Chevauchement et détachement dans les Maures occidentales (Var, France) :

géométrie, cinématique et évolution thermobarométrique de la zone de cisaillement polyphasée de Cavalaire *

Jean-Philippe BELLOT (1) Georges BRONNER (2) Jacques MARCHAND (3) Christine LAVERNE (4) Claude TRIBOULET (5)

Thrust and normal faulting in the Western Maures (Var, SE France): a geometric, kinematic and thermobarometric study of the Cavalaire polyphased shear zone

Géologie de la France, 2002, nº 1, pp. 21-37, 10 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Géométrie, Cinématique, Zone cisaillement, Microtectonique, Mylonite, Déformation polyphasée, Orogénie hercynienne, Métamorphisme régional, Matamorphisme rétrograde, Géothermobarométrie, Faille chevauchement, Var, Massif Maures.

Key-words: Geometry, Kinematics, Shear zones, Microtectonics, Mylonites, Polyphase deformation, Hercynian Orogeny, Regional metamorphism, Geothermobarometry, Thrust faults, Var France, Maures Massif.

Résumé

Dans le massif des Maures comme dans les autres fragments varisques, les déformations postérieures à la subduction continentale rapportée au Silurodévonien, sont polyphasées donc nécessairement complexes. Ces dernières années, l'attention s'est portée sur les événements tardi-orogéniques affectant ce fragment de la chaîne varisque. Il a notamment été montré que l'extension tardi-orogénique tenait un rôle important dans la structuration de ce massif. Nous nous sommes intéressés aux déformations postérieures à la foliation 1 et antérieures à cette extension. Le secteur étudié, situé dans les environs de Gassin - La Croix Valmer, a été l'objet d'une étude lithostructurale et pétrostructurale. Il présente notamment des séries relativement bien préservées des déformations extensives. En effet, un ensemble d'écailles ainsi qu'un contact de nappes majeur y ont été reconnus. Une carte lithotectonique précise et un nouveau schéma structural détaillé de ce secteur sont présentés. La mise en place de ces nappes s'est faite du nord-ouest vers le sud-est durant la décompression des assemblages, traduisant le passage de conditions HP-MT à des conditions HT-MP, ces dernières caractérisant le climax du métamorphisme régional. Le contact chevauchant principal est partiellement repris et oblitéré par des zones de cisaillement en faille normale vers le nord-ouest lors de l'extension tardiorogénique en relation avec la relaxation thermique de la croûte. Cette tectonique extensive est marquée par la rétromorphose des assemblages métamorphiques dans les conditions du faciès amphibolite de bas grade puis schistes verts suivant un refroidissement isobare. Le changement de régime tectonique compressif à extensif se fait lors du pic thermique (T_{max}) . Cette tectonique polyphasée à vergence sud-est puis nord-ouest observée dans ce secteur est rapportée à

la collision carbonifère inférieur puis à l'extension carbonifère moyen. Un âge viséen moyen à supérieur est proposé pour l'événement compressif dans le socle provençal. La signification de cette tectonique est discutée dans l'évolution varisque du massif des Maures.

Abridged english version

Introduction

The most recent studies of the Maures massif (Fig. 1) provide evidence of an extensional tectonism that accounts for the late-orogenic exhumation of the deeper units (Morillon, 1997). Based on thermochronometric data, the proposed model can explain most of the ductile structures (S1) postdating the Silurian continental subduction, which is reflected by highpressure relics (Leyreloup et al., 1996; Bouloton et al., 1998; Matte, 1998). The extensional structuring of the Maures massif was accommodated by ductile to

également : Laboratoire GTS, ISTEEM, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 05, France

(3) Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 20, France

^{*} Manuscrit déposé le 22 février 2001, accepté le 14 avril 2001

⁽¹⁾ CEREGE, Europole de l'Arbois, BP 80, 13545 Aix-en-Provence, France. E-mail: jp.bellot@wanadoo.fr.

⁽²⁾ Case 441, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 20, France

⁽⁴⁾ Laboratoire de Pétrologie magmatique, Case 441, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme, 13397 Marseille Cedex 20, France

⁽⁵⁾ Laboratoire de Pétrologie-Minéralogie-Métallogénie, Université Paris VI, 75252 Paris Cedex 5, France

ductile-brittle top-to-the-NW shear zones, which separate successive northwestwarddipping units. The described model interprets all post- S_n deformation as increments of the late-orogenic extension during a period of retrograde metamorphism (Morillon, 1997; Morillon et al., 2000). Nevertheless, parts of the post-D1 deformation are synchronous with the regional MT-MP metamorphism (D2) this indisputable prograde metamorphism, marked by a steeply westward dipping schistosity, is necessarily disconnected from the late-orogenic extension (D3) and inevitably associated with a strong horizontal shortening.

This paper exposes a new map, kinematic and petrostructural data acquiered on a key area of the Maures massif, where the compressional structures have escaped the effects of late extension. It proposes different arguments in favour of polyphased processes that can explain the structuring of this part of the Variscan belt.

Geological setting

The Maures massif (60 km x 60 km) is located in the southern part of the Variscan belt of western Europe. It is composed of two well-contrasted parts (Fig. 1): (1) the northwestward-dipping Western and Central Maures units (Lower Paleozoic metasedimentary and metabasic units) and (2) the vertical Eastern Maures units (granite and migmatite; Le Marrec, 1976), which are separated from the Central Maures by the N-S trending Grimaud -Moulins de Paillasse Fault (Vauchez, 1987). In the Western Unit the gently to moderately dipping N20°E foliation bears a NW-SE stretching lineation (Fig. 2). The series here shows evidence of a MT-MP metamorphism synchronous with the D2 deformation and prograding from west to east (Buscail et al., submitted). The D2 deformation is characterized by a reworking of the S1-0 axial-plane cleavage in the isoclinal folds, by open asymmetrical similar A-folds (Arthaud and Matte, 1966; Bronner et al., 1971; Bard and Caruba, 1981) with a decametre- to decimeter-scale wavelength. The fold axes are commonly subhorizontal, with dips ranging from *NNW* 15° to SSE 15°. They are everywhere parallel to the regional lineation (N150°E to $N0^{\circ}E$) observed in the surrounding gneiss and mica schist, with an axial-plane dipping steeply to the west. A westwarddipping S2 strain-slip cleavage is axialplane to these open folds.

Structural analysis

A new structural sketch map

A major abnormal contact, marked by numerous mylonitic sheets and a major thrust fault in the Gassin - La Croix Valmer area, separates two unconformable structural units (Figs. 3, 4a, 4b, 4c). These are, from NW to SE, are (i) the Tuiles allochtonous Unit (metasedimentary formations) with a gently westward dipping N20°E-trending foliation, and (ii) the Cavalaire parautochtonous Unit (the LAC), separated by small sheets of mylonitic gneiss with a tabular foliation plane (Pierrugues Unit). The former is characterized by a N-S-trending low-angle schistosity S2, whereas the latter mainly exibits a NW-SE-trending steeply-dipping schistosity S2. The thrusts are confirmed not only by a general obliquity between the thrust traces and isogrades, but also by Tuiles Unit belongs to the sillimanitemuscovite or kyanite-biotite zone, whereas the Cavalaire Unit belongs to the staurolite-chlorite zone (Buscail et al., submitted). Low-angle faults are truncated by the late sinistral strike-slip Grimaud Fault (Vauchez and Bufalo, 1988).

The Pierrugues Unit

The major shear zone occurs as a low-angle fault marked in the field by a more intense deformation and an accordance of the regional foliation (Fig. 5a, 5b) between the two units. The major tectonic contact, situated at the base of the Tuiles Unit, is characterized systematically by phyllonitic facies and mylonite; i.e. a tectonic mélange of mica schist, orthogneiss and layered gneiss, structured by a tabular mylonitic foliation with a regular NW-SE stretching lineation. The structural map shows that the thrusting process is characterized by many "top and base" truncations (Fig. 6), and that all the thrust planes are cross-cut by the late N-S mylonitic Grimauld Fault.

Microstructural analyses

S-L fabric

Observations in the XZ and YZ sections of the finite-strain ellipsoid

attest to an essentially planar mylonitic fabric with a well-marked linear anisotropy on the foliation plane (Fig. 6). However, evidence of an L>S fabric is observed on small patches of mylonite located at the base of a major tectonic contact. Under the microscope, the foliation is outlined by monocrystalline ribbons of quartz in a fine-grained recrystallized matrix of plagioclase and abundant mica; i.e. the rock has been completely recrystallized. The NW-SE lineation has a composite nature, the orientations of the crystallized micas (mineral lineation), the boudinaged or staurolite (stretching kyanite lineation) and the microfold axes (microcrenulation) being parallel.

Kinematic analyses

The plane of observation is perpendicular to the foliation and parallel to the lineation (XZ section of the finite-strain ellipsoid). Macroscopic kinematic criteria are very uncommon. However, shear bands and the sigma-type systems of blastite in the gneiss on the major contact (Fig. 7d), along with the concordance of the two stacked units (Fig. 6), attest to a top-to-the-SE shearing —the faults are thus reverse faults. Under the microscope, mylonite sampled from the Cavalaire shear zone provides evidence of rare southeastward shearing: i.e. a sigma-type system of staurolite with crystallization traits of quartz-muscovite (Fig. 8a and 8b) and asymmetrical pressure shadows of quartz-muscovite around staurolite blasts indicate a southeastward kinematics (Fig. 8c). In the field, as under the microscope, the XZ sections of the mylonite reveal a foliation cross-cut by several shear bands marked by recrystallized muscovite-quartz-chlorite and indicating a NW normal motion (Fig. 7a). Other classical asymmetrical microstructures indicate a northwestward kinematics: i.e. asymmetrical pressure shadows of chloritized muscovite around staurolite blasts (Fig. 8d); muscovite shear bands retrograde metamorphosed staurolite and quartz-plagioclase sigmoids (Fig. 8e); retrograde metamorphosed garnet in a chlorite-quartz assemblage and chlorite C and C'planes, which attest to a high strain in the mylonite and ultramylonite (Fig. 8f); fish-shaped monoclinic boudinage of staurolite or muscovite. This deformation is penetrative but located within a restricted shear zone where the S-L fabric is overprinted.

Petrostructural evolution

The petrostructural study, based on observations on sections parallel to the lineation and normal to the foliation (XZ plane), indicates a complex metamorphic evolution of the mylonite sampled from the base of the Tuiles Unit. According to the blasts developed by the rock, three cases can be distinguished: fine-grained mylonite, fine-grained ultramylonite and coarse-grained mylonite. The coarsegrained mylonite shows the most complete metamorphic evolution and is therefore described in detail (Table 1).

The coarse-grained mylonite contains blasts of pretectonic euhedral staurolite (Fig. 9a) with numerous oriented inclusions of garnet, biotite, quartz, rutile, tourmaline (Fig. 9a, 9b). Another corona is observed between these phases and the host-mineral, indicating that the staurolitegarnet-rutile-biotite-quartz assemblage (Al assemblage) is in equilibrium. The garnet displays numerous inclusions of biotite, quartz and opaque minerals. Kyanite occurs as elongate relict crystals in the matrix or in plagioclase blasts (Fig. 9c); as it is clearly a pretectonic mineral (pre-D2), it can be associated with the relict pretectonic staurolite-garnet-rutilebiotite-quartz assemblage. In places, staurolite is included in more developed and spectacular pluricentimetre-size porphyroblasts of plagioclase with inclusions of: (i) K feldspar-sillimanite-biotitemuscovite-quartz with a preferential orientation parallel to the elongation of the host-mineral; (ii) magnetite-rimmed destabilized garnet; (iii) subhedral unzoned garnet in contact with the plagioclase; and (iv) rutile rimmed by successive ilmenite and sphene (A2 assemblage) (Fig. 9d). In this case, the kyanite-staurolite-garnetrutile-biotite-quartz assemblage is partly destabilized and constitutes a relict paragenesis. The crystallization trails of theses blasts suggest sigma-type structures that indicate a top-to-the-SE reverse shearing. The porphyroblasts are limited by quartzmuscovite-chlorite±brown biotite top-tothe-NW shear bands (A3 assemblage) (Fig. 8f) and more rarely by biotitemuscovite shear bands. This indicates a progressive, continuous retrograde metamorphism associated with normal shear zones. The P-T-t-d path obtained for the mylonite from the Tuiles shear zone illustrates a clockwise evolution with P_{max} followed by T_{max} and a subsequent isobaric cooling (Fig. 10).

Discussion-Conclusion

Whereas the high-grade amphibolite assemblage (A1) is the witness of crustal thickening, the subsequent decompression with partial melting of the HP-assemblages was synchronous with southeastward thrusting of the Tuiles Unit onto the Cavalaire Unit (A2) at the peak of regional metamorphism. Lastly, the late exhumation of the HP unit occurred through a reworking of the major contact in a ductile normal fault (A3 and A4) evolving to a ductile-brittle normal fault during an isobar cooling. Successive tectonometamorphic events in this part of the Maures massif can be interpreted as reflecting syn- to late-orogenic processes: Visean to Early Namurian compressional tectonism succeeded by Late Namurian extensional tectonism during the progressive thinning of a previously thickened Variscan crust prior to its restoration to normal thickness.

Introduction

Sous l'impulsion de plusieurs projets de recherche, la géologie du massif hercynien des Maures-Tanneron connaît depuis quelques années un regain d'intérêt. Des travaux très récents ont mis en évidence une tectonique extensive liée à l'exhumation tardi-orogénique des unités du massif (Morillon, 1997; Sosson et al., 1998; Morillon et al., 2000). Basé essentiellement sur des données thermo-chronométriques, le modèle proposé (Morillon, 1997) permet en outre d'expliquer une grande partie des structures postérieures à la subduction continentale rapportée au Siluro-dévonien dont les seuls véritables témoins demeurent les reliques des paragenèses HP (Leyreloup et al., 1996 ; Bouloton et al., 1998 ; Matte, 1998). Cette extension se ferait par le biais de grandes failles ductiles puis ductile-fragiles associées à un jeu normal vers le nord-ouest, délimitant ainsi une succession d'unités à pendage ouest (Morillon, 1997). Dans ce modèle, les déformations ductiles sont interprétées comme la conséquence du jeu des failles normales ductiles lors d'une évolution métamorphique rétrograde (Morillon et al., 2000).

Cependant, ce modèle ne permet pas d'expliquer l'empilement précoce des unités structurales. De plus, une partie des déformations qui reprennent la foliation s'est produite dans les conditions du métamorphisme régional MP-MT. Le caractère indiscutablement prograde de ce métamorphisme marqué par une foliation fortement pentée (Buscail et al., soumis) est associé à un raccourcissement maximal horizontal prédominant, nécessairement dissocié de l'extension tardi-orogénique. En nous appuyant sur des données lithostratigraphiques, pétrographiques et structurales acquises sur un secteur-clé du massif, nous nous proposons d'examiner les différents arguments en faveur de tectoniques polyphasées et en particulier de l'existence de failles inverses à vergence sud-est, et de discuter leur rôle dans la structuration du massif.

Cadre géologique régional

Unités lithotectoniques

Le massif des Maures est, avec la Corse, le fragment le plus méridional de la chaîne varisque en France. Sa structuration fait actuellement apparaître deux parties distinctes (Gueirard, 1960), que l'on présente d'ouest vers l'est (fig. 1). Les unités occidentales et centrales présentent une foliation composite S1-2 orientée N20°E à pendage modéré vers le nord-ouest (fig. 2), portant une linéation d'étirement généralement orientée nord-ouest. De fait, les séries correspondantes apparaissent monoclinales. Elles témoignent d'un métamorphisme MP-MT (Seyler, 1975) régional prograde d'ouest en est, dont les conditions vont du faciès schistes verts au faciès amphibolite HT (Seyler, 1975 ; Caruba, 1983 ; Buscail et al., soumis). En revanche, les unités des Maures orientales sont structurées par une foliation le plus souvent orientée nord-sud à pendage sub-vertical ou élevé vers l'est, portant une linéation d'étirement nordsud sub-horizontale (Le Marrec, 1976; Vauchez et Bufalo, 1985). Les Maures occidentales et centrales sont séparées des Maures orientales par la faille nordsud de Grimaud (Bordet, 1966). Cet accident majeur, qui s'étend sur plus de 30 km du nord au sud du Massif, est polyphasé (Vauchez et Bufalo, 1985 et 1988; Onezime et al., 1999).



Fig. 1.- Carte géologique simplifiée des massifs des Maures et du Tanneron, d'après Gueirard (1960), Tempier (1978), Seyler (1986), Bronner (1996) et Morillon (1997).

Fig. 1.- Structural map of the Variscan Maures massif, after Gueirard (1960), Tempier (1978), Seyler (1986), Bronner (1996) and Morillon (1997).

Les Maures occidentales sont constituées d'unités métasédimentaires (schistes, micaschistes, quartzites) et volcano-sédimentaires (Seyler, 1986). Les Graptolites des schistes du Fenouillet ont permis de rapporter ces derniers au Silurien (430 Ma) et de leur attribuer une origine marine (Gueirard et al., 1970). Plus à l'est, des formations métasédimentaires appartiennent vraisemblablement à une série flyschoïde, dont l'âge carbonifère inférieur est proposé à partir d'une comparaison avec des séries similaires des Pyrénées et de la Montagne noire (Bronner et Bellot, 2000). Les orthogneiss ou « leptynites roses » de la formation de Collobrières, interprétés comme des métarhyolites alcalines (Seyler, 1986), ont été datés à l'Ordovicien (507 \pm 5 Ma) par la méthode U/Pb sur zircon (Lancelot et al., comm. pers.).

Les Maures Centrales sont séparées des Maures Occidentales par le métagranite de Bormes, d'affinité calco-alcaline et daté à 345 ± 3 Ma par la méthode U/Pb Elles présentent essentiellement des séries métasédimentaires (micaschistes, paragneiss). Elles incluent également un complexe leptyno-amphibolique ou CLA (Forestier, 1961), composé entre autres d'orthogneiss leucocrates ordoviciens (U/Pb sur zircon, 500 Ma, Lancelot *et al.*, comm. pers.), ainsi que le granite calcoalcalin de l'Hermittan daté à 338 \pm 6 Ma par la méthode U/Pb sur zircon (Moussavou *et al.*, 1998).

sur monazite (Moussavou et al., 1998).

Les Maures orientales sont principalement constituées de granites calco-alcalins non déformés (granite du Plan de la Tour) recoupant la foliation d'orthogneiss et de migmatites (Giraud *et al.*, 1975 ; Caruba *et al.*, 1976). Plusieurs granites d'anatexie ainsi que des leucosomes post-foliaux ont été datés à 333 ± 3 Ma (Moussavou *et al.*, 1998). Cette unité contient également des métagabbros d'affinités calco-alcaline et océanique, incluant des paragenèses reliques de HP (Maquil, 1976 ; Le Marrec, 1976 ; Caruba, 1983) qui témoignent d'un métamorphisme dans les conditions du faciès éclogite ayant atteint 10 à 15 kbar (Buscail *et al.*, soumis). Cet événement HP a été daté à 431 ± 4 Ma par la méthode U/Pb sur zircons (Lancelot *et al.*, 1998).

Géométrie des microstructures

Plusieurs phases tectoniques ont été reconnues dans les unités métasédimentaires des Maures occidentales et centrales (Arthaud et Matte, 1966; Bronner et al., 1971 ; Seyler et Crévola, 1982 ; Caruba, 1983). Toutes leurs formations sont structurées par une foliation (S1), localement à texture mylonitique (Dumoulin et al., 1996), plan axial de plis isoclinaux (P1) à axes horizontaux et déversement apparent vers l'ouest lorsqu'ils ne sont pas repris par les phases postérieures (Arthaud et Matte, 1966). Ce plan d'anisotropie majeur porte une linéation d'étirement bien marquée. À l'échelle du massif, l'orientation très variable de cette structure linéaire montre que la fabrique S1-L1 a été reprise par des phases postérieures (Dumoulin et al., 1996), ce qui rend délicate toute analyse cinématique effectuée parallèlement au plan X1-Z1 de la déformation finie. Cette tectonite de type S-L est classiquement interprétée comme un témoin de la tectonique tangentielle (Arthaud et Matte, 1966 ; Bronner et al., 1971 ; Bard et Caruba, 1981 ; Innocent, 1993 ; Dumoulin et al., 1996). La foliation 1 est le plus souvent déformée par des plis synschisteux (P2-S2), semblables à déversement est et d'échelle métrique à plurimétrique. Les relations entre la phase 2 et l'âge du métamorphisme collisionnel montrent que ce dernier est syn à tardi-cinématique, diachrone respectivement d'ouest en est (Buscail et al., soumis). Notre étude se place dans un contexte anté-permien, c'est pourquoi nous nous affranchissons de l'effet des décrochements senestres N80 °E (Bronner, 1996) qui ont découpé le massif en plusieurs chaînes ouest-est au Permien (fig. 1).

Données lithotectoniques

Le secteur considéré se situe dans le sud-est de la partie centrale du massif, dans les environs de Gassin - La Croix-Valmer (fig. 3). Il regroupe deux unités séparées par un contact tectonique, dont l'impor-



Fig. 2.- Coupe lithotectonique simplifiée des Maures occidentales, localisée sur la figure 1.

Fig. 2.- Geological cross-section through the Maures massif (located on Fig. 1).

tance, la géométrie et le jeu font l'objet essentiel de cet article. Cette faille majeure présente une trace sinueuse, globalement orientée NE-SW, et met en contact une unité principalement métasédimentaire au nord-ouest, près de Cavalaire (Unité des Tuiles), et le CLA au sud-est, dans le secteur de La Croix-Valmer (unité de Cavalaire). La superposition des cartes topographiques IGN à 1/50 000 disponibles sur ce secteur, à la carte lithotectonique présentée en figure 3, permet une première caractérisation du secteur d'étude. Une crête SW-NE sépare topographiquement les unités métapélitiques au nord-ouest, du CLA au sud-est. La partie nord-ouest montre des reliefs élevés et réguliers, alors que le secteur sud-est présente une topographie très basse caractérisée par des petits reliefs nombreux et très irréguliers. Le contact séparant les deux ensembles, se situe à mi-pente. À la base du contact, des unités d'extension très réduite forment des langues qui s'avancent dans le paysage en direction de la mer.

L'unité des Tuiles

A l'ouest et au nord-ouest de Cavalaire affleurent des formations métasédimentaires assez monotones, métapélitiques (micaschistes à bi-ms-gt-tml) ou quartzofeldspathiques (gneiss à grain fin pauvre en muscovite, gneiss à grain moyen riche en muscovite). Ces gneiss à grain fin et patine orangée à violacée, montrent de nombreux leucosomes déformés (pl-kfs).



Fig. 3.- Carte lithotectonique du secteur de Cavalaire - La Croix Valmer.

Fig. 3.- Geological map of the Cavalaire - La Croix Valmer area (located on Fig. 1).

Ils sont plus riches en micas (bi-ms) que ceux associés aux ultrabasites et contiennent de nombreux cristaux centimétriques de tourmaline. Leur foliation S1-2 est définie par la cristallisation syncinématique des micas et des bandes centimétriques de quartz-feldspath.

L'unité de Cavalaire

L'unité de Cavalaire est située au sudest du contact anormal majeur. Elle est limitée à l'est par le décrochement de Grimaud. Cette unité est très hétérogène. Le CLA des Maures centrales est sa prin-



Fig. 4.- Cartes structurales du secteur de Cavalaire - La Croix Valmer : (a) éléments structuraux mesurés ; (b) trajectoires de la foliation S1-2 ; (c) trajectoires de la linéation L1-2.

Fig. 4.- Structural maps of the Cavalaire - La Croix Valmer area: (a) foliation, lineation and fold-axis mapping; (b) foliation trajectories; (c) lineation trajectories.

cipale formation. L'unité de Cavalaire peut donc, en première approximation, être assimilée au CLA. Ce dernier est particulièrement étendu dans le secteur d'étude, alors qu'il forme des bandes très étroites dans la partie septentrionale du massif (fig. 1). Dans le secteur d'étude comme dans le reste du massif, le CLA est principalement constitué d'une formation particulière, constituant un exceptionnel niveau repère. Cette formation, caractéristique des complexes leptyno-amphiboliques tels qu'ils ont été définis par Forestier (1961), présente une alternance très régulière, centimétrique à pluricentimétrique, d'amphibolites à grain fin finement litées (amphibole-plagioclasequartz \pm chlorite) et de gneiss leucocrates en bancs ou lits centimétriques (quartzfeldspath K-plagioclase \pm grenat \pm amphibole). Cette formation, ou « unité mixte du CLA », inclut en son cœur ou sur ses bordures de nombreuses lentilles de dimensions (5 cm < L < 50 m) et de natures variables : serpentinite à spinelle, serpentinite à spinelle-grenat (Bouloton *et* al., 1998), gabbro isotrope, gabbro coronitique, amphibolite feldspathique, amphibolite mélanocrate à grenat kélifitique. L'allongement de ces corps ellipsoïdaux, NW-SE à ouest-est, est parallèle à la linéation minérale et d'étirement des amphibolites de l'unité mixte, orientée NW-SE à nord-sud selon les secteurs. Des formations métasédimentaires sont étroitement associées au CLA et sont particulièrement bien représentées dans la zone d'étude considérée. Dans le secteur de La Carrade, des micaschistes à patine brun orangé présentent des alternances de lits micacés syn-schisteux (bi + ms) et de rubans de quartz près desquels subsistent des ensembles à staurotide-quartz, reliques, rétromorphosés et anté-schisteux. On y observe fréquemment des cristaux supramillimétriques de staurotide automorphe et plus rarement des grenats millimétriques dans la foliation. Quelques centaines de mètres plus à l'est de La Carrade, des gneiss à grain fin, d'origine sédimentaire probable, affleurent abondamment.

La cartographie lithostructurale de l'unité de Cavalaire met en évidence l'individualisation de plusieurs ensembles, dont le découpage a été réalisé suivant les critères principaux suivants. Dans ce secteur affleurent plusieurs lentilles de serpentinites et de métagabbros disposées à des latitudes voisines, dans une aire relativement restreinte. Les directions d'allongement des corps ellipsoïdaux ainsi que l'orientation des foliations et des linéations de l'unité mixte du CLA qui les entoure, ne permettent pas de relier toutes ces lentilles en une seule unité (fig. 4a). La nature très variable des corps ultrabasiques et basiques reconnus dans ce secteur (Gueirard, 1956; Gueirard, 1960; Seyler, 1986 ; Laverne et al., 1997 ; Bouloton et al., 1998) souligne un mélange tectonique qui est peut être découplé des différentes sous-unités distinguées dans ce secteur. De plus, l'unité mixte du CLA dans ce secteur des Maures montre une très grande hétérogénéité lithologique, déjà constatée par Gueirard (1960). Les niveaux d'amphibolites et de gneiss présentent des épaisseurs et parfois des compositions minéralogiques très variables (amphibolite banale, amphibolite mélanocrate à grenat, gneiss à amphibole, à biotite-amphibole ou à grenat-biotite), mais ces niveaux demeurent extrêmement réguliers sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres. Enfin, les



Fig. 5.- Coupes géologiques du secteur de Cavalaire - La Croix Valmer localisée sur la figure 4a, orientées respectivement (a) parallèlement et (b) perpendiculairement au plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie.

Fig. 5.- Geological cross-sections through the Cavalaire - La Croix Valmer area (located on Fig. 4a), oriented (a) parallel and (b) perpendicular to the XZ plane of the finite-strain ellipsoid.

cartes des trajectoires de la foliation S1-2 et de la linéation L1-2 montrent une structuration complexe de l'unité de Cavalaire (fig. 4b et 4c). La partie la plus au sud est structurée par une succession de plis P2 droits à axe N160°E à nord-sud, les gneiss à grain fin constituant le cœur des plis, puis par une série monoclinale à fort pendage ouest (fig. 6). Mais ces plis ne peuvent à eux seuls expliquer la dispersion des éléments structuraux issus de la phase 1. L'obliquité très nette des trajectoires de la foliation régionale S1-2 suivant des zones linéaires bien délimitées traduit l'existence probable de contacts anormaux, individualisant plusieurs sousunités d'extension hectométrique à plurihectométrique.

Reconstitution géométrique

La photo-interprétation, le lever de terrain et l'analyse structurale ont permis d'établir une esquisse géologique (fig. 3) qui modifie sensiblement la carte géologique de la feuille Saint Tropez – Cap Lardier à 1/50 000 et en particulier le tracé de la faille de Cavalaire qui y figure (Bordet et Gueirard, 1967; Seyler, 1986). Schématiquement, deux ensembles majeurs sont en contact (fig. 5a et 5b) : les formations métasédimentaires (l'unité allochtone des Tuiles) au nord-ouest, à foliation orientée N15 à N25°E très peu pentée vers l'ouest (fig. 7), surmontent le CLA au sud-est (l'unité autochtone relative de Cavalaire) par l'intermédiaire d'un ensemble d'écailles de paragneiss pauvre en muscovite à foliation plate (l'unité de Pierrugues). Ce dispositif, illustré tant par la carte (fig. 4a) que les coupes du secteur (fig. 5a et 5b), permet d'expliquer l'étendue d'ouest en est du complexe leptyno-amphibolique ainsi que la présence sur un même parallèle de plusieurs sites de serpentinites et de gabbros. Ces contacts anormaux sont recoupés par la faille nord-sud de Grimaud. À proximité du décrochement de Grimaud, la foliation régionale devient verticale et orientée nord-sud, la linéation est alors horizontale (fig. 4b). Une telle relation suggère la reprise de la foliation par un jeu du décrochement. Les trajectoires de la foliation et de la linéation suggèrent l'existence d'un crochon compatible avec un mouvement dextre du décrochement de Grimaud (Onezime *et al.*, 1999).

L'unité de Pierrugues

Géométrie des macrostructures

L'ensemble de la zone d'étude est structuré par de nombreux plis synschisteux P2. Leur géométrie varie selon la rhéologie de la roche affectée par la déformation. Dans l'unité mixte du CLA, ces plis d'échelle métrique montrent une grande variété de géométrie, avec toutefois une prédominance des plis anguleux dont les axes sont systématiquement horizontaux ou peu pentés (La Vernatelle). Par contre, lorsqu'ils affectent des amphibolites mélanocrates ou des gneiss, ils développent une géométrie typique de plis en chevron très resserrés et bien réglés (La Carrade). Dans les deux cas, ces plis sont toujours très localisés. Leur cartographie montre qu'ils sont toujours situés dans des bandes étroites d'extension régionale qui recoupent la foliation régionale et



Fig. 6.- Schéma structural simplifié avec localisation des différents stéréogrammes de Schmidt (hémisphère inférieur) reportant les mesures effectuées dans le secteur d'étude. Le parallélisme des directions entre la foliation de l'unité sous-jacente et celle du contact, traduit l'accordance de la première à la seconde, compatible avec un mouvement du nord-ouest vers le sud-est.

Fig. 6.- Simplified structural map of the Cavalaire - La Croix-Valmer area, showing the location of the Schmidt stereograms (lower hemisphere, equal angle projection).



Fig. 7.- Caractéristiques géométriques macroscopiques du contact anormal des Tuiles. (a) Paragneiss mylonitique en contact avec le CLA. La foliation hautetempérature est recoupée par des failles ductile-fragiles à fragiles normales abaissant le compartiment nord-ouest (échelle : 1/100), (b) plis de phase 2, avec flanc long très étiré, localisés à la base du contact anormal, (c) pli de phase 2 au toit de l'unité de Pierrugues, à proximité de la zone de cisaillement mylonitique, (d) blastites à staurotide-plagioclase, localisées à la base du contact principal du col des Tuiles. Dans le niveau supérieur plus déformé, les plans de cisaillements et les blastes sigmoïdes indiquent une cinématique du nord-ouest vers le sud-est (échelle : 1/2).

Fig. 7.- Geometry and kinematics of macrostructures along the major Tuiles thrust. (a) Abnormal contact between mylonitic paragneiss from the Cap Nègre formation and the CLA – the HT foliation is cut by northwestward-directed ductile-brittle to brittle normal faults (scale: 1/100); (b) asymmetric P2 folds, with highly stretched back limbs, located at the base of the major thrust fault; (c) asymmetric P2 fold located at the top of the Pierrugues Unit, close to the high-strain mylonitic zone; (d) metapelite with abundant staurolite-plagioclase blasts located at the base of the allochthonous Tuiles nappe – the high-strained upper part shows shear planes and sigmoidal blasts that are consistent with a southeastward shearing (scale: 1/2).

marquent la limite entre des unités lithologiques et structurales différentes. Ils soulignent donc des contacts tectoniques. L'unité surmontant de tels contacts présente une foliation S1-2 à pendage toujours plus faible que celui dans l'unité sous-jacente. Le contact est plat ou montre un pendage ouest inférieur à 20°. Les plis en chevron localisés à l'approche du contact présentent des axes horizontaux N160°E (fig. 7b). Des linéations minérales L1-2 (biotite-muscovite) orientées NW-SE, donc de direction parallèle à celle des axes des plis, s'observent parfois sur le plan de foliation. L'intensité du plissement croît à l'approche des contacts tectoniques. Ceci est particulièrement net pour le contact anormal majeur localisé à la base de l'unité des Tuiles (fig. 7b). À l'approche

du contact, le flanc long des plis est très étiré et les plis deviennent sub-isoclinaux à isoclinaux. Les plis présentent un déversement est systématique (fig. 7b et 7c) et un plan axial orienté NW-SE à NNW-SSW et modérément penté vers l'ouest (fig. 6). Ce dernier est caractérisé par la présence quasi-systématique d'abondantes phyllonites (biotite-muscovite), de gneiss mylonitiques à grain fin et de mylonites riches en blastes. La déformation mylonitique est associée au contact anormal. Ce dernier est parfois matérialisé par une zone incluant des formations lithologies différentes, constituée de plusieurs petites écailles de micaschistes, gneiss œillés et gneiss rubanés, dont la foliation mylonitique plate porte une linéation d'étirement très marquée et d'orientation NW-SE très

constante (fig. 6). Dans le cas général, une telle disposition géométrique caractérise aussi bien les zones de chevauchements que de détachements. Une analyse microstructurale, couplée à une évolution des conditions thermobarométriques de la déformation, peut permettre de préciser l'interprétation de la zone de cisaillement étudiée.

Analyse cinématique

Critères macroscopiques

À l'échelle de la zone étudiée, les relevés de la foliation et de la linéation montrent une accordance de la fabrique S-L régionale des unités inférieures à l'approche du contact (fig. 6). Cette



Fig. 8.- Exemples de microstructures asymétriques observées en lames minces d'échantillons prélevés le long du contact anormal majeur (section parallèle au plan XZ de l'ellipsoïde de la déformation finie): (a) & (b) structures d'enroulement de blastes de staurotide avec queue de cristallisation de quartz-muscovite, attestant d'un cisaillement vers le sud-est (D2), (c) ombres de pression asymétriques de muscovite chloritisée autour d'un blaste de staurotide indiquant une cinématique haut-vers le sud-est (D2), (d) ombres de pression asymétriques de muscovite autour d'un blaste de staurotide rétromophosée en chlorite-quartz et bande de cisaillements indiquant un cisaillement vers le nord-ouest (D3), (e) staurotide rétromophosé et bandes de cisaillements à chlorite-muscovite déformant des ensembles à quartz-plagioclase, témoignant d'un déplacement du compartiment supérieur vers le NW (D3), (f) grenat très rétromophosé en chlorite-quartz et bandes C et C' indiquant un cisaillement vers le nord-ouest (D3). Barre d'échelle = 3 mm. Abréviations: bi = biotite, chl = chlorite, gt = grenat, ilm = ilménite, kfs = feldspath K, ky = disthène, mg = magnétite, ms = muscovite, pl = plagioclase, qt = quartz, rt = rutile, sil = sillimanite, st = staurotide, tml = tourmaline.

Fig. 8.- Microscopic examples of southeastward shear criteria along the Cavalaire shear zone. In all images, the plane of observation is perpendicular to the foliation and parallel to the stretching lineation. (a) & (b) sigma-type system of staurolite with quartz-muscovite crystallization trails (D2); (c) asymmetrical muscovite pressure shadows around staurolite blasts, indicating a southeastward kinematics (D2); (d) asymmetrical chloritized muscovite pressure shadows around staurolite blasts, indicating a southeastward kinematics (D2); (e) retrograde metamorphosed staurolite and quartz-plagioclase sigmoid, with top-to-the-NW shearing (D3); (f) retrograde metamorphosed garnet in a chlorite-quartz assemblage and chlorite C and C' planes indicating northwestward normal shearing (D3). Bar scale: 3 mm. Abbreviations: bi = biotite, chl = chlorite, gt = garnet, ilm = ilmenite, kfs = K feldspar, ky = kyanite, mg = magnetite, ms = muscovite, pl = plagioclase, qt = quartz, rt = rutile, sil = sillimanite, st = staurolite, tml = tourmaline.

accordance est compatible avec un mouvement du compartiment supérieur de l'ouest vers l'est ou du nord-ouest vers le sud-est selon les variations locales d'orientation de la linéation.

Près des contacts mylonitiques, les sections macroscopiques XZ et YZ attestent de la fabrique essentiellement planaire des mylonites. Des linéations très bien marquées sont observées et sont localisées dans des bandes très étroites où la déformation mylonitique paraît maximale, à la base des contacts (fig. 7d). À la base comme au toit du contact anormal, la foliation est intensément plissée (figs. 7b et 7c). À la base du contact, la déformation est pénétrative.

Les indices cinématiques à l'échelle macroscopique, pouvant être reliés à une déformation ductile synschisteuse, sont relativement rares. À la base du contact principal, dans les gneiss de l'unité paraautochtone, on observe un développement spectaculaire de blastes syn-à tardicinématiques, pluricentimétriques dans un niveau métrique de paragneiss, à la base du contact anormal des Tuiles (fig. 7d). Dans les niveaux les plus déformés, ces blastes présentent parfois une géométrie sigmoïde compatible avec un déplacement du nord-ouest vers le sud-est (fig. 7d). On note également la présence de cisaillements pénétratifs qui attestent d'une déformation non-coaxiale associée à un cisaillement du nord-ouest vers le sudest (fig. 7d). Les structures ductiles contemporaines de la foliation subhorizontale sont recoupées par des failles fragiles à jeu normal vers le nord-ouest (fig. 7a).

Critères microscopiques

D'après leur texture et leur composition minéralogique, les gneiss observés correspondent à des roches grésopélitiques. Sous le microscope, la foliation est soulignée par de nombreux rubans monocristallins de quartz dans une matrice de plagioclases finement recristallisés et par la cristallisation d'abondantes biotites et muscovites. Cette texture de mylonite caractérise une roche entièrement recristallisée dans les conditions d'un métamorphisme de moyen grade. La linéation, le plus souvent orientée NW-SE, est de nature composite. Elle correspond à une linéation minérale marquée par la cristallisation des micas, une linéation d'étirement définie par le boudinage du disthène (fig. 9c) ou des blastes de staurotide et de plagioclase (fig. 9a et 9b), et également à une linéation de crénulation ou de microplissement, particulièrement bien marquée dans les gneiss à grain fin (fig. 7b). Dans les sections parallèles au plan XZ de la déformation finie, les microstructures asymétriques synschisteuses sont rares Toutefois, l'observation de rubans monocristallins à cristaux orientés, de structures d'enroulement de blastes de staurotide avec queue de cristallisation de quartzmuscovite (fig. 8a et 8b) et d'ombres de pression asymétriques de muscovite chloritisée autour d'un blaste de staurotide (fig. 8c) indiquent un déplacement du compartiment supérieur vers le sud-est dans des conditions de moyenne température (T > 450 °C). D'une manière générale, seule l'orientation préférentielle de forme des cristaux de quartz en rubans bien préservés des déformations tardives, témoigne d'un cisaillement du nord-ouest vers le sud-est. La foliation est nettement recoupée, le plus souvent transposée, par de nombreuses bandes de cisaillements soulignées par d'abondantes biotites brunes, muscovites et chlorites indiquant un cisaillement vers le nord-ouest (fig. 8e). De nombreuses microstructures noncoaxiales, comme des ombres de pression asymétriques de quartz-muscovite autour de staurotide chloritisé (fig. 8d), le boudinage monoclinique des blastes de staurotide (fig. 8e) et la présence de micas en poissons, attestent également d'un mouvement du compartiment supérieur du sud-est vers le nord-ouest. La présence très fréquente de bandes de cisaillement atteste de l'intensité de ces déformations rétromorphiques (fig. 8f). À l'affleurement, des cisaillements sont également visibles et produisent le plus souvent un décalage mineur dans les formations affectées. Cette déformation se localise dans des couloirs étroits où la fabrique synfoliale est alors transposée. La description détaillée de cette déformation et la discussion qu'elle implique sortent du cadre de cet article.

Analyse du métamorphisme

La présence d'un contact tectonique majeur est confirmée par les données métamorphiques disponibles sur le métamorphisme collisionnel de phase 2 (Leyreloup et Buscail, 1996 ; Buscail *et al.*, soumis) : l'Unité des Tuiles appartient à la Z_{sil-ms}, alors que les unités de Pierrugues et de Cavalaire appartiennent à la Z_{Bi-sil}. Par conséquent, les unités s'agencent suivant une zonation métamorphique inverse. Mais ceci ne préjuge en rien du sens de cisaillement de la faille qui a mis ces unités en contact, les isogrades cartographiées pouvant témoigner d'un événement tardi- à post-métamorphe, ou d'événements superposés. En effet, l'analyse pétrostructurale est la méthode la plus sûre permettant de connaître le sens relatif du mouvement entre les deux unités, chacune avant développé de nouveaux assemblages minéralogiques témoignant de nouvelles conditions P-T lors de leur exhumation ou de leur enfouissement respectif.

Ainsi, l'étude pétrostructurale, réalisée à partir de lames minces orientées parallèlement à la linéation L1-2 et perpendiculairement à la foliation S1-2, révèle une évolution métamorphique complexe des mylonites échantillonnées au col des Tuiles (tabl. 1).

Description des assemblages

Trois cas peuvent être distingués selon le niveau de blastèse développée par la roche et l'intensité des déformations rétromorphiques qui oblitèrent les produits de cette blastèse.

Dans les faciès présentant une blastèse très importante, de nombreux blastes de staurotides automorphes renferment des inclusions parfois orientées de grenatbiotite-quartz-rutile-tourmaline \pm disthène (fig. 9a et 9b). Aucune couronne réactionnelle n'est observée entre ces minéraux et leur minéral-hôte (fig. 9b). L'assemblage staurotide-grenat-biotite-quartz-rutiletourmaline ou assemblage A1 est donc considéré comme une paragenèse stable. Le disthène se présente en rares inclusions dans le staurotide, ou relique, déstabilisé en sillimanite, dans la matrice micacée, souvent à proximité ou au contact des blastes de staurotide et dans les blastes plagioclasiques (voir ci-après). Son caractère pré-tectonique permet de le rapporter à la paragenèse à staurotidegrenat-biotite-quartz-rutile-tourmaline. Ces blastes de staurotide sont parfois englobés dans des blastes pluricentimétriques de plagioclase plus tardifs, poecélitiques, à nombreuses inclusions : (i) de biotite-muscovite-quartz-feldspath Ksillimanite-ilménite orientées parallèlement à l'allongement du minéral hôte

	anté-D2	syn-D2	syn-D3	tardi/post-D3
grenat staurotide disthène sillimanite biotite muscovite feldspath K chlorite plagioclase quartz rutile ilménite sphène				
andalousite magnétite				

Tabl. 1.- Paragenèses métamorphiques traduisant l'évolution des conditions P-T des blastomylonites du col des Tuiles.

Table 1.- Metamorphic assemblages reflecting the P-T evolution of blastomylonite from the Col des Tuiles.

(fig. 9d), (ii) de grenats riches en inclusions nettement corrodés par une couronne de magnétite, (iii) de petits grenats subautomorphes limpides au contact très net avec le plagioclase, (iv) de rutile portant des couronnes successives d'ilménite et de sphène (assemblage A2). Dans ce cas, la paragenèse à disthène-staurotide-grenatbiotite-quartz-rutile-tourmaline est partiellement à fortement déstabilisée et s'observe à l'état de relique. La muscovite se développe aux dépens du staurotide. La sillimanite se développe au contact des feldspaths, aux dépens du disthène ou d'une biotite précoce. Cette blastèse tardicinématique de plagioclase, qui pourrait témoigner d'une fusion partielle, caractérise l'ensemble des gneiss localisés à proximité de ce contact. La structure de ces blastes s'apparente à une structure d'enroulement, témoignant d'un cisaillement du nord-ouest vers le sud-est. Ces blastes pluricentimétriques sont ceinturés, ou déformés, par des bandes de cisaillements vers le nord-ouest à muscovitechlorite-quartz (assemblage A3). La foliation à biotite-sillimanite est plissée suivant des plis d'entraînement, indiquant un déplacement du compartiment supérieur vers le nord-ouest. La biotite soulignant la foliation est partiellement chloritisée.

Dans les mylonites, la paragenèse à plagioclase-biotite-muscovite-quartz-feldspath K-sillimanite-ilménite-grenat

est déformée et rétromorphosée. La foliation de la roche est marquée par des rubans monocristallins de quartz, d'abondantes muscovites et de rares biotites associées à des grenats, le boudinage des staurotides avec des ombres de pression asymétriques de quartz-muscovite (fig. 8a) et l'allongement du disthène (fig. 9c). Le disthène, comme le staurotide, est donc dans ce cas clairement antécinématique. De nombreuses bandes de cisaillement recoupant la foliation sont soulignées par des ensembles de muscovitechlorite-quartz (fig. 8e et 8f). Dans les faciès présentant des déformations peu pénétratives, les cisaillements sont soulignés par une biotite brune associée à une muscovite. Dans les bandes de cisaillement, une paragenèse post-tectonique (assemblage A4) apparaît nettement. Elle est constituée (i) d'andalousite, muscovite et sphène recoupant le plus souvent toute microstructure pré-existante, et (ii) de chlorite développée aux dépens de la biotite, du grenat et du staurotide partiellement à fortement rétromorphosés.

Dans les ultramylonites, on n'observe plus qu'une foliation très pénétrative à chlorite-quartz, faiblement pentée vers le nord-ouest. Les minéraux constituant les paragenèses 1 et 2 visibles dans les blastites sont fortement étirés et déstabilisés. Ils n'apparaissent plus qu'à état de clastes reliques.

Reconstitution du chemin P-T-t

Les conditions du métamorphisme ont été évaluées de manière qualitative à l'aide des grilles de Spear et Cheney (1989) dans le système DFMASH. Les courbes de fusion partielle anhydre et hydratée sont de Vielzeuf et Holloway (1988) (fig. 10). La paragenèse A1 anté-cinématique à disthène-staurotide-grenat-biotite-quartzrutile-tourmaline indique des conditions de relative haute pression, d'environ 10 kbar pour des températures allant de 600 à 700 °C (fig. 10), en accord avec la présence de disthène rapportée à cette paragenèse. Elle caractérise donc le faciès amphibolite de haut grade. Concernant les conditions de la déformation associée à l'assemblage A2 plagioclase-biotite-muscovite-quartzà feldspath K-sillimanite-ilménite-grenat, la présence de bandes de pliage et de cristallisations de nouveaux grains au joint de grain témoigne d'une déformation à moyenne ou haute température, confirmée par la présence de très nombreuses exsolutions de rutile en aiguilles associées aux biotites. La présence d'une telle paragenèse permet de situer les conditions métamorphiques : (1) autour des deux réactions divariantes sillimanite + feldspath K = muscovite +quartz et muscovite + grenat = biotite +sillimanite, puisque les phases concernées coexistent apparemment à l'équilibre, respectivement dans les domaines muscovite-quartz et biotite-sillimanite, (2) à droite de la courbe de fusion anhydre, en accord avec l'interprétation des plagioclases poecilitiques en terme d'indices de fusion partielle, (3) $< 750 \,^{\circ}$ C, le faciès granulite n'ayant pas atteint dans les faciès observés, en accord avec les observations de Buscail et al. (soumis). Les conditions de l'assemblage A2 déduites de ces contraintes sont P : 4-6 kbar et T : 650-700 °C.

Le passage des paragenèses A1 à A2, soit de disthène-staurotide-grenat-biotitequartz-rutile-tourmaline à plagioclasebiotite-muscovite-quartz-feldspath K-sillimanite-ilménite-grenat, traduit clairement une décompression, accompagnée d'une probable augmentation de température. La blastèse de plagioclase témoignant d'une fusion partielle locale peut donc être interprétée comme le résultat d'une décompression. Dans les blastes reliques de staurotide ou de plagioclase, les réactions successives de déstabilisation du rutile en ilménite puis en sphène attestent également d'une décompression. Les



Fig. 9.- Assemblages métamorphiques témoignant de l'évolution P-T des mylonites du Col des Tuiles : (a) blaste de staurotide à foliation interne de quartz-biotitemuscovite-plagioclase-grenat-opaque (anté-D2), (b) paragenèse à staurotide-grenat-biotite-rutile (anté-D2), (c) disthène relique allongé et brisé, partiellement déstabilisé en sillimanite, dans une matrice de quartz-muscovite et staurotide à couronne de magnétite, (d) blaste pluricentimétrique de plagioclase à inclusions de biotite-muscovite-quartz-feldspath K-sillimanite-ilménite-grenat, incluant les blastes plus petits à staurotide à inclusions de rutile-biotite-grenat et présentant une foliation interne soulignée par les micas et l'allongement de feldspaths précoces (D2), (e) tourmaline boudinée et craquelée (D3), (f) staurotide à inclusions de quartzgrenat-biotite rétromorphosé en muscovite-chlorite et quartz (D3) (Abréviations : voir fig. 8). a, c, f : barre d'échelle = 2 mm ; b, d, e : barre d'échelle = 0,5 mm

Fig. 9.- Metamorphic assemblages characterizing the (P-T) evolution of mylonite from the Cavalaire shear zone. (a) internal foliation of garnet-quartzplagioclase-biotite in a staurolite blast (pre-D2); (b) pre-D2 staurolite-biotite-garnet-rutile assemblage; (c) relict stretched kyanite (pre-D2), partly retrograde metamorphosed to sillimanite (D2), in a quartz-muscovite matrix; (d) K feldspar-garnet-sillimanite-biotite-muscovite-quartz-ilmenite inclusions in a late-D2 pluricentimetre-size blast of plagioclase that includes smaller partly retrograde metamorphosed blasts of staurolite-biotite-garnet-rutile and shows an internal foliation marked by biotite and muscovite and stretched earlier feldspar; (e) boudinaged and cracked toumaline (D3); (f) retrograde metamorphosed staurolite in quartz-chlorite-muscovite (D3). See Figure 8 for abbreviations. a, c, f : bar scale = 2 mm ; b, d, e : bar scale = 0.5 mm.



Fig. 10.- Evolution P-T des mylonites localisées à la base du contact anormal.*Fig. 10.- P-T paths characterizing mylonite located at the bottom of the Cavalaire shear zone*

grenats dans la foliation sont le plus souvent corrodés par des couronnes de magnétite et de quartz. Ils sont donc partiellement ou totalement rééquilibrés. Étant donné les relations entre déformations, recristallisations et métamorphisme décrites ci-dessus, la déformation D2 régionale, ici enregistrée par la fabrique S-L de ces roches, est synchrone de la forte décompression de 4 à 5 kbar, accompagnée d'une augmentation de température, enregistrée par les assemblages.

L'assemblage muscovite-chloritequartz \pm biotite (A3), associé aux cisaillements rétromorphiques très pénétratifs, caractérise des pressions allant de 2 à 4 kbar pour des températures comprises entre 400 et 525 °C (fig. 10). Ces cisaillements se produisent donc dans les conditions du faciès schistes verts. L'existence d'un assemblage à biotite - muscovite soulignant les cisaillements tardifs montre que la tectonique vers le nord-ouest s'est également produite dans le faciès amphibolite de bas grade. Les chlorites développées aux dépens de la biotite, du grenat et du staurotide, ainsi que la persistance de la muscovite, et l'apparition de l'andalousite et du sphène recoupant les bandes de cisaillement, forment un assemblage (A4) caractérisant des pressions inférieures à 4 kbar (2 à 4 kbar) et des températures inférieures à 530 °C (fig. 10). Les assemblages A3 et A4 constituent deux incréments syn- et tardi- à post-cinématiques d'un même métamorphisme progressif, continu et rétrograde.

En conclusion, la paragenèse antécinématique (A1) caractérise les conditions du faciès amphibolite de haut-grade. La fabrique S2-L2 syn-métamorphe témoigne de la décompression subie par cet assemblage (A2), accompagnée d'une augmentation de température. La déformation se poursuit jusqu'au climax du métamorphisme régional (T_{max}) confirmant ainsi que le métamorphisme régional est syn- à tardi-D2 (Buscail et al., soumis). Les premiers incréments des cisaillements vers le nord-ouest se produisent dans les conditions du faciès amphibolite de bas grade. Cette déformation se poursuit par la rétromorphose générale des assemblages dans les conditions du faciès schistes verts suivant un refroidissement isobare. Le chemin P-T-t qui traduit l'évolution des mylonites du Col des Tuiles est donc horaire (fig. 10).

Discussion-conclusion

Les analyses géomorphologiques, lithotectoniques, cinématiques et pétrostructurales effectuées dans l'extrémité sud-est des unités centrales du massif des Maures démontrent l'existence d'une tectonique polyphasée de la zone de cisaillement de Cavalaire. L'âge des deux déformations peut être déduit des données géochronologiques actuellement disponibles.

Contraintes radiochronométriques

Le métagranite syn-tectonique de Bormes (Leyreloup et Buscail, 1996 ; Buscail et al., soumis), qui contient des reliques HP anté-cinématiques de paragenèse de type schistes blancs (Leyreloup et al., 1996) imputables à un enfouissement d'âge probable Silurien à Dévonien (Matte, 1998), surmonte les formations métasédimentaires des Maures centrales. Le contact anormal séparant ces deux formations, orienté N20 °E à pendage moyen vers l'ouest, montre un jeu normal vers le nord-ouest (Perez et al., 1998 ; Buscail et al., soumis). Sur la base de données pétro-structurales acquises à l'échelle des Maures occidentales, et en particulier dans les séries des micaschistes du cap Nègre (Bellot et Bronner, 2000), la déformation du granite est attribuée à la tectonique de phase 2 (Bordet, 1969 ; Seyler, 1986 ; Vauchez, 1987 ; Leyreloup et Buscail, 1996). L'âge 345 \pm 3 Ma étant retenu pour la cristallisation de ce granite syn-tectonique (Moussavou et al., 1998), les cisaillements vers le sudest que nous avons mis en évidence sont rapportés au Viséen supérieur (345 Ma) ou postérieurs à cette date. De plus, les rejeux ductile-fragiles en faille normale vers le nord-ouest de ces contacts, qui post-datent leur jeu précoce en faille inverse vers l'est, ont été datés autour de 320 Ma par la méthode Ar/Ar sur biotite et muscovite (Morillon, 1997; Morillon et al., 2000). Par conséquent, nous situons l'âge de la tectonique vers le sudest entre 345 et 320 Ma, dans une période allant du Viséen au Namurien inférieur, confirmant ainsi les hypothèses de Seyler (1986) sur l'existence d'un événement tectonique post-D1, tardi-Dévonien à Carbonifère inférieur.

Interprétation des déformations

Les déformations mises en évidence dans le sud des Maures centrales sont polyphasées et hétérochrones. Elles sont postérieures à l'épaississement crustal silurien. Elles se produisent lors d'une chute de pression, avec augmentation puis diminution de température. Les contraintes radiochronologiques, même relatives (345-320 Ma), permettent de rapporter la tectonique à vergence sud-est au Carbonifère inférieur (Viséen supérieur-Namurien inférieur). À un moment où la structuration anté-permienne du massif des Maures est interprétée comme le résultat unique de son exhumation tardiorogénique hercynienne accommodée par des failles normales ductiles (Morillon, 1997 ; Sosson et al., 1998), l'analyse structurale effectuée dans le secteur de Gassin - La Croix Valmer montre l'existence de failles inverses à vergence sudest, dont le rôle possible avait déjà été évoqué par Caruba et al. (1976), Bard et Caruba (1981), Seyler (1986), Vauchez (1987), Dumoulin et al. (1996) et Leyreloup et Buscail (1996). Leur extension dans l'ensemble du massif reste à préciser. Nous proposons ici que cette tectonique vers le sud-est existe dans toutes les Maures occidentales, mais à l'état de reliques. Cette interprétation complique les modèles d'évolution géodynamique proposés jusqu'à présent, qu'ils soient collisionnels (Arthaud et Matte, 1966 ; Bronner et al., 1971) ou simplement extensifs (Morillon, 1997; Sosson et al., 1998). En revanche, elle s'accorde bien avec les données pétrostructurales qui suggèrent un replissement général d'une foliation précoce lors d'un événement compressif (Bard et Caruba, 1981 ; Buscail et al., soumis). La position inverse de la formation flyschoïde de BagaudMalalongue est un argument en faveur de ce modèle (Bronner et Bellot, 2000). Ce plissement général de la foliation régionale, et par suite la cinématique vers l'est, serait à rapporter à un événement collisionnel majeur affectant ce fragment varisque.

Outre la description et la caractérisation pétro-structurale de cisaillements à vergence sud-est dans le secteur de Cavalaire - La Croix-Valmer, ce travail permet également de montrer les relations entre chevauchement et détachement dans ce fragment varisque. Le changement de régime compressif à extensif se fait au climax du métamorphique régional. La tectonique vers le sud-est compressive que nous mettons en évidence est suivie d'une tectonique extensive syn- à post-convergence, d'âge carbonifère moyen à supérieur (Morillon, 1997), qui se manifeste essentiellement par un rejeu ductile puis ductilefragile et enfin fragile en faille normale des contacts anormaux préexistants.

En conclusion, la structuration au Carbonifère moyen des formations de Gassin - La Croix-Valmer dans le massif des Maures est le résultat d'événements compressifs au Carbonifère inférieur puis extensifs. Une tectonique tangentielle au Carbonifère inférieur est largement reconnue dans l'ensemble de la chaîne varisque, plus précisément dans le Massif central français (Demay, 1948 ; Burg *et al.*, 1984 et 1989 ; Ledru *et al.*, 1989 ;

Matte, 1991 ; Mattauer et al., 1996 ; Matte et al., 1998 ; Leloix et al., 1999 ; Roig et Faure, 2000), en particulier dans ces parties occidentales (Sud-Limousin) et Nord septentrionales (Brévenne-Bourbonnais-Morvan). Cette tectonique témoigne de la collision hercynienne sensu stricto (Faure et al., 1997). En l'état actuel des connaissances, et dans un tout premier temps, l'âge vraisemblablement Viséen des déformations ductiles décrites dans ce manuscrit ne permet pas de les rapporter directement à la « collision hercynienne » évoquée pour le Massif central. Une étude géochronologique sur des mylonites pourrait permettre de préciser l'âge de ces cisaillements vers le sud-est et ainsi de discuter ces déformations dans un schéma plus global de la chaîne varisque ouest européenne.

Remerciements

Ce travail est une contribution au projet « Maures » entrepris entre le BRGM (SGN) et l'UMR 5567 de l'Université Montpellier II. Nous remercions P. Rossi et C. Delor pour avoir organisé la réunion spécialisée SGF-BRGM sur la géologie du massif des Maures les 28, 29 et 30 Mai 1998 au Plan de la Tour. Ce travail a bénéficié de fructueuses discussions avec F.M. Elter, F. Buscail et A. Leyreloup, ainsi que de la relecture constructive de A. Vauchez, M. Faure et M. Sosson.

Références

Arthaud F., Matte P. (1966) - Contribution à l'étude des tectoniques superposées dans la chaîne hercynienne : étude microtectonique des séries métamorphiques du massif des Maures (Var). C.R. Acad. Sci. Paris, série D, 262, 436-439.

Bard J.-P., Caruba C. (1981) - Les séries leptyno-amphiboliques à éclogites relictuelles et serpentinites des Maures, marqueurs d'une paléosuture varisque affectant une croûte amincie? C.R. Acad. Sci. Paris, **292**, série II, 611-614.

Bellot J.-P., Bronner G. (2000) - La tectonique tangentielle à vergence SE du massif des Maures, témoin de chevauchements syn-exhumation ? *C.R. Acad. Sci. Paris*, **331**, série IIa, n°10, 659-665.

Bordet P., Gueirard S. (1967) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille de Saint-Tropez - Cap Lardier. *Ed. BRGM*, Orléans, France, 12 p.

Bouloton J., Goncalves P., Pin C. (1998) - Le pointement de péridotite à grenat-spinelle de La Croix-Valmer (Maures centrales) : un cumulat d'affinité océanique impliqué dans la subduction éohercynienne ? C.R. Acad. Sci. Paris, **326**, 473-477.

Bronner G. (1996) - Restauration d'un ensemble structural morcelé, à l'aide d'un référentiel trirectangle : kink-bands conjugués et failles permiennes dans les Maures occidentales (Var, France). Bull. Soc. géol. Fr., 167, 93-100.

Bronner G., Bellot J.P. (2000) - The inverted nodule-rich Bagaud-Malalongue Formation: an early Carboniferous synorogenic flysch in the Maures massif (SE France). *In*: Variscan-Appalachian dynamics: the building of the Upper Paleozoic basement. Basement Tectonics 15, A Corona, Spain, Program and Abstract, p. 73.

Bronner G., Lécorche J.-P., Orsini J.-B. (1971) - Un pli conique kilométrique : l'île de Porquerolles, fragment méridional du Massif hercynien des Maures (Var, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **272**, série D, 20-23.

Burg J.P., Delor C., Leyreloup A., Romney F. (1989) – Inverted metamorphic zonation and variscan thrust tectonics in the Rouergue area (Massif central, France). P-T-t record from mineralogical to regional scale. *In* : J.S. Daly, R.A. Cliff and B.W.D. Yardley (Editors), Evolution of metamorphic belts. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **43**, 423-439.

Burg J.P., Leyreloup A., Marchand J., Matte P. (1984) - Inverted metamorphic zonation and large scale thrusting in the Variscan belt: an example in the French Massif Central. *In*: Hutton D.H.W. and Sanderson D.J. (Eds.), Variscan tectonics of the North Atlantic region. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, **14**, 47-61.

Buscail F., Leyreloup A.F., Bronner G. (soumis) - Le métamorphisme régional collisionnel à Tmax dans le système KFMASH dans le segment varisque des Maures-Tanneron. Une revue critique. Géol. France.

Caruba C. (1983) - Nouvelles données pétrographiques, minéralogiques et géochimiques sur le massif métamorphique hercynien des Maures (Var, France) : comparaison avec les segments varisques voisins et essais d'interprétation géotectonique. Thèse d'état, Université de Nice.

Caruba C., Giraud J.-D., Boucarut M., Turco G. (1976) - Nouvelles données géologiques d'un secteur oriental du massif des Maures : forêt communale des Arcs (Var). Conséquences lithostratigraphiques et structurales. C.R. Acad. Sci. Paris, 282, Série D, 1585-1588.

Demay A. (1948) - Tectonique anté-stéphanienne du Massif central. Mem. Serv. Carte Géol., 37, 259 p.

Dumoulin-Thiault C., Brunel M., Buscail F., Ciancaleoni L., Lansigu C., Bronner G. (1996) – Existe-t-il dans les Maures occidentales des chevauchements de type himalayen responsables de l'épaississement crustal ? (résumé). 16^{ème} Réun. Sci. Terre, Orléans, p. 50.

Faure M., Leloix C., Roig J.-Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. Bull. Soc. géol. Fr., 168, nº 6, 695-705.

Forestier F.H. (1961) - Métamorphisme hercynien et anté-hercynien dans le bassin du Haut-Hallier. Mém. Soc. Géol. France, 271, 59, 294 p.

Giraud J.-P., Boucarut M., Caruba C., Turco G. (1975) - Données nouvelles concernant la géologie de la terminaison orientale du massif des Maures. Zone nord du massif de Sainte-Maxime. *Bull. Suisse. Minéral. Pétrogr.*, **55**, 461-466.

Gueirard S. (1956) - La serpentine de la Carrade près Cavalaire (Var). Trav. Lab. Géol. Fac. Sc. Marseille, 5, 85-101.

Gueirard S. (1960) - Description pétrographique et zonéographique des schistes cristallins des Maures (Var). Thèse d'Etat, Marseille et Ann. Fac. Sci., Marseille, VI, 194 p.

Gueirard S., Waterlot G., Gherzi A., Samat M. (1970) - Sur l'âge Llandovérien supérieur à Tarannonien inférieur des schistes à Graptolites du Fenouillet, massif des Maures (Var). Bull. Soc. géol. Fr., (7), XII, n° 2, 195-199.

Innocent C. (1993) - Contribution des isotopes à longue période à la connaissance de l'altération de la croûte continentale. Thèse de doctorat, Aix-Marseille III, 250 p.

Lancelot J., Moussavou M., Delor C. (1998) – Géochronologie U/Pb des témoins de l'évolution anté-varisque du massif des Maures (résumé). Réun. Spéc. BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, Le Plan-de-la Tour, p. 22.

Laverne C., Bronner G., Bellot J.-P. (1997) – Les ultrabasites du massif hercynien des Maures (Var), témoins d'une zone avant-arc ? Evidences pétrographiques et minéralogiques. C.R. Acad. Sci. Paris, **325**, II a, 765-771.

Le Marrec A. (1976) – Reconnaissance pétrographique et structurale des formations cristallophylliennes catazonales du massif de Sainte-Maxime (quart NE du massif varisque des Maures, Var, France). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Aix-Marseille III, 126 p.

Ledru P., Lardeau J.-M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floc'h J.P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif Central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. V, n° 3, 605-618.

Leloix C., Faure M., Feybesse J.-L. (1999) - Hercynian polyphase tectonics in the northeast French Massif Central: the closure of the Brévenne Devonian-Dinantian rift. *Int. Journ. Earth Sciences*, **88**, 409-421.

Leyreloup A., Buscail F. (1996) - Isogrades, bathogrades et thermo-barométrie au toit et au plancher de l'orthogneiss de Bormes (Maures occidentales). Rapports avec la tectonique - conséquences géotectoniques (résumé). 16^{ème} Réun. Sci. Terre, Orléans, p. 54.

Leyreloup A., Buscail F., Motard C., Ciancaleoni L., Dumoulin C., Lavigne J.-F., Monie P., Brunel M. (1996) - Découverte de paragenèses de type schistes blancs dans les Maures occidentales. Chemin PTt. Implications géodynamiques (résumé). 16^{ème} Réun. Sci. Terre, Orléans, p. 55.

Mattauer M., Laurent P., Matte P. (1996) - Plissement hercynien synschisteux post-nappe et étirement subhorizontal dans le versant sud de la Montagne Noire (Sud du Massif Central, France). *C.R. Acad. Sci. Paris*, **322**, série II a, 309-315.

Matte P. (1991) - Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. Tectonophysics, 196, 309-337.

Matte P. (1998) - Continental subduction and exhumation of HP rocks in Paleozoic orogenic belts: Uralides and Variscides. GFF, 120, 209-222.

Matte P., Lancelot J., Mattauer M. (1998) - La zone axiale hercynienne de la Montagne Noire n'est pas un "métamorphic core complex" extensif mais un anticlinal post-nappe à coeur anatectique. *Geodinamica Acta* (Paris), **11**, 1, 13-22.

Morillon A.-C. (1997) - Etude thermo-chronométrique appliquée aux exhumations en contexte orogénique : le Massif des Maures (France) et les Cordillères Beltiques (Espagne). Thèse de l'Université de Nice, Géosciences Azur, 303 p.

Morillon A.-C., Féraud G., Sosson M., Ruffet G., Crévola G., Lerouge G. (2000) - Diachronous cooling on both side of a major strike-slip fault in the Variscan Maures massif (SE France), as deduced from a detailed ⁴⁰Ar/³⁹Ar study. *Tectonophysics*, **321**, 103-126.

Moussavou M., Lancelot J., Delor C. (1998) - Maures and more variscan granites (résumé). Réun. Spéc. BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, Le Plan-de-la Tour, p. 26.

Onezime J., Faure M., Crévola G. (1999) - Etude pétro-structurale du complexe granitique Rouet – Plan-de-la-Tour (massifs des Maures et du Tanneron occidental, Var). C.R. Acad. Sci. Paris, **328**, série II, 773-779.

Perez C., Presse L., Lerouge G., Crévola G., Sosson M. (1998) - Des failles normales ductiles dans les Maures (résumé). 17ème Réun. Sci. Terre, Brest, p. 60.

Roig J.Y., Faure M. (2000) - La tectonique cisaillante polyphasée du Sud-Limousin (Massif central français) et son interprétation dans un modèle d'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. **171**, n° 3, 295-307.

Seyler M. (1975) - Pétrologie et lithostratigraphie des formations cristallophylliennes dans la chaîne de la Sauvette (Maures, Var, France). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Nice, 175 p.

Seyler M. (1986) - Magmatologie des séries volcaniques métamorphiques. L'exemple des métavolcanites cambro-ordoviciennes, en particulier alcalines, du socle provençal (France). Thèse d'état, Université Lyon I et Doc. Lab. Géol. Lyon, 96, 371 p.

Seyler M., Crévola G. (1982) - Mise au point sur la structure et l'évolution géodynamique de la partie centrale du Massif des Maures. C.R. Acad. Sci. Paris, 295, série II, 243-246.

Sosson M., Morillon A.-C., Féraud G., Ruffet G., Crévola G., Lerouge G. (1998) - L'exhumation hercynienne du massif des Maures : contraintes tectoniques et thermochronométriques (résumé). Réun. Spéc. BRGM-SGF : Géologie du massif des Maures, Le Plan-de-la Tour, 40-41.

Spear F.S., Cheney J.T. (1989). - A petrogenetic grid for pelitic schists in the system SiO₂-Al₂O₃-FeO-MgO-K₂O-H₂O. Contrib. Mineral. Petrol., 101, 149-164.

Vauchez A. (1987) - Mécanismes de déformation et cinématique des zones de mouvements ductiles. Thèse de doctorat ès Sciences, Univ. d'Aix-Marseille, 313 p.

Vauchez A., Bufalo M. (1985) - La limite Maures occidentales - Maures orientales (Var, France) : un décrochement ductile senestre majeur entre deux provinces structurales contrastées. C.R. Acad. Sci. Paris, 301, série II, 14, 1059-1062.

Vauchez A., Bufalo M. (1988) - Charriage crustal, anatexie et décrochements ductiles dans les Maures orientales (Var, France) au cours de l'orogenèse varisque. Geol. Runds., 77, 1, 45-62.

Vielzeuf D., Holloway J.R. (1988) - Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **98**, 257-276.