, 309-322.
- Roure F., Brun J.P., Coletta B., Van Der Driessche J. (1992) - Geometry and kinematics of extensional structures in the Alpine Foreland Basin of southeastern France. *J. Struct. Geol.*, **14**, 4, 503-519.
- Roux M. (1970) - Le synclinal de Taulanne (Basses-Alpes) et les conséquences du chevauchement de Castellane sur sa bordure nord-est. *Géologie alpine*, **46**, 177-188.
- Roux M. (1974) - La sédimentation tertiaire et les étapes de la tectonique provençale et alpine au Sud et au Sud Ouest de l'arc de Castellane. Le bassin d'Eoulx-Brenon et ses dépendances (Feuilles de Castellane et de Moustiers-Ste-Marie). *Bull. BRGM, Fr.*, (2), Section I, 2, 83-99.
- Schroetter J.M. (1997) - L'enregistrement sédimentaire de la déformation mio-plio-quadernaire sur la bordure ouest de l'arc de Nice. D.E.A. Univ. Nice, 21 p.
- Seward D., Mancktelow N.S. (1994) - Neogene kinematics of the central and western Alps : Evidence from fission-track dating. *Geology*, **22**, 803-806.
- Siddans A.W.B., Henry B., Kligfield R., Lowrie W., Hirt A., Percevault M.N. (1984) - Finite strain patterns and their significance in Permian rocks of the Alpes Maritimes (France). *J. Struct. Geol.*, **6**, 4, 339-368.
- Sobornov K.O. (1996) - Lateral variations in structural styles of tectonic wedging in the northeastern Caucasus, Russia. *Bull. Can. Petr. Geol.*, **44**, 2, 385-399.
- Specht M. (1989) - Tectonique de chevauchement le long du profil ECORS-Pyrénées : un modèle d'évolution de prisme d'accrétion continental. Thèse Univ. Bretagne Occidentale, 353 p.
- Steck A., Hunziker J. (1994) - The Tertiary structural and thermal evolution of the Central Alps - compressional and extensional structures in an orogenic belt. *Tectonophysics*, **238**, 229-254.
- Tempier C. (1987) - Modèle nouveau de mise en place des structures provençales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), III, **3**, 553-540.
- Thibault G. (1995) - Géométrie et quantification des raccourcissements de l'arc de Castellane (SE de la France). D.E.A. Géodynamique, Univ. Nice, 38 p.
- Thomas J.C., Claudel M.E., Collombet M., Tricart P., Chauvin A., Dumont T. (1999) - First paleomagnetic data from the sedimentary cover of the French Penninic Alps : evidence for Tertiary counterclockwise rotations in the Western Alps. *Earth and Planetary Science Letters*, **171**, 561-574.
- Touraine F. (1976) - L'Oligocène nord-varois : nouvelle mise au point. *Géologie alpine*, **52**, 115-133.
- Vialon P., Rochette P., Ménard G. (1989) - Indentation and rotation in the Western Alpine arc. *Alpine Tectonics, Geol. Soc. Spec. Publ.*, **45**, 329-338.
- Woodward N.B., Boyer S.E., Suppe J. (1989) - Balanced Geological Cross-Sections : an essential technique in Geological research and exploration. Short Course in Geology, vol 6, 28th International geological Congress, Washington, D.C.