

Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin*

Patrick ROLIN (1)
Michel COLCHEN (2)

Hercynian strike-slip faults in Vendée and the western Massif Central

Géologie de la France, n° 1-2, 2001, pp. 87-116, 18 fig., 1 tabl.

Mots-clés : Faille décrochement, Faille normale, Zone cisaillement, Orogénie hercynienne, Massif armoricain, Vendée, Massif central, Limousin.

Key words: Strike-slip fault, Normal fault, Shear zone, Hercynian orogeny, Armorican massif, Vendée, French Massif Central, Limousin.

Résumé

De récentes données géologiques obtenues à la faveur de sondages à travers le Seuil du Poitou ont permis de proposer un nouveau schéma structural du socle varisque de Vendée au Massif central. Les failles sud armoricaines masquées sous la couverture mésozoïque ont pu être raccordées à celles de l'ouest du Massif central. Les structures reconnues en Vendée et dans le Limousin s'intègrent dans une vaste zone de cisaillement intracontinentale en gerbe ouverte vers l'est située dans le prolongement du Cisaillement Sud Armoricain (C.S.A.).

Cette zone de cisaillement a connu une histoire polyphasée, après la collision hercynienne. Vers la limite Dévonien supérieur - Tournaisien, la déformation débute par une cinématique transcurrente senestre. Au Tournaisien et Viséen inférieur, les grandes failles de cette zone rejouent en dextre, mais leur fonctionnement cesse au Viséen inférieur. Au Viséen moyen et supérieur, l'épaississement crustal consécutif à la collision crée une extension générale de toute la région et une anatexis qui engendre un important volume de granites. L'ascension de ces magmas provoque des glissements gravitaires le long de failles normales listriques qu'ils induisent ou réutilisent. Au Namuro-Westphalien, les failles de Vendée et certaines du Massif central sont réactivées

coulissage en dextre. Ces jeux guident l'intrusion des leucogranites de Parthenay et de Mortagne. La faille de Parthenay est la fracture majeure active à cette époque.

Au Westphalien, certaines failles de la bordure septentrionale de la vaste zone de décrochement vendéo-limousine (failles du Haut Bocage vendéen, de Boussac et de la Marche au nord du Massif central) sont réactivées en décrochement senestre et déforment ductilement les leucogranites mis en place le long de ces failles peu avant (massifs de Mortagne et de Parthenay et chaîne de la Marche).

Au Stéphano-Permien, une grande partie des failles du domaine Vendée-Massif central sont réactivées dans des conditions fragiles en jeu dextre. Ces failles induisent localement l'ouverture de bassins sédimentaires étroits et lacustres.

En définitive, les jeux multiples dextre, senestre puis de nouveau dextre des grands décrochements vendéens et du Limousin nous conduisent à envisager une rotation de la direction de raccourcissement maximale Z au cours du Carbonifère.

Abridged English version

Located on either side of the Mesozoic sedimentary "Seuil du Poitou", the study area extends from Vendée

(southeast of the Armorican Massif) to the western part of the Massif Central. Most of the faults that crop out in Vendée and the Massif Central, but which are overlain by Mesozoic cover in the Seuil du Poitou area, belong to the South Armorican Shear Zone. Recent geological surveys have enabled us to 1) propose a new structural map of the Variscan basement on either side of the "Seuil du Poitou", and 2) correlate the south Armorican faults to the north with those in the western part of the Massif Central to the south. The Vendée - Massif Central basement lies within a large intracontinental horsetail shear zone open to the east and located along the prolongation of the South Armorican Shear Zone. The Parthenay Fault, one of the major faults of this system, separates an eastern domain with shallow-dipping structures from a western domain characterised by vertical structures.

The Middle Variscan collision (400–370 Ma): the development of the internal Variscan zone is the result of polyphase tectonism recorded by the overthrusting of high-grade metamorphic nappes during the Devonian. The structures in the Massif Central are the result of two successive phases of tangential deformation. The first, of Early Devonian age and having a south to southwest vergence, corresponds to the formation of the main nappes under HT-MP metamorphic condi-

* Manuscrit déposé le 12 juillet 2000, accepté le 8 février 2001.

(1) Département de Géosciences, E.A. 2642, CDE, U.F.R. Sciences et Techniques, Université de Besançon, La Bouloie, 16 route de Gray, 25030 Besançon-cedex.

(2) Laboratoire de Tectonique et de Géodynamique, Université de Poitiers, 40, Avenue du Recteur Pineau, 86000 Poitiers.

tions; high-temperature decompression of these nappes during their exhumation induced local anatexis (≈ 380 - 370 Ma). In Vendée, the early overthrusting was responsible for stacking of the Essarts eclogitic unit onto the Mervent unit; during the Middle Devonian, the northern Chantonay units and the southern part of the Haut-Bocage unit were overthrust onto the Essarts-Mervent units.

During the second deformation phase, of Late Devonian age, the nappe system evolved towards oblique collision with respect to the trend of the Variscan belt. In the Limousin area, the nappes reacted by northwestward shearing under intermediate pressure metamorphism that was either syn- or post-anatexis. Many K/Ar ages and P-T paths testify to the cooling (between 500 and 300 °C) and exhumation of this area around 360-350 Ma.

Post collisional evolution, Late Devonian - Early Visean (≈ 370 - 345 Ma): oblique collision at the end of the Devonian (NW-SE shortening), marked by resumed northwestward thrusting, was followed by left-lateral wrenching at the Devonian-Tournaisian boundary and then by right-lateral wrenching during the Tournaisian and Visean. At this time, the Armorican faults dislocated the Variscan internal zone. This tectonism was coeval with a late melting event that generated calc-alkaline and peraluminous magma: a "tonalitic" magma, probably related to the melting of a mantle wedge inserted in the nappe stack, was emplaced at first, followed by granite magma (Guéret type) derived from lower crustal melting. The Late Tournaisian regional event generated N120°-140°-trending folds that deformed the nappes and certain intrusions. This folding, related to N-S to NNE-SSW shortening, may be linked to the development of dextral strike-slip faults responsible for local fold axis reorientation.

During the Early Visean, the deformation affected the Bas-Bocage, suggesting a late involvement in the collision: the Essarts-Mervent tectonic units were then thrust onto the Bas-Bocage unit.

Middle and Late Visean extensional tectonism (≈ 345 - 325 Ma): from the Middle Visean to Early Namurian(?) the orogenic belt underwent gravitational collapse causing local crustal thinning.

Many listric normal faults induced gravity sliding with a vertical displacement of several kilometres, particularly along the granite margins. In Vendée, the Porphyroid nappe slid westward, contemporaneous with uplift of the central part of the parautochthon intensely intruded by peraluminous granites.

Namuro-Westphalian strike-slip tectonism (≈ 325 - 300 Ma): strike-slip tectonism became dominant during the Namurian and Westphalian. Initially dextral in the Namurian, this tectonism was characterised by reactivation of faults in the "Haut-Bocage" unit in Vendée and of the "La Marche" shear system along the edge of the internal zone. Leucogranites were emplaced along this large-scale structure (Mortagne, Parthenay and La Marche belt). Rotation of the shortening direction, which changed from NNW-SSE (dextral shearing) to NE-SW during the Westphalian, produced sinistral transcurrent shearing along the northern edge of the internal zone. During the Stephanian, this sinistral shearing was followed by dextral shearing under brittle conditions, as recorded throughout the Armorican fault system. Shearing locally induced the opening of narrow sedimentary basins.

The succession of different shear directions (from dextral, to sinistral and back to dextral) along the major Ligerian-Moldanubian fault system leads us to consider several changes in the orientation of the finite strain axes (X, Y, Z) at this major plate boundary during the Carboniferous.

Introduction

L'édification de la zone interne varisque ou Ligéro-Moldanubienne, résulte d'une tectonique de collision de micro-blocs marquée par la mise en place de nappes de charriage au cours du Dévonien. Les jeux de grandes failles décrochantes et normales la découpent en blocs et la désorganisent pendant le Dinantien et le Carbonifère (Arthaud et Matte, 1975; Autran et Cogné, 1980; Floc'h, 1983; Rolin, 1987; Lerouge, 1988; Ledru *et al.*, 1989; Mattauer *et al.*, 1988; Malavieille *et al.*, 1990; Faure *et al.*, 1991 et 1993).

Située de part et d'autre du Seuil sédimentaire du Poitou, la portion de la zone Ligéro-Moldanubienne couverte par cette

étude s'étend de la Vendée (sud-est du Massif armoricain) à la partie occidentale du Massif central (fig. 1). Elle est disloquée par de nombreuses failles appartenant au Cisaillement Sud Armoricain (C.S.A.). Bien que masquée par le sédimentaire du Seuil du Poitou, la continuité de ces structures de la Vendée au Massif central a pu être établie à partir des données géophysiques et géologiques récentes obtenues dans le cadre du programme ANDRA Sud Vienne.

Cet article est subdivisé en deux parties, une première, où nous présentons les résultats des études régionales effectuées dans des secteurs particulièrement significatifs en Vendée et dans l'ouest du Massif central; dans la seconde partie, nous discuterons de la cinématique, de la chronologie et de l'âge des différentes failles dont l'activité est le plus souvent contemporaine d'un magmatisme; en conclusion, nous proposerons un modèle d'évolution géodynamique de ce tronçon de la chaîne hercynienne.

Analyses régionales

L'ensemble des accidents reportés sur la figure 2 dessine un vaste système de failles verticales de décrochement qui s'organise globalement selon un dispositif en gerbe ouvert vers le sud-est et qui, vers le nord-ouest, se raccorde au CSA. Le découpage du socle par ces failles est accentué par des failles normales qui les recoupent, principalement dans le Massif central, et accessoirement dans le Bas Bocage.

Le schéma structural présenté ici (fig. 2) a été réalisé à partir des données cartographiques disponibles extraites :

- pour la Vendée des travaux de Wyns (1980), Chalet (1985), Wyns *et al.* (1988), Le Métour *et al.* (1989), Bouton (1990), Poncet (1993), Rolin *et al.* (1999a et b) ;

- pour l'ouest du Massif central des travaux de Lerouge *et al.* (1983), Rolin (1987), Quenardel *et al.* (1988), Floc'h *et al.* (1993), Quenardel *et al.* (1991), Faure et Becq-Giraudon (1993), Roig (1997), Rolin *et al.* (1999c) ;

- pour le seuil du Poitou d'informations nouvelles provenant : 1) de la carte du socle sous le seuil du Poitou réalisée à

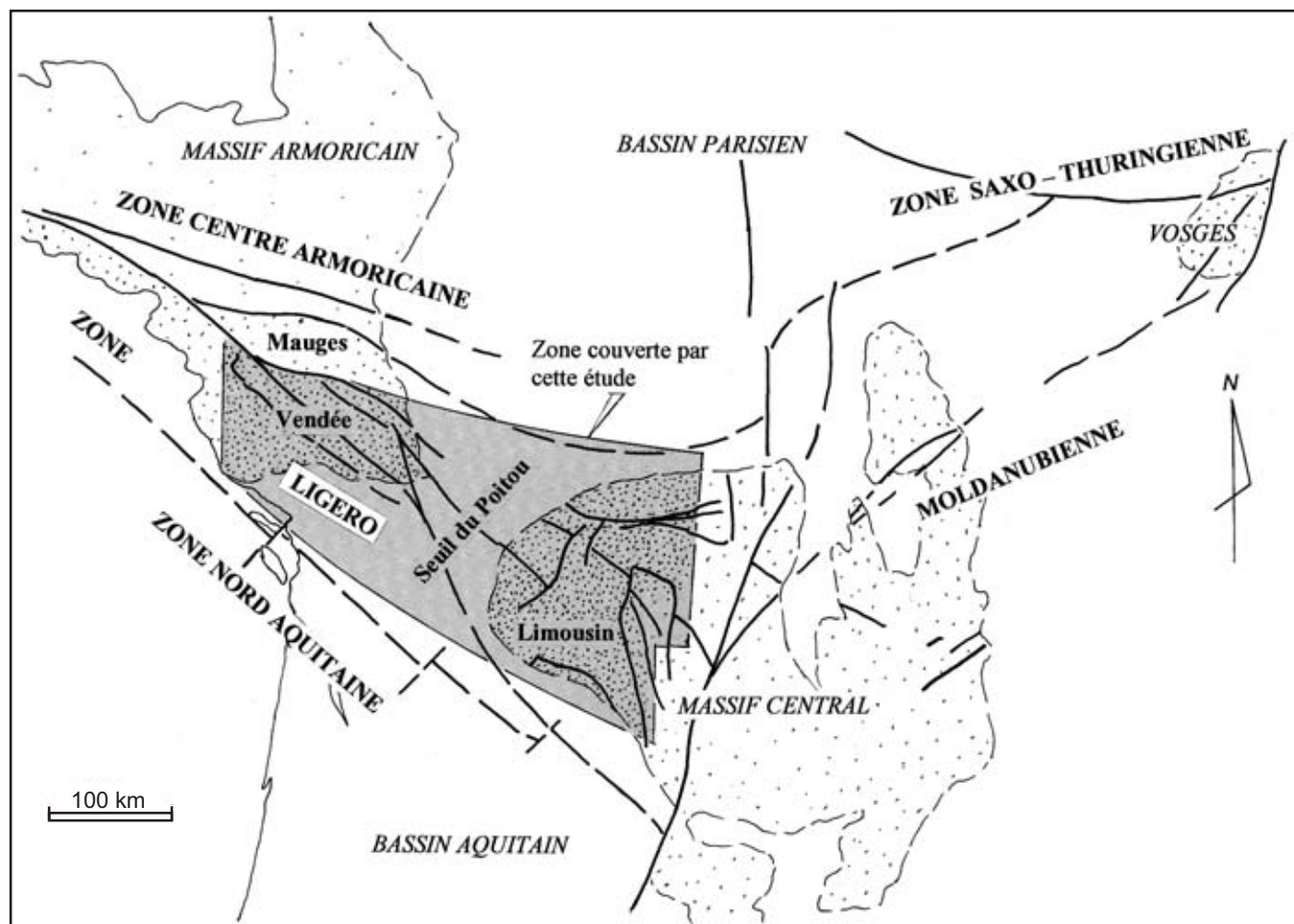


Fig. 1.- Localisation de la zone ligéro - moldanubienne couverte par l'étude.

Fig. 1.- Location of the Ligerian-Moldanubian zone covered by the study.

partir de données géophysiques et des forages ANDRA (Colchen *et al.*, 1996) ; 2) de la carte structurale du socle varisque Vendée – Limousin (Rolin et Colchen 1997), réalisée pour l'ANDRA.

En Vendée

Quatre secteurs seront présentés : les secteurs de Mortagne-Bressuire et de Parthenay situés dans le Haut Bocage, un secteur intéressant le complexe des Essarts-Mervent, la nappe des Porphyroïdes au nord-ouest du Bas Bocage, enfin le Sillon Houiller vendéen.

Les failles du Haut Bocage

L'unité du Haut Bocage (fig. 2), forme une bande à convexité nord-est, de 40 à 45 km de large, individualisée en bordure nord de la Vendée par des failles d'extension régionale de direction

moyenne N130° : la faille de Cholet au nord, en limite avec l'unité des Mauges et du Choletais ; et celle de Secondigny au sud, en limite avec le synclinorium de Chantonay. Ces deux failles se rejoignent vers le nord-ouest aux environs de Nantes. Le Haut Bocage est subdivisé par la faille de Mauléon-Bressuire, de même direction que les deux autres, en deux unités : l'unité nord, essentiellement gneissique (migmatites de la Tessouale) et granitique ; et l'unité sud du Haut-Bocage essentiellement micaschisteuse. La faille de Parthenay de direction N150° est un autre accident majeur de cette région, qui prend naissance à partir de la faille de Mauléon-Bressuire et recoupe la faille de Secondigny. Visibles sur le profil Ecors, toutes ces failles sont interprétées par Matte et Hirn (1988) comme des discontinuités verticales d'importance crustale.

Au nord-ouest du Haut Bocage, dans le secteur de Cholet-Mortagne-Bressuire

On reconnaît (fig. 3) : la faille de Cholet jalonnée au sud par une bande de mylonite et la faille de Mauléon-Bressuire encadrant les granitoïdes de Moulins-Les Aubiers-Gourgé ; les failles du Châtillonnais disposées de part et d'autre de diorites et limitant au nord-est le massif de Mortagne ; la faille des Epesses jalonnée de migmatites et de mylonites disposées au sud-est du massif de Mortagne ; et des bandes de cisaillement ductile dextres et senestres, mises en évidence dans les granitoïdes de Mortagne et de Bressuire et dans les migmatites.

• Les cisaillements ductiles dextres

La faille de Cholet

Cette faille dextre est caractérisée par une évolution comprenant deux étapes :

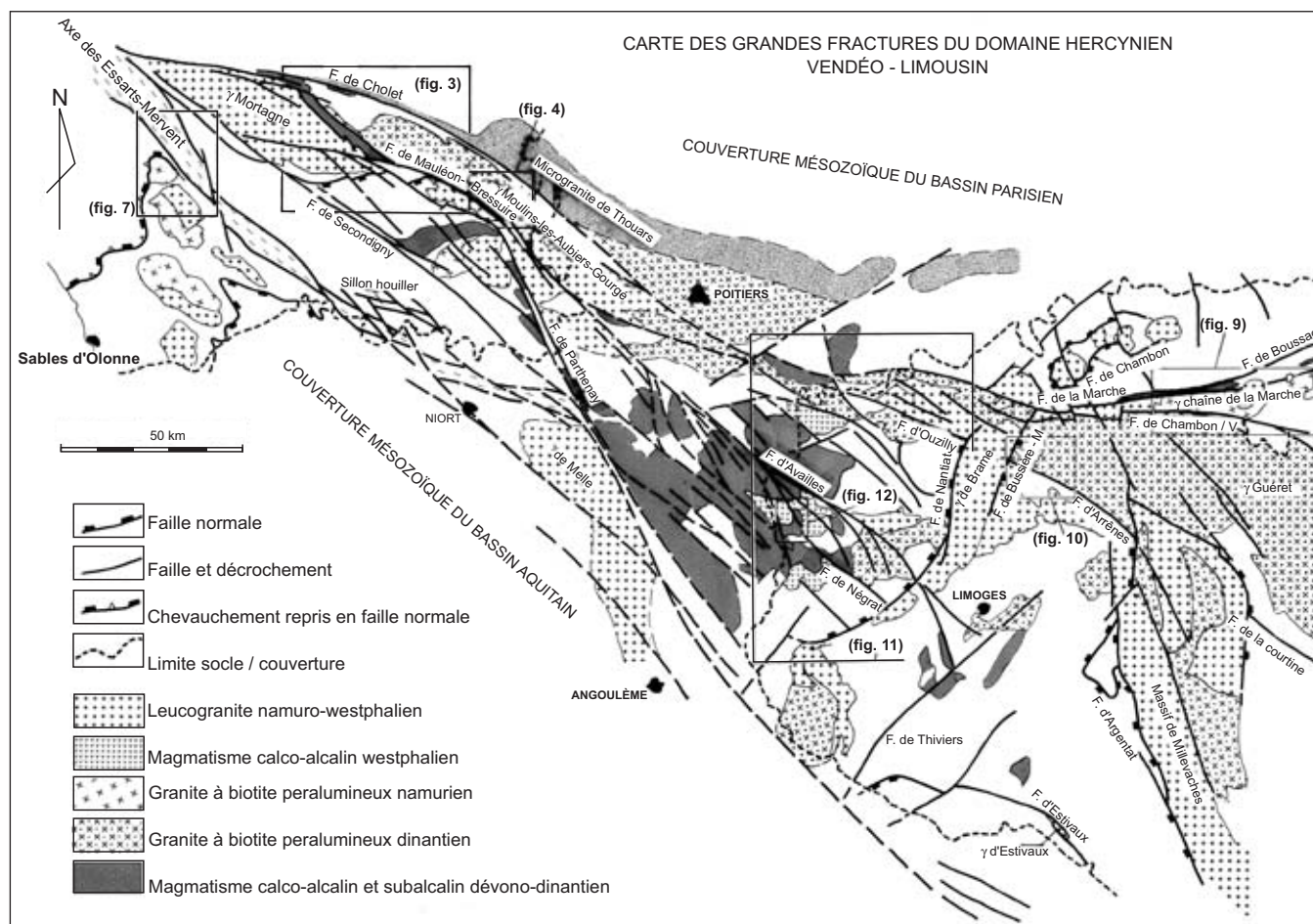


Fig. 2.- Carte des grandes fractures du domaine vendéo-limousin, réalisée à partir de la carte de Rolin et Colchen (1998).

Fig. 2.- Map of the major fractures of the Vendée-Limousin area, adapted from the structural map of Rolin and Colchen (1998).

- la première, antérieure aux granites de Moulins-Les Aubiers-Gourgé se traduit par une mylonitisation : sur sa bordure sud, des migmatites de la Tessouale et des granitoïdes calco-alcalins (fig. 3) ; et sur sa bordure nord, du microgranite cambrien de Thouars et amphibolites associées (Le Métour *et al.*, 1989, Thieblemont *et al.*, 2000) appartenant à la série du Choletais. Cette mylonitisation développée selon un couloir de 1 à 2 km de large le long de la faille de Cholet, s'est effectuée en conditions métamorphiques du faciès amphibolite profond (Le Métour *et al.*, 1989). La déformation des migmatites de la Tessouale se traduit par l'apparition d'une schistosité mylonitique (N110°) soulignée de fibrolite recoupée par des plans de cisaillement (N140°) verticaux (Le Métour *et al.*, 1989) et dans les granitoïdes calco-alcalins orthogneissifiés, par une schistosité mylonitique et des plans de cisaillement dextres.

Le long de la faille de Cholet, les mylonites sont partiellement recoupées par les granites de Moulins-Les Aubiers-Gourgé analogues au granite de Guéret d'âge fin Dévonien à Tournaisien (358 ± 10 Ma, âge Rb/Sr sur roche totale – Berthier *et al.*, 1979) qui post-datent ainsi la mylonitisation (Le Métour *et al.*, 1989 ; Poncet 1993 ; Rolin levers en cours de la feuille à 1/50 000 de Bressuire). Le jeu de la faille de Cholet est ainsi compris d'une part entre l'âge de la mise en place des migmatites de la Tessouale (rapportées au Dévonien supérieur par corrélation avec celles voisines des Herbiers datées à 368 ± 7 par U/Pb sur monazite – Rolin *et al.*, 1999b) et celui des granites calco-alcalins du Dévonien moyen-supérieur (cf. Bertrand *et al.*, 1997, 1998, 2000), et d'autre part l'âge fin Dévonien -Tournaisien des granites de Moulins-Les Aubiers-Gourgé.

- la deuxième étape se traduit par une légère déformation des granites de Moulins

- les Aubiers – Gourgé à proximité de la faille, marquée par la foliation magmatique planaire fruste très redressée de direction N100° (orientation grossière des biotites et feldspaths potassiques non déformés), ainsi que par une anisotropie de susceptibilité magnétique (Poncet, 1993). Cette déformation synmagmatique est moins intense que celle qui affecte les granitoïdes calco-alcalins et les migmatites déformées le long du couloir mylonitique de la faille de Cholet. La fabrique magmatique planaire des granites de Moulins – Les Aubiers – Gourgé est très redressée ; de direction N110°, elle passe en continuité à la foliation des migmatites en recoupant les contacts lithologiques (fig. 4). Ces granitoïdes et ces migmatites sont donc costructurés. Les trajectoires de la fabrique magmatique des granites montrent une torsion cartographique régulière dextre à l'approche de la faille de Cholet (fig. 4). Cette torsion est interprétée comme le résultat d'une déformation cisailante dextre des granitoïdes le

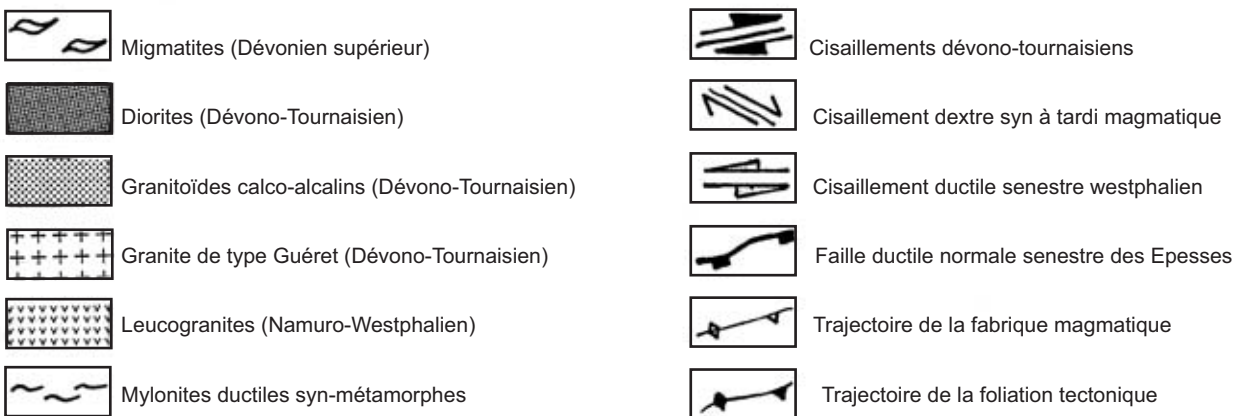
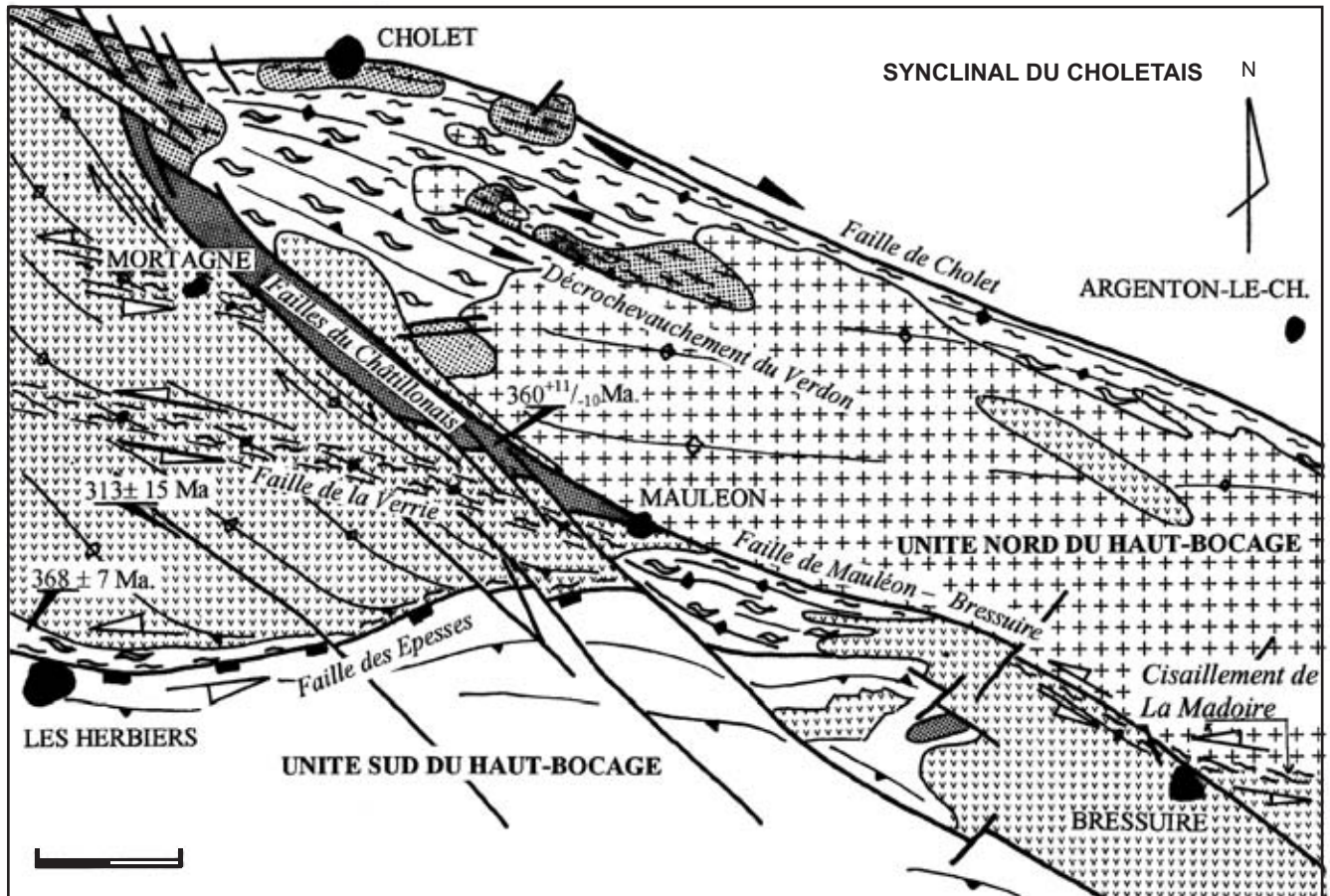


Fig. 3.- Schéma structural de l'Unité nord du Haut-Bocage et du granite de Mortagne, d'après les levés de Le Métour *et al.* 1989 sur la carte de Cholet et de Rolin sur les cartes des Herbiers (Rolin *et al.*, 1999b) et de Bressuire (en cours).

Fig. 3.- Structural sketch map of the Northern Unit of the Haut-Bocage and the Mortagne granite, adapted from the 1:50,000-scale geological maps of Cholet (Le Métour *et al.*, 1989), Les Herbiers (Rolin *et al.*, 1999b) and Bressuire (in progress).

long de la faille de Cholet, pendant ou peu après leur mise en place vers la fin du Dévonien dans les migmatites encore très plastiques (Poncet, 1993).

La cinématique dextre de la faille débute ainsi avant la mise en place des granites de Moulins - Les Aubiers - Gourgé et se poursuit pendant leur mise en place, soit,

compte-tenu des données géochronologiques obtenues sur les granites, du Dévonien supérieur au Tournaisien.

Les failles de Mauléon-Bressuire et du Châtillonnais

En bordure nord-est du leucomonzogranite de Mortagne, à proximité des

failles du Châtillonnais, une déformation ductile post solidus de faible intensité (stade protomylonitique débutant, visible sur environ 500 à 1000 m de puissance) se superpose à la fabrique magmatique verticale de direction NW-SE de ce granitoïde. Elle est marquée par l'orientation des minéraux (Le Métour *et al.*, 1989 ; Rolin *et al.*, 1999b) et des phénomènes de

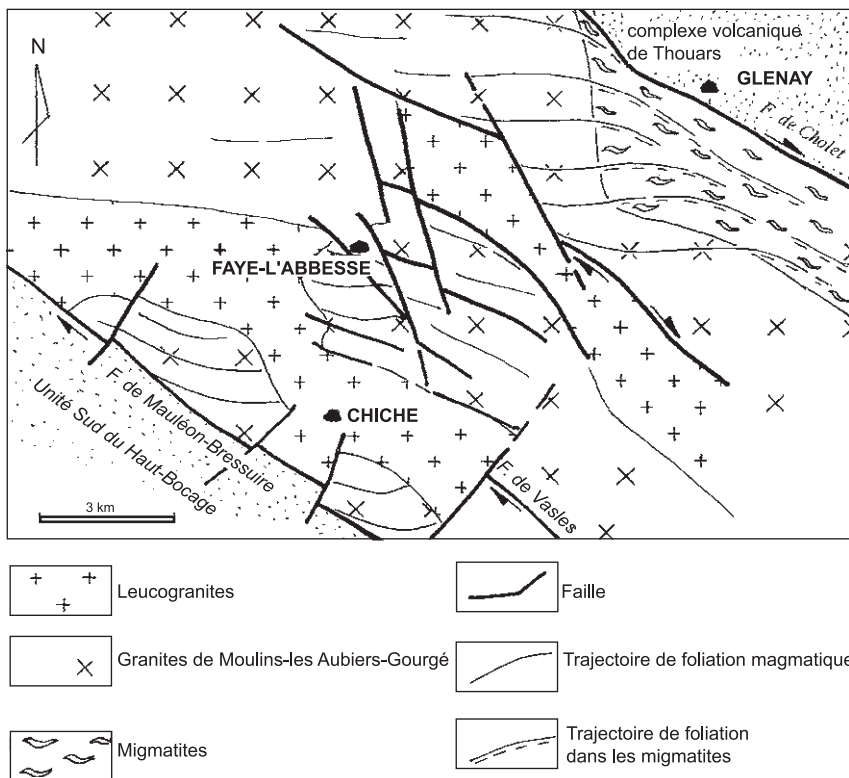


Fig. 4.- Carte des trajectoires de foliation magmatique dans une partie des granites de Moulines – Les Aubiers – Gourgé et dans les migmatites de la Tessouale. Distinguer : 1, la continuité des trajectoires de part et d'autre des limites granite / migmatites ; 2, la torsion cartographique droite des trajectoires de foliation à proximité de la faille de Cholet (d'après Poncet, 1993, modifié).

Fig. 4.- Map of the magmatic foliation trajectories in part of the Moulines – Les Aubiers – Gourgé granites and in the Tessouale migmatitic gneiss. One should note: 1, the continuity of the trajectory on either side of the granite / migmatitic gneiss boundary, and 2, the dextral cartographic curvature of the foliation trajectory near the Cholet Fault (adapted from Poncet, 1993).

tuilages attribués à l'écoulement du magma (fig. 5a) lors de sa mise en place (Rolin *et al.*, 1999b).

Cette bande de mylonite se caractérise par une déformation modérée des minéraux (étirés, tordus et cassés) qui évolue localement jusqu'à une véritable schistosité mylonitique fruste de direction N120°, parfois recoupée par des plans de cisaillement N140°; la roche présente alors des structures "C" et "S" (Berthé *et al.*, 1979) de cisaillement dextre (Rolin *et al.*, 1999b). Cette déformation dextre métamorphique est synchrone ou légèrement tardive à la mise en place du massif, dont l'un des faciès (granite à biotite à grain fin) est daté à 313 ± 13 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Peucat in Guineberteau 1984), soit namuro-westphalien.

La faille de Mauléon-Bressuire se prolonge vers le sud-est et se suit ensuite sans difficulté jusqu'à la faille d'Availles-Limouzine, tant en profondeur sur les documents géophysiques

qu'en surface par les petites failles qui marquent ses rejeux dans la couverture.

- Les cisaillements ductiles senestres

La décrochevauchement senestre du Verdon (fig. 3)

Cette faille inverse présente une composante senestre responsable de l'orthogneissification de granitoïdes calco-alcalins intrusifs dans les migmatites de la Tessouale et de la mylonitisation de ces dernières (Le Métour *et al.*, 1989). L'orthogneissification se marque par une forte orientation planaire des minéraux, une schistosité mylonitique et des plans de cisaillement senestres. La mylonitisation des migmatites se traduit par des plans de schistosité recoupés par des plans de cisaillement senestres, synmétamorphes, soulignés de biotite, plagioclase, feldspath potassique, hornblende ou actinote (Le Métour *et al.*, 1989). Les migmatites de la Tessouale et les granitoïdes calco-alcalins déformés ductilement le long du décroche-

vauchement du Verdon forment un couloir, recoupé par les granites du massif de Moulines-Les Aubiers-Gourgé. Le fonctionnement du décrochevauchement du Verdon s'est donc produit entre l'anatexie, datée, dans les migmatites voisines des Herbiers, à 368 ± 7 Ma (U/Pb sur monazite, Rolin *et al.*, 1999b) soit au Dévonien supérieur, et la mise en place au Dévonien supérieur-Tournaisien des granites de Moulines - Les Aubiers - Gourgé, soit à la fin du Dévonien. Il pourrait appartenir au même événement transcurrent senestre tardi anatexie de la fin du Dévonien mis en évidence en Bretagne méridionale (Audren, 1986).

Les couloirs de cisaillement senestre intragranitiques de Mortagne, de la Verrie, des Epesses et de La Madoire. Ces couloirs de failles affectent des leucogranites mis en place au Namurien ou Westphalien, leurs jeux sont donc rapportés au Carbonifère supérieur.

Les couloirs de Mortagne et de la Verrie (fig. 5b) recoupent obliquement les structures du massif (bandes de granites fins, foliation magmatique du leucomonzogranite, et couloirs de cisaillement dextre), et orthogneissifient les faciès granitiques à leur proximité (Guineberteau, 1984 ; Rolin *et al.*, 1999a et b). Le long du couloir de la Verrie, les orthogneiss présentent des microstructures de cisaillement senestres caractérisées par des plans "S" N120° verticaux marqués par l'alignement et la déformation des minéraux (feldspaths étirés, tordus et brisés) et des plans "C" N90° verticaux qui recoupent la schistosité (Rolin *et al.*, 1999b). La cristallisation de chlorite dans les zones de cisaillement senestre montre que la déformation s'est effectuée dans des conditions de basse température (faciès schistes verts).

Le long de la faille des Epesses, la déformation senestre des granites se marque par une schistosité "S" de direction N110° pentée de 30 à 70° vers le sud-est et les micro plans de cisaillement "C" striés (plans orientés N70° et pentés de 50 à 90° vers le sud ; stries orientées N130°) indiquant sans ambiguïté un jeu normal accompagné d'une composante senestre (fig. 5b).

Ces cisaillements senestres sont postérieurs à la mise en place des bandes de granite fin à biotite et surtout aux bandes de cisaillement dextre qu'ils recoupent et tordent (fig. 5b). Cette tecto-

nique senestre est donc postérieure à la dextre, mais la mylonitisation effectuée sur un matériel encore très ductile implique qu'elle s'est effectuée durant le laps de temps nécessaire à la solidification complète du massif de Mortagne, donc peu de temps après sa mise en place et après sa déformation dextre. Ce qui confère un âge Namurien ou Westphalien pour cette tectonique senestre, mais plus récent que celui du cisaillement dextre.

Le long du couloir E-W de la Madoire (fig. 3), la déformation senestre de leucogranites intrusifs dans les granites à biotite de Moulins-Les Aubiers-Gourgé est caractérisée par des structures de cisaillement C et S senestres et la torsion d'une foliation magmatique (Poncet, 1993). Ces leucogranites étant rapportés à l'épisode magmatique responsable de la mise en place de l'axe leucogranitique de Mortagne – Bressuire – Parthenay, le jeu de ce cisaillement doit être contemporain de celui de la Verrie. Ces deux structures ne sont pas continues, elles apparaissent décrochées en dextre par la faille de Mauléon-Bressuire (fig. 3).

Au sud-est du Haut Bocage, dans le secteur de Parthenay

On reconnaît des bandes de cisaillements dextres et senestres en limites du leucogranite de Parthenay ou dans le pluton (fig. 2 et 6).

La Faille de Parthenay

De direction N150°, la faille de Parthenay tangente et limite au sud-ouest le massif leucogranitique de Parthenay qu'elle déforme ductilement sur une puissance supérieure au kilomètre (fig. 2 et 6).

La faille de Parthenay recoupe toutes les failles armoricaines, décroche et tord cartographiquement l'alignement magmatique calco-alcalin de la « ligne tonalitique », dont les massifs forment un chapelet le long de l'accident. Elle se prolonge au sud-est vers le Massif central qu'elle tangente. Le rejet horizontal dextre de la faille peut être approximativement estimé à 40 km, à partir du décalage des intrusions calco-alcalines du socle sous la couverture sédimentaire du Seuil du Poitou. Cet accident, dont Poncet (1993) a déjà souligné l'importance en Vendée, limite à l'est les unités hercyniennes globalement peu pentées du

Confolentais et du Limousin et à l'ouest celles fortement plissées et redressées de la Vendée ; il constitue l'une des structures régionales les plus remarquables.

D'extension plurikilométrique, cette faille est aussi exprimée dans la couverture mésozoïque (Burbaud-Vergneaud 1987).

La bordure sud-ouest du massif de Parthenay porte l'empreinte d'une déformation ductile dextre matérialisée

par l'orientation des minéraux non déformés et leur alignement suivant une linéation horizontale : quartz globuleux, micas et plagioclases jamais pliés ni brisés ; caractéristiques rapportées à une déformation à l'état visqueux du matériel (Poncet, 1993).

A cette déformation magmatique, se superpose une déformation post-solidus du magma (protomylonitique à mylonitique) marquée par l'apparition d'une foliation

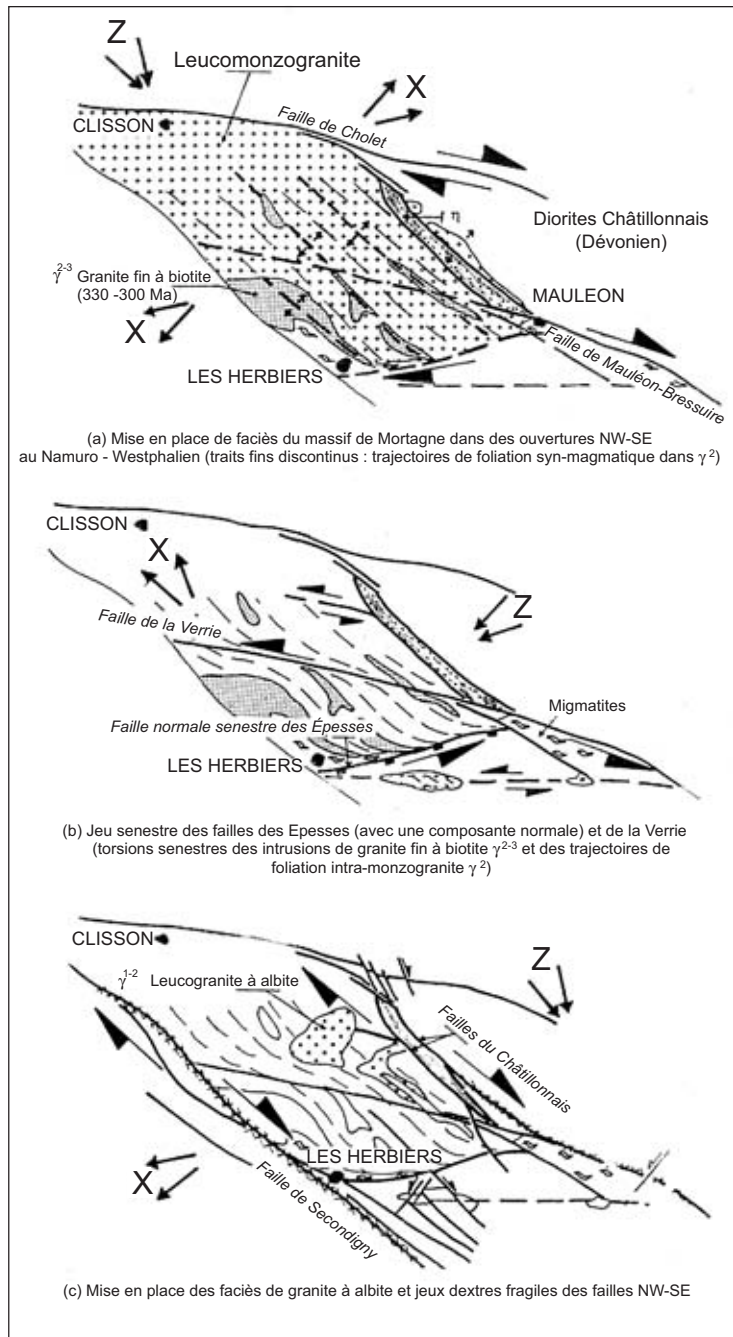


Fig. 5.- Modèle d'évolution tectonique du massif de Mortagne (d'après Rolin et al., 1999b).

Fig. 5.- Tectonic evolution model of the Mortagne massif (from Rolin et al., 1999b).

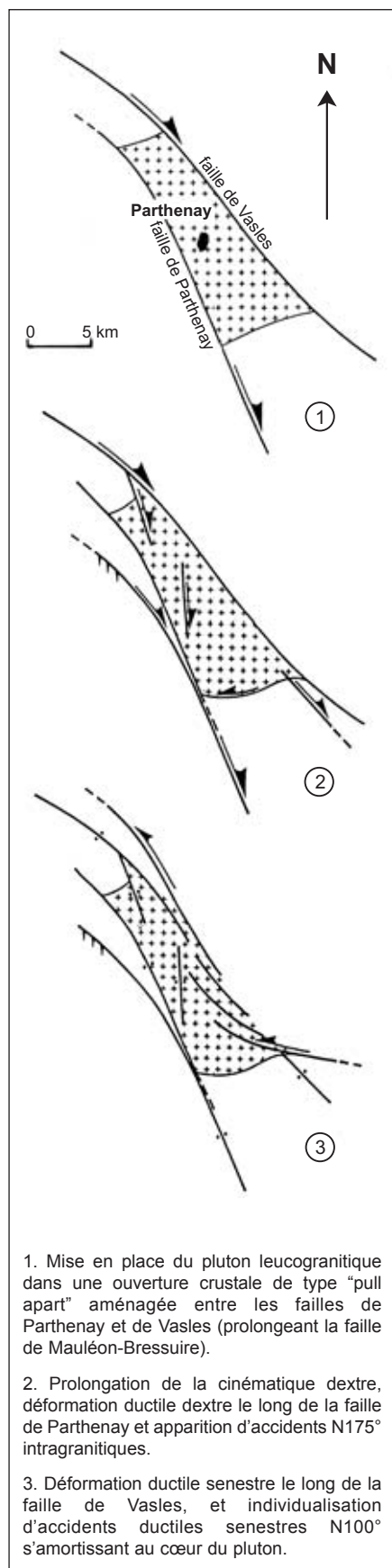


Fig. 6.- Structures et modèle de mise en place du granite de Parthenay (d'après Poncet 1993).

Fig. 6.- Structure and emplacement model of the Parthenay granite massif (from Poncet, 1993).

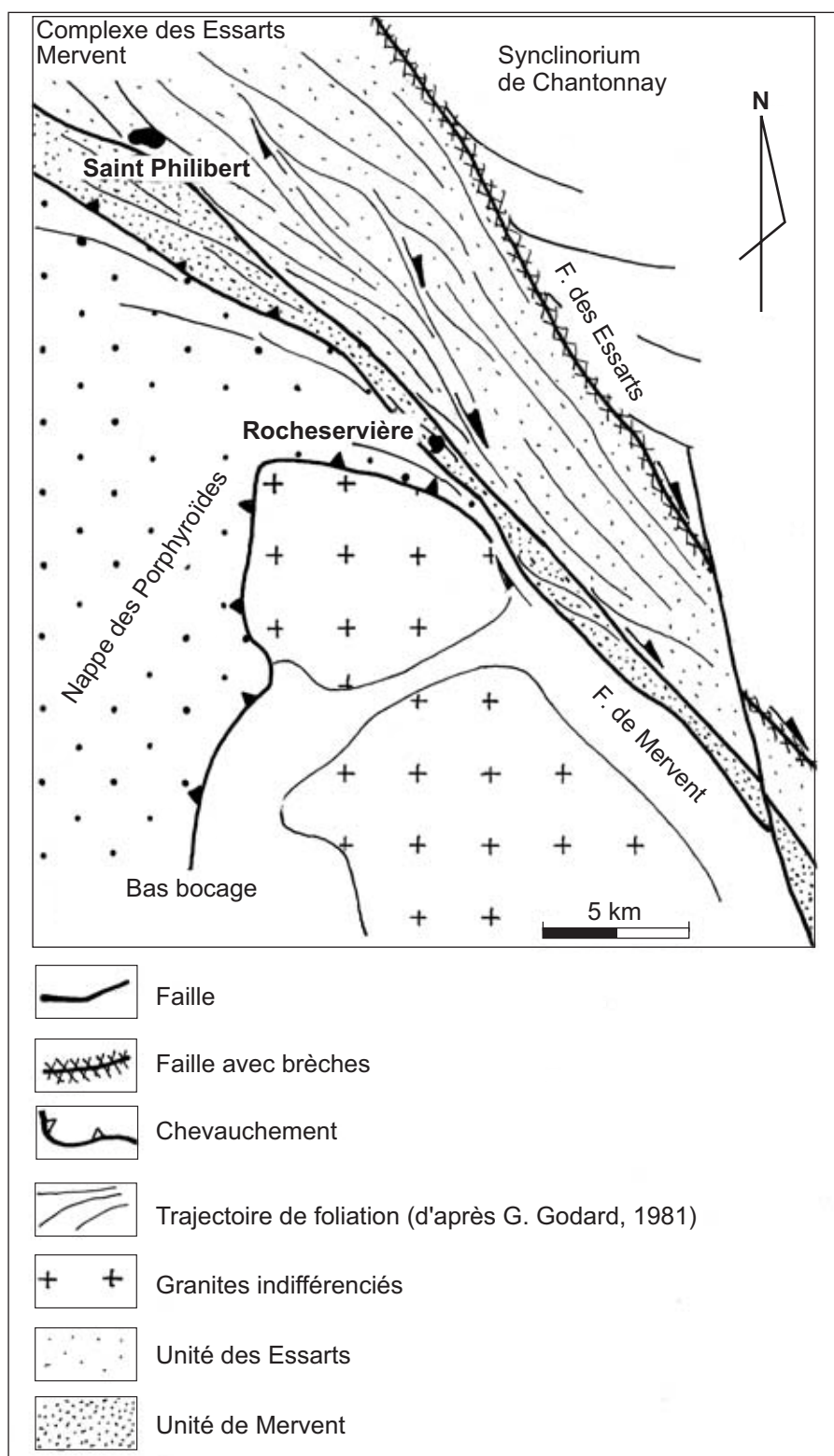


Fig. 7.- Carte des trajectoires de foliation dans une partie des unités de l'axe des Essarts-Mervent, montrant un cisaillement dextre (d'après Godard, 1981 et Bouton, 1990).

Fig. 7.- Map of the foliation trajectories along part of the Essarts-Mervent axis showing dextral shearing (from Godard, 1981 and Bouton, 1990).

tectonique verticale caractérisée par des micas tordus ou pliés, et des plagioclases brisés avec rotation des fragments. La foliation est recoupée par des plans de

cisaillements verticaux portant une linéation minérale horizontale. Cette déformation ductile dextre s'est déroulée dans la zone de stabilité de la biotite brune.

Le fonctionnement dextre de la faille de Parthenay est synchrone de la mise en place du leucogranite de Parthenay (fig. 6) dont il aurait guidé l'ascension (Poncet, 1993). L'absence de datation des granites du secteur ne permet pas de dater le jeu de cet accident. Nous le rapportons au Namurien ou Westphalien en considérant que la mise en place du leucogranite de Parthenay est contemporaine de celles des plutons de l'axe leucogranitique Mortagne - la Marche.

La faille de Vasles (fig. 6) en bordure nord-est du massif de Parthenay (Poncet, 1993) la déformation senestre des leucogranites est caractérisée par des structures de cisaillement C et S (Poncet, 1993) qui n'excèdent pas une largeur de 500 m. La chloritisation systématique de la biotite brune dans les zones de cisaillement senestre montre que la déformation s'est effectuée dans des conditions de basse température (faciès schistes verts) inférieure aux conditions thermiques de la déformation dextre. Dans le massif de Parthenay, cette déformation ductile senestre recoupe les structures de cisaillement dextre (Poncet, 1993).

Les failles dextres du complexe des Essarts-Mervent

Les formations de haut degré métamorphique des unités de l'axe des Essarts-Mervent (fig. 2) présentent une foliation régionale N125°, actuellement sub-verticale (rapportée à une tectonique tangentielle dévonienne, Godard, 1981). Cette foliation est reprise par des plans de cisaillement dextres pénétratifs, N135° ou N145° sub-verticaux, portant des stries et une linéation minérale sub-horizontale (Godard, 1981 ; Bouton, 1990), qui affectent la totalité du complexe, et les unités voisines du Chantonay et du Bas-Bocage. Les trajectoires de la schistosité (Godard, 1981) tant dans les formations du complexe que dans celles des unités voisines (fig. 7) présentent une torsion sigmoïde dextre kilométrique à proximité des failles bordières (Godard, 1981 ; Bouton, 1990 ; Meidom, 1991). Lors de ce cisaillement dextre, qui fait suite à la tectonique tangentielle viséenne (Colchen et Rolin, 2000) les anciennes surfaces de charriage ont été réutilisées en décrochement.

Ainsi, le complexe des Essarts-Mervent est caractérisée par une déformation tardive en cisaillement ductile

dextre qui peut s'inscrire dans celle du Cisaillement Sud Armoricain dont cette structure serait la branche la plus méridionale.

Le remaniement des gneiss de Mervent dans les formations du Sillon Houiller de Vendée (fig. 8) permet de

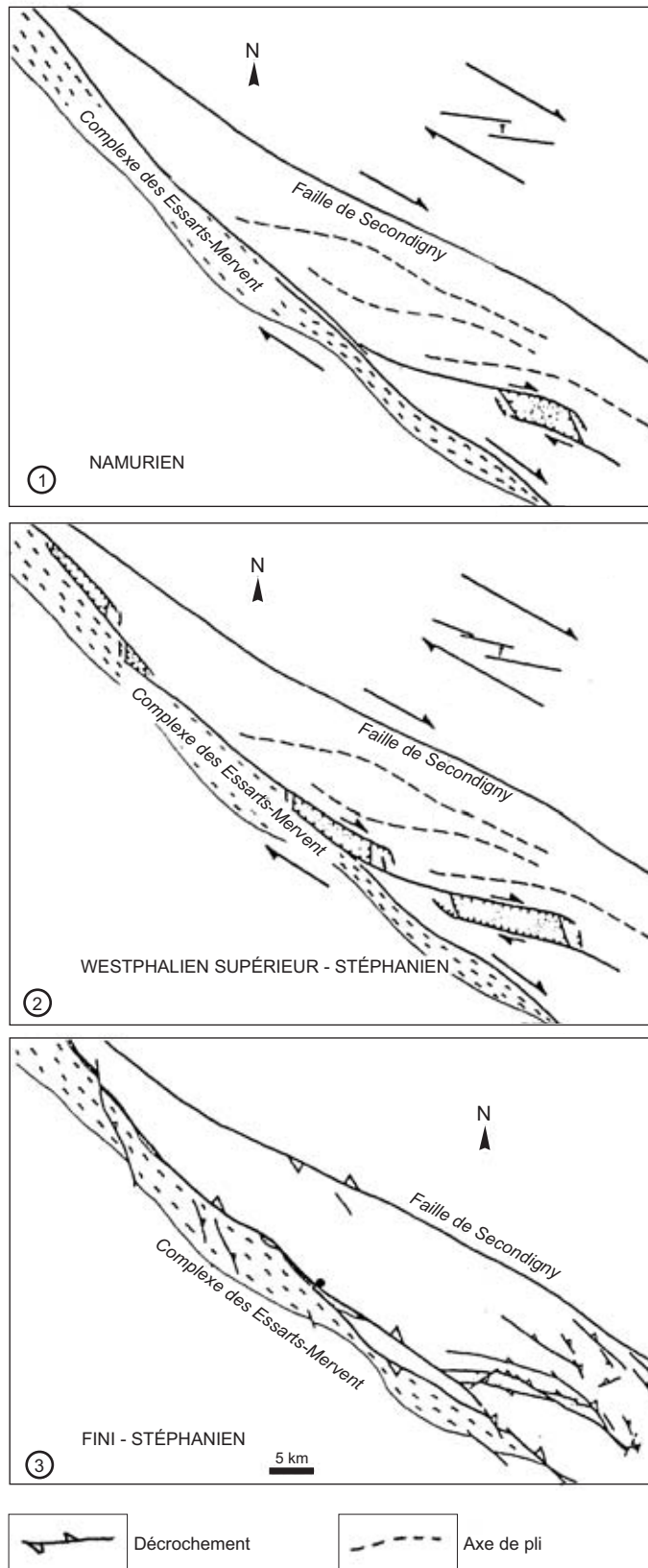


Fig. 8.- Evolution géodynamique du Sillon Houiller vendéen (d'après Bouton, 1990).

Fig. 8.- Geodynamic evolution of the Vendée coal belt (from Bouton, 1990).

situer cette tectonique transcurrente ductile avant le Namurien si l'âge de début de remplissage des bassins de ce sillon (Mathieu, 1937) est confirmé.

Le Sillon Houiller vendéen

Il correspond à un alignement de deux bassins d'âge Carbonifère supérieur étroits limités par failles jalonnant une importante dislocation NW-SE (fig. 2 et 8). Les failles bordières N100-110 dextres et des décrochements transversaux N150-125 dextres et N65 senestres peuvent être interprétés comme des fractures de second ordre associées à un décrochement principal N120-130 dextre où la direction de raccourcissement correspondante (Z) serait subméridienne (fig. 8). Cette tectonique liée à une déformation en transpression induite par ce décrochement principal N120-130, s'inscrit à la fin du Paléozoïque (Stéphanien-Permien).

Le glissement gravitaire de la nappe des porphyroïdes dans le Bas Bocage

La mise en place de la nappe des Porphyroïdes individualisées dans des formations volcano-sédimentaires datées Silurien supérieur-Dévonien inférieur (Chalet, 1985 ; datation U/Pb sur zircons à 405 ± 5 Ma, Peucat *et al.*, 1986) est controversée.

Pour Cannat et Bouchez (1986), elle se serait effectuée en deux étapes : la première correspondrait à une cinématique du nord vers le sud lors d'une phase de cisaillement générale qui amène le chevauchement des formations de l'axe des Essarts-Mervent et des schistes bleus du Bois de Céné sur le parautochtone micaschisteux ; la seconde est accompagnée d'un glissement gravitaire des terrains vers l'ouest (Vauchez *et al.*, 1987).

Pour Geoffroy (1988 et 1993), l'épaississement crustal résultant de la tectonique de nappe vendéenne (post Tournaisien) aurait été suivi d'une extension E-W correspondant à une décompression à haute température avec anatexie des parties les plus profondes de l'édifice (migmatites et granites d'anatexie de La-Roche-sur-Yon), accompagnée d'un glissement gravitaire des terrains vers l'ouest. Les granitoïdes mis en place dans les formations paraautochtones lors de cette tectonique sont déformés par ce glissement vers

l'ouest (tel le granite à biotite et sillimanite de La-Roche-sur-Yon (Stussi, 1975), qui présente une foliation magmatique concentrique, en dôme, en accordance avec la foliation de l'encaissant ; de même que les leucogranites de Legé et d'Aizenay déformés au contact de la nappe des porphyroïdes (Méidom, 1991 et Goujou, 1992).

Pour Gapais *et al.* (1993), la base des unités à porphyroïdes serait une zone de décollement extensif au niveau de laquelle s'étalent les magmas granitiques intrusifs dans les formations paraautochtones. Tenant compte des données radiométriques de la fin du métamorphisme, comprises entre 317 et 305 Ma, obtenues par J.C. Goujou (1992) sur minéraux par la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ et, tenant compte de l'âge de mise en place des derniers granites post-tectoniques (cf. leucogranite de Bournezeau daté par la méthode Rb/Sr sur roche totale à 307 ± 19 Ma, Wyns *et al.*, 1989) un âge viséo-namurien est envisagé pour la tectogenèse du Bas Bocage et le glissement gravitaire synmétamorphe de la nappe de Porphyroïdes.

Le Massif central occidental

Cinq secteurs seront présentés : le Plateau d'Aigurande, la zone de cisaillement de la Marche-Combrailles, le Confolentais, l'ouest du massif de Guéret et le Limousin (fig. 2).

Le Plateau d'Aigurande et la faille normale ductile de Chambon

Dans la partie axiale de l'antiforme du Plateau d'Aigurande, la faille de Chambon circonscrit les micaschistes de Fougères qui encaissent des leucogranites. La déformation liée à cette faille est bien exprimée dans les micaschistes et gneiss à proximité des leucogranites de la zone axiale du Plateau d'Aigurande. Elle est caractérisée par une linéation minérale et d'allongement NW-SE portée par une schistosité faiblement pentée sub-parallèle à la faille. Des critères de cisaillement en faille normale visibles part et d'autre de l'antiforme (Faure *et al.*, 1990) ainsi que des plis métriques à hectométriques N40° à N80° (replissant la schistosité régionale) montrant des déversements opposés de chaque côté de l'antiforme suggèrent un glissement des gneiss de part et d'autre de la zone axiale

(Faure *et al.*, 1990). Cette tectonique, associée à un métamorphisme rétrograde à chlorite, affecte le leucogranite de Crozant dont la bordure est orthogonisée sur quelques mètres (Rolin, 1981).

Pour Faure *et al.* (1990), cette déformation résulte du glissement gravitaire des terrains de part et d'autre de l'axe granitique du Plateau d'Aigurande lors de l'ascension de ces intrusions. Les datations, du leucogranite syncinématique de Crozant à 312 ± 20 Ma (Rolin *et al.*, 1982) affecté par ce cisaillement (fig. 2) et du granite à deux micas post cinématique de Crevant daté à 312 ± 6 Ma. (Petitpierre et Duthou, 1980) le recoupant, attestent de l'âge Viséen supérieur à Westphalien de cette tectonique en extension (âge fortement imprécis du fait de la fourchette d'erreur de la datation du granite de Chambon).

La Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles (Z.C.M.C.)

Elle correspond à un étroit faisceau de failles, de direction générale E-W, qui affectent la bordure nord du massif de Guéret et le sud du Plateau d'Aigurande (Choukroune *et al.*, 1983 ; Rolin, 1987 ; Lerouge, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1988 ; Quenardel *et al.*, 1991). Il est constitué des failles de Boussac, de la Marche et de Chambon-sur-Voueize (fig. 2). Les failles de la Marche et de Chambon-sur-Voueize encadrent la chaîne granitique de la Marche constituée de leucogranites dans sa moitié occidentale et du granite à biotite de Chanon dans sa moitié orientale (fig. 9) et partiellement des granites et migmatites du massif de Guéret. La faille de Boussac définit, avec la faille de la Marche sur laquelle elle se greffe, la limite sud du Plateau d'Aigurande.

- Les cisaillements dextres

La faille de Chambon-sur-Voueize

Le long de cette faille (fig. 9), les migmatites et les granites de Guéret présentent une déformation mylonitique ductile dextre, matérialisée par des plans de schistosité verticaux E-W repris et tordus par des plans de cisaillement N150° à N120° portant une linéation minérale et des stries horizontales. La datation radiométrique à 356 ± 10 Ma (Rb/Sr sur roches totales, Berthier *et al.*, 1979), soit limite Dévonien - Tournaisien du granite de Guéret, et l'âge stratigraphique Viséen moyen des forma-

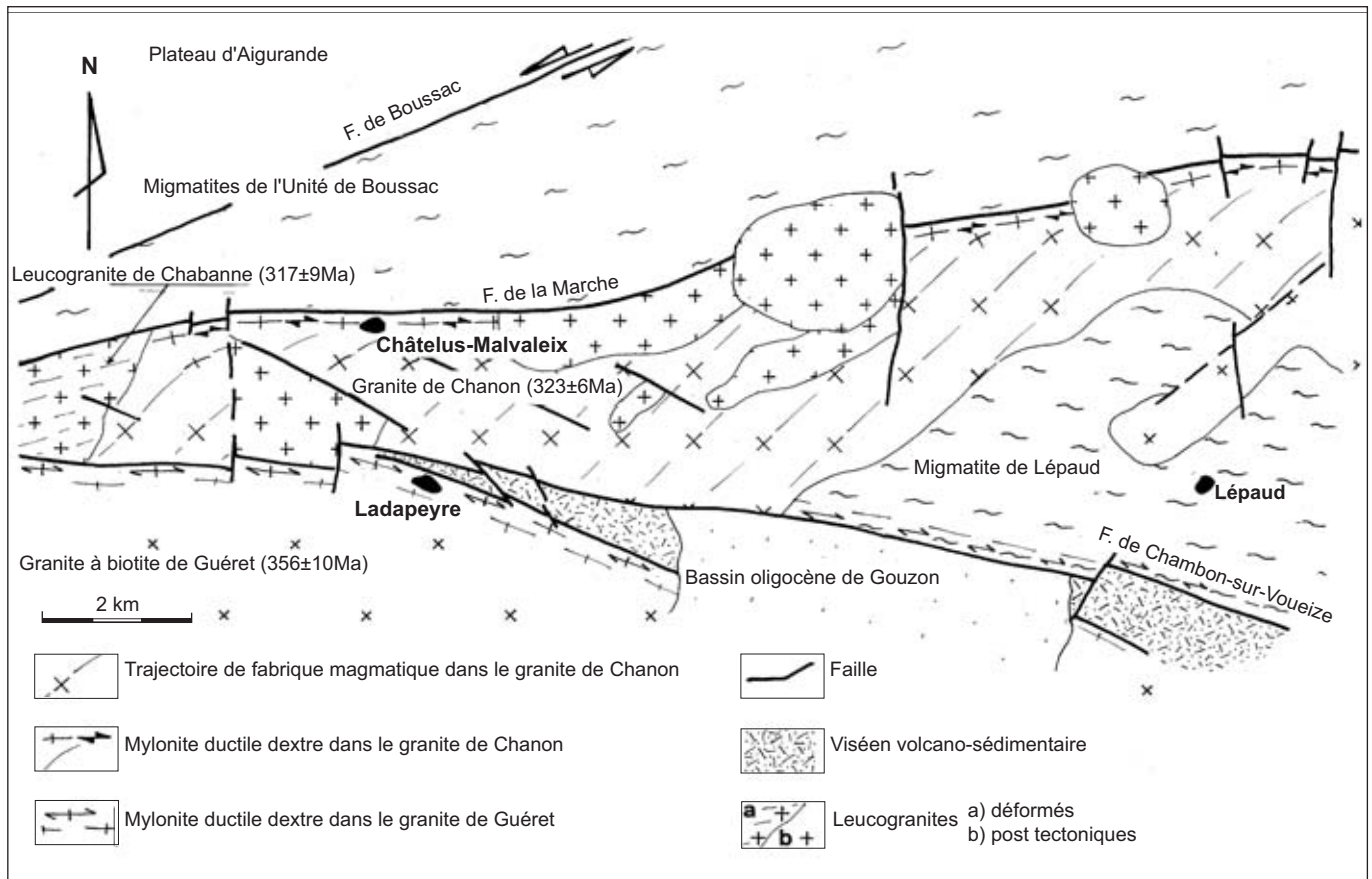


Fig. 9.- Carte de la partie orientale de la chaîne de la Marche montrant les relations entre le granite de Chanon et les failles qui le limitent.

Fig. 9.- Map of the eastern part of the "La Marche" belt showing the relationships between the Chanon granite and the boundary faults.

tions volcano-sédimentaires des bassins des Combrailles (*in* Bazot, 1970) non affectées par le cisaillement dextre de la faille de Chambon-sur-Voueize, (Rolin, 1987), suggère un âge Tournaisien à Viséen inférieur pour le fonctionnement dextre de cette faille.

La partie orientale de la faille de la Marche

Situé entre les failles de la Marche et de Chambon-sur-Voueize, le granite de Chanon n'est déformé que sur sa bordure nord, le long de la faille de la Marche (fig. 9). L'absence de déformation le long de la faille de Chambon-sur-Voueize suggère :

1) que ce granite est postérieur au jeu transcurrent de la faille de Chambon-sur-Voueize,

2) que la faille de la Marche a joué (ou rejoué) après le jeu de la faille de Chambon-sur-Voueize (Rolin, 1987).

Sur sa bordure nord, le granite de Chanon présente une déformation dextre synmagmatique et une déformation dextre post-solidus. La déformation synmagmatique est marquée par une foliation de direction N20 à N40°, matérialisée par l'orientation des micas et surtout des phénocristaux du granite, non cassés, ni étirés, oblique à la faille de la Marche, et qui se tord en dextre à son approche (Rolin, 1987). La déformation post-solidus se traduit par la mylonitisation ductile de la roche (protomylonites et mylonites) sur une puissance pluri hectométrique. Les structures de cisaillement, schistosité mylonitique "S" (N60° à N95°) et plans de cisaillement "C" (N90° à N110°) porteurs d'une linéation d'étiement et des stries plongeant de 30° vers l'ouest, attestent du cisaillement ductile dextre. La mylonitisation s'est effectuée dans la zone de stabilité de la biotite avec une néocrystallisation de muscovite sur les plans de cisaillement "C" (Marckmann, 1984). Cette déformation dextre synchrone de la mise en place du granite de Chanon est antérieure à la mise en place des leuco-

granites de la Marche qui recoupent les structures mylonitiques ductiles dextres.

La datation à 323 ± 6 Ma (Rb/Sr sur roche totale, Quenardel *et al.*, 1991) du Namurien du massif syntectonique de Chanon suggère un âge Namurien pour le jeu (ou rejoué) dextre de la faille de la Marche lors de la mise en place du granite, âge minimum car il est possible que la datation obtenue ait été rajeunie par les nombreuses intrusions de leucogranites namuro-westphaliens qui traversent le granite de Chanon ; le fonctionnement dextre de cette faille pourrait-être plus ancien, Viséen ?

• Les cisaillements senestres

La partie occidentale de la faille de la Marche (fig. 2 et 9)

Les leucogranites du Bois de Chabanne et de la Marche occidentale sont déformés sur toute leur largeur le long de la faille de la Marche. Ils présen-

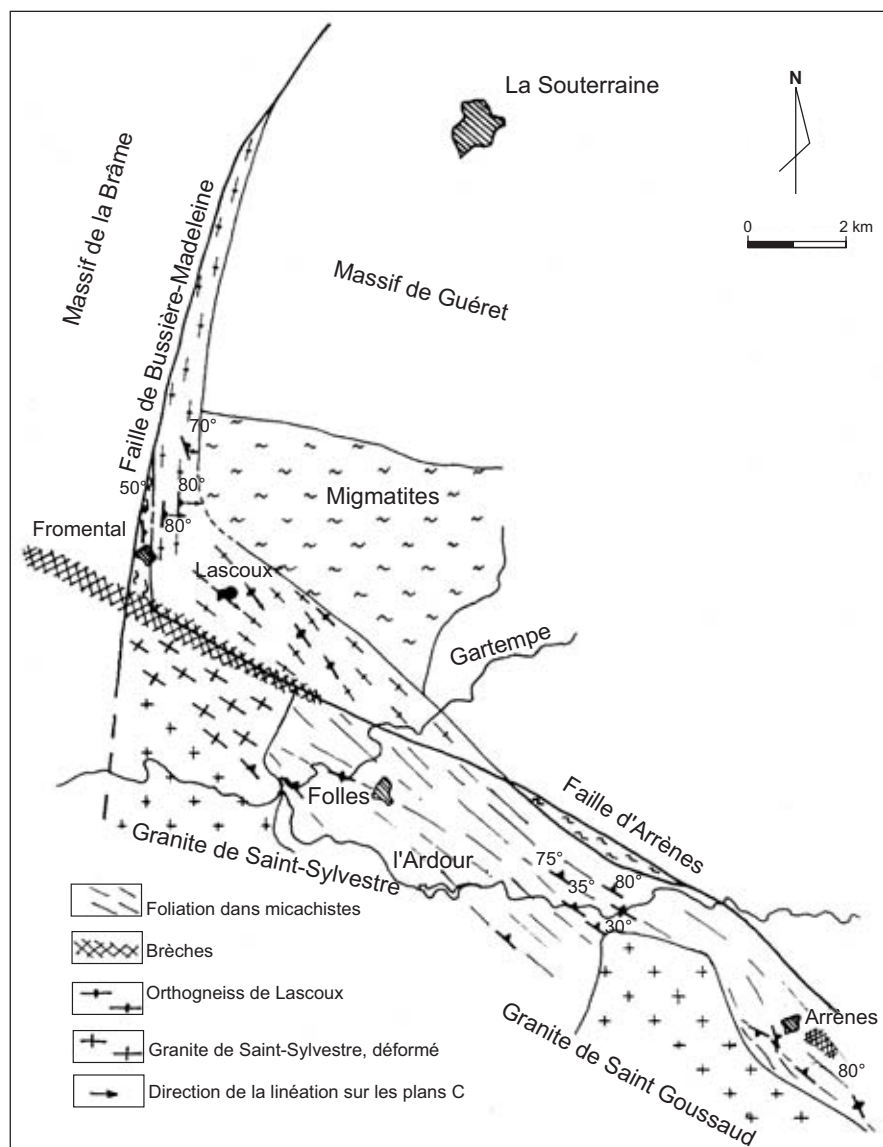


Fig. 10.- Carte schématique de la zone d'intersection des failles d'Arrènes et de Bussière-Madeleine (Rolin, 1987).

Fig. 10.- Schematic map of the intersection zone between the Arrènes and Bussière-Madeleine faults (Rolin, 1987).

tent une foliation mylonitique "S" verticale de direction N100° à N140° recoupée par des plans de cisaillement "C" N90°. La linéation d'étirement portée par les plans de cisaillement plonge de 10 à 20° vers l'est. Ces structures ainsi que la rotation des minéraux indiquent un cisaillement ductile senestre le long de la faille de la Marche occidentale et centrale (Choukroune *et al.*, 1983 ; Lerouge *et al.*, 1983 et Rolin, 1987).

La faille de Boussac (fig. 2)

Elle provoque le redressement à la verticale des foliations des roches

métamorphiques du Plateau d'Aigurande, et se manifeste par des structures de cisaillement senestres (plans striés, structures sigmoïdes) réalisées en condition faiblement métamorphique (zone à chlorite). Ces structures correspondent à des plans de cisaillement "C" de direction N85°, d'espacement décimétrique ou plus, qui recoupent la foliation des gneiss (N100°) en la tordant en senestre. Ces plans portent des stries horizontales. Une bréchification affecte les roches le long de la faille. Cette faille se raccorde à l'ouest à la zone mylonitique ductile senestre de la faille de la Marche.

Le tronçon occidental de la faille de la Marche prolongé par la faille de Boussac a fonctionné en cisaillement ductile senestre pendant ou peu après la mise en place des leucogranites de la Marche (datés à 317 ± 9 Ma - âge Rb/Sr - Quenardel *et al.*, 1988). Aucune précision de ce jeu n'est possible faute de donnée, mais la déformation ductile des leucogranites suggère une déformation sur un matériel encore chaud, soit, compte tenu de l'âge du granite du Bois de Chabanne, probablement au cours du Namuro-Westphalien.

Les failles bordières de la partie occidentale du massif de Guéret

L'extrémité occidentale du massif de Guéret est constitué de granodiorites et monzogranites peralumineux mis en place vers la fin Dévonien supérieur. Ces granites sont limités à l'ouest par le massif de la Brême duquel ils sont séparés par la faille normale de Bussière-Madeleine. Ils sont limités au nord par les failles de la zone de Cisaillement de la Marche Combrailles et au sud-est par les failles d'Arrènes la Courtine qui séparent le massif de Guéret du Limousin et du massif de Saint-Sylvestre.

La faille normale de Bussière-Madeleine

Orientée N20°, cette faille recoupe les failles de direction armoricaine et sépare le massif de Guéret de celui de la Brême (fig. 2 et 10).

Elle se matérialise par une zone d'orthogneissification qui affecte la bordure ouest du granite de Guéret et la bordure orientale du massif de la Brême (fig. 10). Le granite orthogneissifié de Guéret présente une foliation "S" marquée par l'orientation des phénocristaux dans un plan moyen orienté N100° plongeant de 60 à 80° vers l'est, reprise par des plans de cisaillement "C" verticaux orientés N100° portant des stries verticales. Ces structures ont été interprétées comme des structures "C" et "S" résultant d'un cisaillement normal post magmatique avec abaissement du compartiment est (Rolin, 1987). Les données géochronologiques sur le massif de la Brême permettent d'attribuer pour le jeu de cette faille, un âge Viséen-Namurien. La faille normale de Bussière-Madeleine est interprétée comme une surface de décollement (Lameyre *et al.*, 1988) ou comme une faille de détache-

ment se raccordant à l'accident plat mise en évidence entre un granite du massif de Guéret et des migmatites à cordiérite (Faure *et al.* (1993). Le glissement vers le sud-est du massif de Guéret sur les gneiss sous-jacents du Limousin est en accord avec le fonctionnement respectivement en senestre au nord et dextre au sud des failles bordières du massif (Faure et Pons, 1991 ; Faure *et al.*, 1993).

Les failles d'Arrènes et de La Courtine

Ces failles appartiennent au système de failles d'Ouzilly - Arrènes - La Courtine, qui constitue un alignement de grandes failles de direction armoricaine qui traverse tout l'ouest du Massif central (fig. 2), (Rolin, 1987 et Lerouge, 1988). La faille d'Ouzilly au nord-est, sépare les séries métamorphiques du Confolentais des leucogranites de la Marche occidentale. La faille d'Arrènes au centre, constitue la bordure sud du Massif de Guéret. La faille de la Courtine au sud-est, limite de massif de Guéret de la série métamorphique d'Ussel. La continuité initiale de cette longue fracture est interrompue par le "horst" de la Brame (fig. 2 et 10), et par le jeu senestre de la faille d'Argentat qui décale un tronçon de la faille d'Arrènes vers le nord (Rolin, 1987 ; Lerouge, 1988). Elle se prolonge à l'est du Sillon Houiller, après un rejet de 70 km, par la faille dextre de Sainte-Christine (Barbarin et Belin, 1982) en bordure de la série de la Sioule.

La faille d'Ouzilly apparaît actuellement comme une limite d'intrusion des leucogranites de la Marche occidentale au contact de granites calco-alcalins dévoniens du Confolentais. Elle est jalonnée d'une mince zone de brèches de puissance inférieure à 10 m qui ne semble pas affecter les leucogranites. La cinématique dextre de la faille d'Arrènes se traduit par une orthogneissification de la bordure du granite de Guéret (fig. 10), qui présente une schistosité mylonitique N95 à N120° et des plans de cisaillement "C" verticaux N125° à N150° portant des stries pentées de 20 à 30° vers l'est (Rolin, 1987, Lerouge, 1988). La cinématique de cette faille se traduit également par des structures de cisaillement dans les micaschistes du Thaurion et les gneiss du Limousin redressés à la verticale le long de la faille (plans de cisaillement verticaux recoupant et tordant en dextre la foliation).

Au sud-est du massif de Guéret, le long de la faille de la Courtine (fig. 2), les mylonites de migmatites présentent des plans de cisaillement "C" dextres d'espacement décimétrique à centimétrique, qui recoupent et tordent la schistosité "S" portant des stries et une linéation minérale subhorizontale. Une lame plurihéctométrique de granite orthogneissifié, intrusive en bordure de cette faille, présente également des structures mylonitiques dextres de mêmes attitudes. La déformation des migmatites et du granite s'est effectuée dans la zone de stabilité de la biotite.

Le fonctionnement de la zone de cisaillement d'Ouzilly-Arrènes-La Courtine s'est produit au Tournaisien - Viséen entre la mise en place vers la limite Dévonien-Tournaisien du granite déformé de Guéret daté à 356 ± 10 Ma (Rb/Sr sur roche totale Berthier *et al.*, 1979) et celle du massif leucogranitique de la Brame et de Saint-Sylvestre datés par U/Pb sur zircon, à 324 ± 4 Ma (Hollinger *et al.*, 1986) contemporain qui recoupe cette longue faille et qui ne sont pas affectés par celle-ci. La faille de Sainte-Christine qui prolonge la dislocation à l'est du Sillon houiller est cachetée par les dépôts volcano-sédimentaires viséens supérieur (base du Viséen supérieur) de la Sioule (Barbarin et Bellin, 1982). Ainsi, le fonctionnement de ce cisaillement dextre se situerait au Tournaisien - Viséen moyen.

Les failles du Confolentais

Cette région, particulièrement riche en granitoïdes, située à l'est de la Vienne, est encadrée au nord par la faille d'Ouzilly décrite ci-dessus, à l'est et au sud-est par la faille ductile normale de Nantiat et elle est traversée par les failles décrochantes NW-SE de la Gartempe, d'Availles-Limouzine et de Négrat et d'Oradour-sur-Glane.

Les failles de la Gartempe

Il s'agit d'un faisceau de failles divergeant vers l'est (fig. 11), qui affecte dans le Confolentais l'unité micaschisteuse de la Gartempe, et dont l'une des branches sépare cette unité de celle de Mézières-sur-Issoire ; à l'est, ces failles se raccordent aux mylonites périphériques du dôme migmatitique de Lanneau (Floc'h *et al.*, 1993).

La déformation transcurrente, bien développée dans des orthogneiss inclus

dans les micaschistes de la Gartempe se traduit par une forte texture planolinéaire avec une linéation subhorizontale et des structures "C" et "S" dextres verticales (Floc'h *et al.*, 1993).

Le fonctionnement des accidents dextres est antérieur à synchrone de la mise en place diapirique du dôme migmatitique de Lanneau sur lequel ils se moulent (Floc'h *et al.*, 1993). Le jeu dextre peut être rapporté à la fin de l'anatexie régionale, qui est datée à proximité (migmatites d'Oradour/Glane) à 375 ± 7 Ma (Duthou, 1977).

Le faisceau de failles d'Availles-Limouzine

Traversant le seuil du Poitou, la faille d'Availles-Limouzine se subdivise dans le Confolentais en plusieurs failles selon un dispositif en queue de cheval caractéristique. Trois failles principales constituent ce faisceau : la faille d'Availles-Limouzine affectant des intrusions calco-alcalines en bordure de la couverture sédimentaire du seuil du Poitou (fig. 11), la faille d'Oradour-sur-Glane issue de la précédente qui affecte les gneiss du Confolentais ainsi que les granites de Vaulry-Cieux et de Blond, la faille de Négrat qui traverse le massif monzonitique folié de Négrat, et le massif dioritique de Saulgond coupé en deux (fig. 11).

La faille d'Oradour-sur-Glane

Elle tangente les massifs calco-alcalins westphaliens d'Esse et de Brillac (non déformés), le leucogranite namurien de Blond (orienté) et traverse le massif de Vaulry-Cieux. Son jeu précoce au Carbonifère inférieur se traduit dans les formations gneissiques et migmatitiques du socle ainsi que dans les tonalites d'Availles par des mylonites ductiles, présentant une schistosité mylonitique et des plans de cisaillement verticaux dextres. Ce jeu précoce produit également une réorientation synmagmatique des phénocristaux de feldspaths potassiques des granites du massif de Vaulry-Cieux le long de la faille. Dans la tonalite d'Availles et les gneiss la déformation s'est effectuée en conditions faiblement métamorphiques (zone de stabilité de l'épidote et de la chlorite) et, dans le granite de Vaulry-Cieux en conditions sub-solidus. Cette dernière déformation traduit un jeu dextre lors de la mise en place de ce

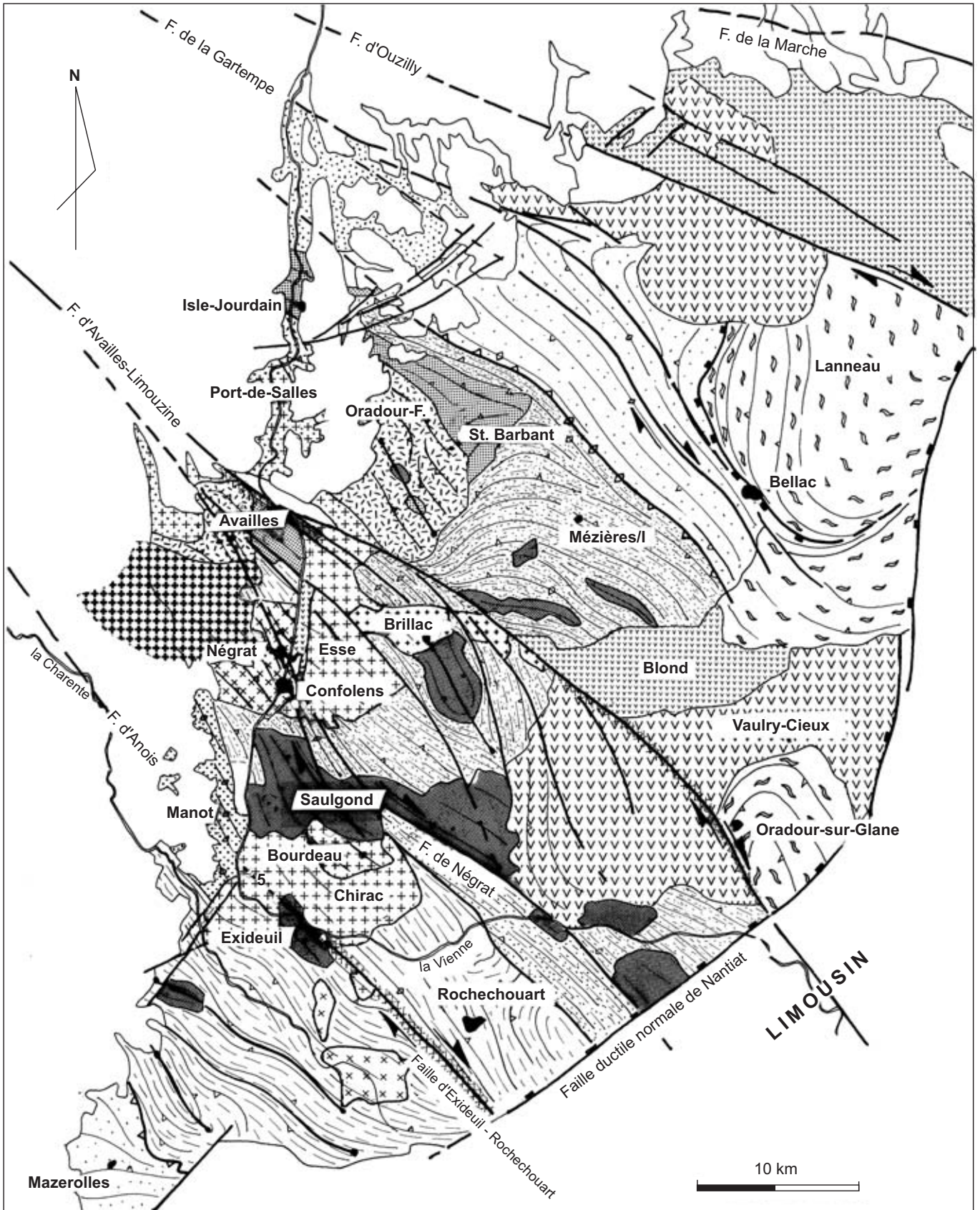


Fig. 11.- Schéma structural du Confolentais localisant les grandes unités magmatiques.

Fig. 11.- Structural sketch map of Confolentais showing the location of the main magmatic units.

massif granitique (Chèvremont *et al.*, 1992) vers le Tournaisien (âge 352 ± 17 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale, Duthou, 1977).

Le rejeu au Carbonifère supérieur de cette faille se traduit par un rejet horizontal dextre estimé à 4 km compte tenu du décalage cartographique des faciès du massif tournaisien de Vaulry-Cieux (Chèvremont *et al.*, 1992). Cette faille affecte ductilement le massif de Blond qui présente une orientation planaire très nette à son contact et une déformation protomylonitique.

Ce massif de Blond est syntectonique pour Soufi (1988) et Chèvremont *et al.* (1992) : il s'est mis en place dans un contexte cisailant lié à un raccourcissement subméridien, qui explique 1) l'allongement E-W du massif (la compression ayant empêché le gonflement du pluton en direction méridienne) ; 2) l'orientation planaire fluidale E-W des minéraux notamment des phénocristaux ; 3) la réorientation de cette fabrique planaire à proximité de la faille d'Oradour-sur-Glane ; 4) des couloirs de cisaillement N60 à N 70° senestre. L'âge à 319 ± 7 Ma obtenu sur ce granite par la méthode U/Pb sur zircon (Alexandrov *et al.*, 2000), interprété

comme étant l'âge de cristallisation du magma, atteste du rejeu dextre de la faille d'Oradour-sur-Glane vers le Namurien.

La faille de Négrat affecte le socle du Confolentais, traverse le massif monzonitique folié de Négrat (fig. 12) et le massif dioritique de Saulgond qu'elle coupe en deux compartiments décrochés en dextre de 5 à 6 km (fig. 11) puis affecte la bordure méridionale de l'unité de Mézières-sur-Issoire, et finalement bute contre la faille de Nantiat à l'est. Cette faille n'affecte pas les massifs de Confolens et d'Esse qui l'oblitérent (fig. 11 et 12). Le massif de Négrat présente une torsion cartographique dextre de la foliation magmatique de part et d'autre de la faille (Rolin *et al.*, 1999) ce qui suggère un fonctionnement de cette faille syn mise en place du massif (fig. 12) : plus précisément au Tournaisien - Viséen inférieur (datation de la monzonite de Négrat : 349 ± 8 Ma., Bertrand *et al.*, 1998, par la méthode U/Pb sur zircon).

La faille de Nantiat

De direction subméridienne, cette faille est une faille normale qui assure les limites entre le Confolentais et le

Limousin et entre le Massif de la Brame et la partie occidentale du Massif de Guéret (fig. 2).

Cette structure correspond à une faille jalonnée de puissantes cataclasites qui recoupe une faille normale ductile pentée vers l'ouest soulignée par un couloir de foliation mylonitique imprimée dans le granite de la Brame portant une linéation minérale de pendage nord-ouest (Faure, 1995).

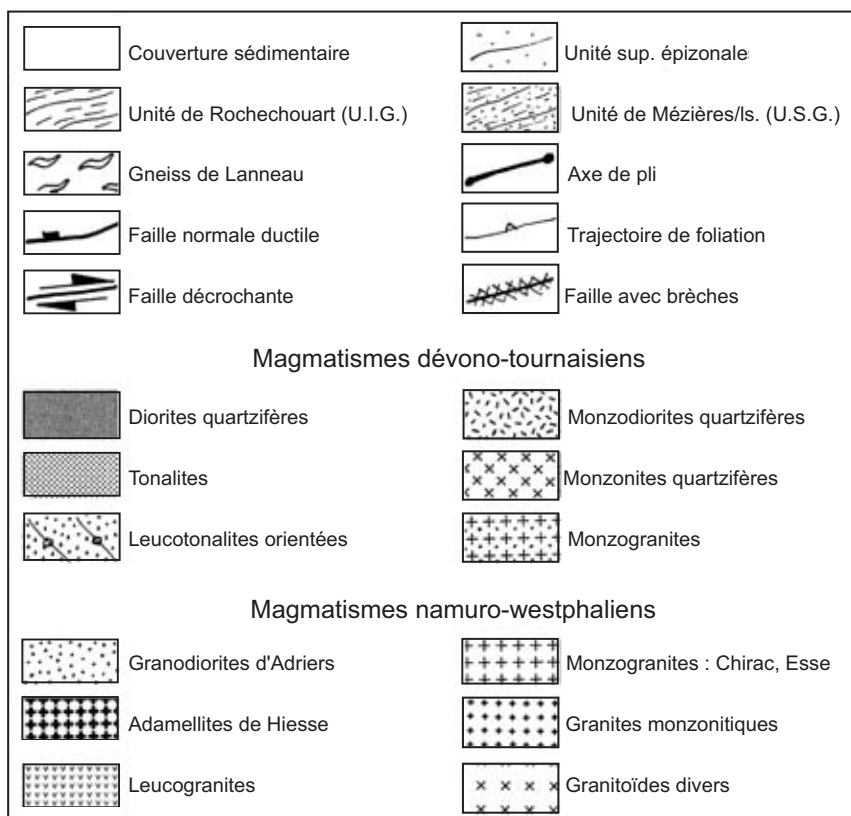
Le jeu normal de la faille de Nantiat se produit pendant la mise en place des granites du massif de la Brame ; le Confolentais glissant vers le nord-ouest le long de cette faille par rapport au massif de Guéret, au Limousin et au massif de la Brame (Faure, 1995). Les travaux pétrographiques et de terrain (Chenevoy, 1958) montrent que le massif de la Brame et celui de St Sylvestre (fig. 11) sont cogénétiques et de mise en place contemporaine. La datation à 324 ± 18 Ma du granite de la Brame (Rb/Sr sur roche totale, Duthou, 1977) et l'âge U-Pb à 324 ± 4 Ma obtenu sur le granite de Saint-Sylvestre (Hollinger *et al.*, 1986) permet d'attribuer un âge à la limite Viséen - Namurien pour ces granites et donc pour le fonctionnement de la faille normale ductile de Nantiat.

Les failles du Limousin

Le Limousin est limité au nord par la faille d'Arrène, à l'ouest par la faille de Nantiat, au sud (Bas-Limousin) par le recouvrement sédimentaire du bassin d'aquitaine, à l'est par la faille d'Argentat qui borde le Millevaches. Dans le Bas-Limousin, ce secteur est découpé par deux décrochements : la faille d'Estivaux et le Décrochement du Bas-Limousin.

Le décrochement senestre d'Estivaux (fig. 2)

C'est une faille verticale qui isole l'unité de Thiviers-Payzac des gneiss du Limousin au nord. Vers l'ouest, elle est relayée par une faille normale ductile de direction NE-SW, la faille de Thiviers (Roig *et al.*, 1996). De direction E-W sur une partie de son parcours, cet accident se réoriente dans sa partie orientale en direction NW-SE. Il est jalonné sur une partie sud de son parcours par le granite calcaire d'Estivaux, intrusif dans l'unité de Thiviers-Payzac.



Légende de la figure 11.

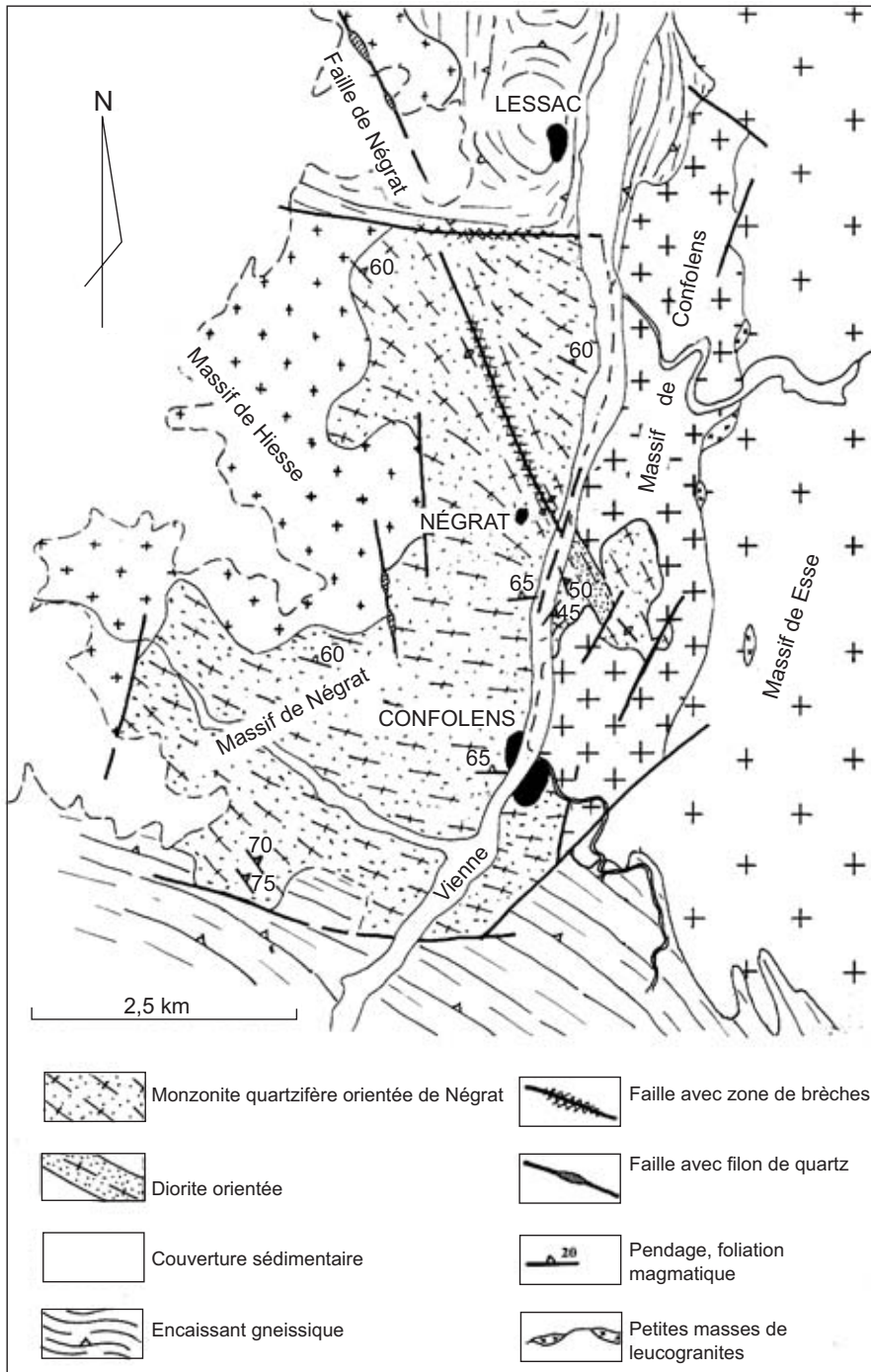


Fig. 12.- Schéma structural du massif monzonitique de Négrat, ses relations avec la faille de Négrat et les massifs tardifs d'Esse et de Confolens.

Fig. 12.- Structural sketch map of the Négrat monzonite massif showing relationships with the Négrat Fault and the Esse and Confolens granite massifs.

L'Unité de Thiviers-Payzac, en contact avec les gneiss du Limousin par la faille d'Estivaux, est structurée par une succession d'antiformes et de synformes très resserrés, à plans axiaux subverticaux et à axes horizontaux. La foliation verticale plan axial de ces plis porte une linéation horizontale qui résulte d'une tectonique plus ou moins complexe en partie en relation avec une cinématique

senestre du décrochement d'Estivaux. Le granite calco-alcalin d'Estivaux, intrusif dans cette unité est déformé et orthogneissifié le long de la faille d'Estivaux. L'analyse cinématique et l'étude structurale réalisée sur ce granite démontre sa mise en place synchronique dans un contexte cisailant senestre (Ledru et Autran, 1987 ; Ledru *et al.*, 1989 ; Roig *et al.*, 1996 ; Roig, 1997).

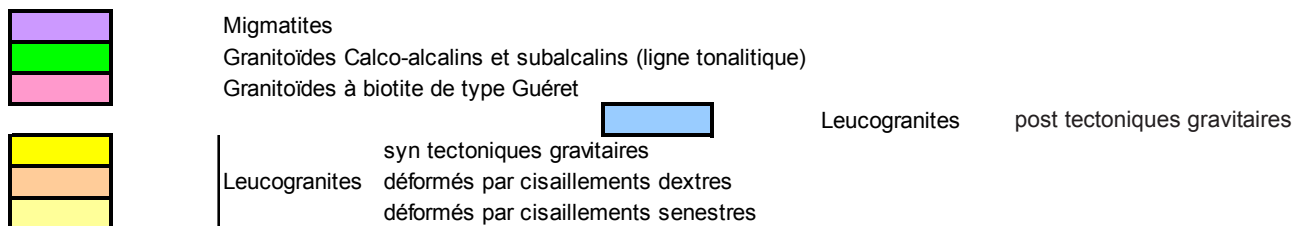
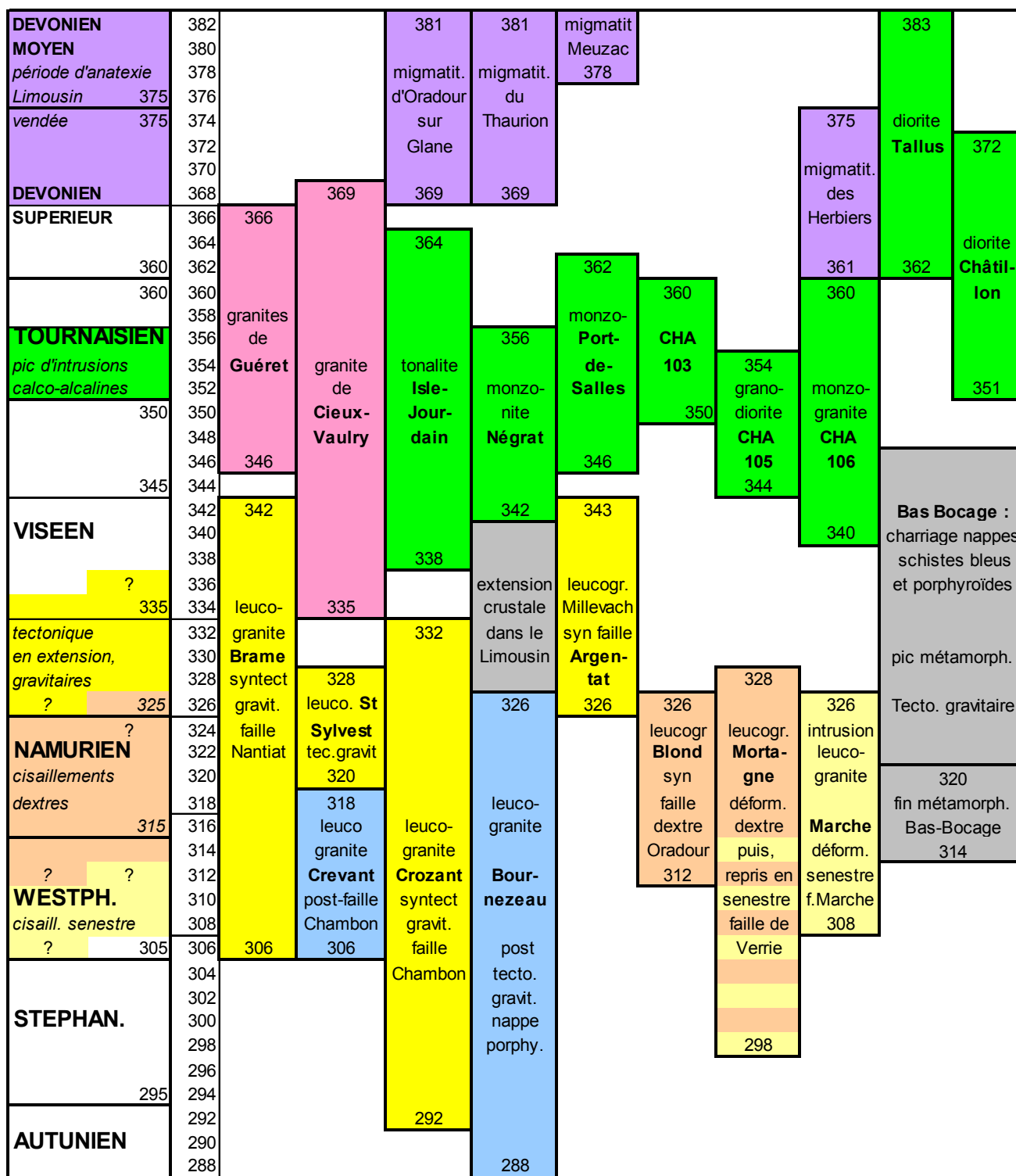
La faille d'Estivaux et la faille de Thiviers accommodent un déplacement global de l'unité de Thiviers-Payzac vers le sud-est (Roig *et al.*, 1996, Roig, 1997). Une datation à $346 \pm 3,5$ Ma. (Viséen inférieur) a été obtenue sur le granite synchronique d'Estivaux ($^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur biotite Roig *et al.*, 1996) ; elle permet de rattacher le cisaillement d'Estivaux aux décrochements précoces hercyniens. Mais, cet âge $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ correspond en fait à l'âge du refroidissement du granite vers $350-300^\circ$ et non à celui de sa mise en place, qui peut être nettement plus ancien (par exemple, les datations $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ obtenues sur les granites de Saint-Sylvestre et de la Marche occidentale sont plus jeunes de 10 à 14 Ma que l'âge U/Pb sur zircon, correspondant à l'âge de mise en place des granites, Scaillet *et al.*, 1996). En définitive, un âge Tournaisien, voire limite Tournaisien - Dévonien (355-360 Ma) est possible pour ce granite, et donc pour le jeu de la faille.

Le Décrochement sud-limousin (fig. 2)

La limite tectonique entre l'unité de Génis et l'unité de Thiviers - Payzac, correspond à une limite lithologique interprétée par Roig *et al.* (1996, Roig (1997) ; Roig et Faure, (1998) comme un cisaillement ductile dextre d'extension $N110^\circ$. Les structures de cisaillement dextre associées à ce cisaillement sont présentes dans les deux unités. Elles sont contemporaines d'une paragenèse minérale du faciès schiste vert, témoignant de la postériorité du cisaillement dextre sur le cisaillement senestre, effectué en conditions plus métamorphiques. La postériorité du cisaillement dextre est également montré par de nombreuses observations de reprises de structures de cisaillement senestres par les dextres dans un granite (du Saut du Saumon) intrusif dans l'unité de Thiviers - Payzac (Roig, 1997). Aucun élément de datation n'est disponible sur ce cisaillement, mais, étant situé à proximité du prolongement de la faille de Parthenay en bordure sud-ouest du Limousin, il pourrait constituer une branche annexe, ou satellite, de cette dernière, et donc avoir un âge Namuro-Westphalien.

La Faille d'Argentat (fig.2)

Elle correspond à une large zone de mylonites ductiles à pendage ouest, de quelques centaines de mètres à plusieurs kilomètres de large développée dans des



Tabl. 1.- Tableau des âges de diverses intrusions varisques tenant compte des fourchettes d'erreur. L'échelle chronologique est celle de Odin et Odin (1990).
 Table 1.- Ages of various Hercynian intrusions taking into account the error bars. Time scale from Odin and Odin (1990).

leucogranites (Faure, 1995 ; Roig et Faure, 1996 ; Roig *et al.*, 1996). Un faisceau d'accidents fragiles senestres, soulignés de cataclasites et de gouges, la recoupe (Labernardière, 1970 ; Labernardière *et al.*, 1992).

Pour Mattauer *et al.* (1988) la faille d'Argentat serait une faille normale ; pour Feix *et al.* (1987), il s'agit d'un décrochement dextre ; pour Ledru et Autran (1987), Faure (1995) et Roig (1997), c'est une faille normale dextre responsable du glissement gravitaire et de l'enfoncement du Limousin par rapport au Millevaches.

La déformation ductile des leucogranites et des micaschistes se traduit par une foliation pentée de 60 à 70° vers l'ouest portant une linéation d'alignement de minéraux orientés au nord-ouest (Lameyre, 1984, Ledru et Autran, 1987). Les critères de cisaillement associés à cette linéation indiquent un jeu normal dextre pour cette faille, synchrone ou légèrement tardif par rapport à la mise en place des granites déformés.

La tectonique ductile liée à cette cinématique en faille normale a affecté les granites qui bordent la faille pendant et peu après leur mise en place. Les datations Rb/Sr sur roches totales disponibles sur ces granites (332 ± 6 et 336 ± 7 Ma ; 332 ± 16 Ma, Monier, 1980) et les âges $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur muscovites : 335 ± 4 et 337 ± 4 Ma, *in* Roig, 1996) obtenus sur des muscovites post-foliales dans les gneiss du Limousin proches de la faille et issues d'une circulation de fluides synchrone de la mise en place des granites du Millevaches (Roig, 1997) attestent du jeu ductile au Viséen moyen ou supérieur de cette faille, soit en prenant les données extrêmes des fourchettes d'erreurs entre 343 et 326 Ma (cf. tabl. 1).

En résumé

Les cisaillements reconnus de la Vendée à l'ouest du Massif central s'inscrivent dans une période comprise entre le Dévonien supérieur et le Westphalien, de 365 à 305 Ma soit sur environ 60 millions d'années. Ces cisaillements sont généralement localisés en limites ou au sein même de granitoïdes et exprimés selon des couloirs ductiles dextres ou senestres qui témoignent d'une déformation mylonitique qui apparaît contemporaine sinon de la mise en place de ces granitoïdes, du

moins de leur refroidissement. La plupart de ces couloirs ont des directions NW-SE et se situent dans le prolongement vers le sud-est du C.S.A. selon un dispositif en queue de cheval caractéristique. Des cinématiques dextres et senestres ont été reconnues ; les dextres dans la plupart des régions étudiées ; les senestres dans les massifs de Mortagne, Parthenay et de La Marche et parfois pour des accidents de direction proche de celle des failles dextres. Ceci pose le problème de la chronologie relative de leur cinématique et de leur interprétation en terme de rotation des directions de raccourcissement. Des zones de cisaillement en failles normales ont été reconnues en Vendée et dans l'ouest du Massif central ; elles témoignent d'une tectonique en extension du Viséen au Namurien déjà mise en évidence dans d'autres secteurs de la chaîne varisque.

Discussion

L'interprétation des faits présentés ci-dessus n'est pas univoque, mais le plus souvent est l'objet de controverses portant sur plusieurs points. Ainsi, dans cette discussion, nous aborderons successivement :

- les relations possibles entre les failles en extension, les décrochements et les failles de transfert ;
- la rotation apparente des directions principales de raccourcissement ;
- la signification de l'axe anatectique Vendée - Creuse.

Nous discuterons enfin d'un modèle d'évolution géodynamique de ce tronçon de la chaîne varisque d'Europe occidentale.

Relations failles d'extension, décrochements et failles de transfert

La grande nouveauté structurale de cette dernière décennie est la mise en évidence d'un amincissement crustal correspondant à l'effondrement gravitaire de la chaîne hercynienne du Dinantien au Namurien. Cette phase en extension a été identifiée dans de nombreux secteurs du Massif central (Faure et Pons, 1991 ; Faure *et al.*, 1993 ; Faure et Becq-Giraudon, 1993 ; Faure, 1995) et en Bretagne méridionale (Gapais *et al.*, 1993). La reconnaissance de cette tectonique en extension a conduit au réexamen de nombreux décro-

chements, attribués antérieurement à la période de collision et à les réinterpréter comme des failles de transfert, guidant l'effondrement de certains blocs : 1) massif de Guéret glissant vers l'est le long de la faille normale de Bussière-Madeleine entre les failles senestres de la Marche et de Boussac au nord et la faille dextre d'Arrènes - la Courtine au sud ; 2) le glissement du Limousin vers l'ouest, le long de la faille normale d'Argentat guidé au nord par la faille dextre d'Arrènes ; 3) le glissement vers l'ouest du Confolentais le long de la faille normale de Nantiat guidé au nord par la faille dextre d'Ouzilly.

Cette réinterprétation des décrochements en failles de transfert est basée sur :

1) des structures internes des granites déformés par les failles normales et décrochantes compatibles avec une cinématique de glissement gravitaire de blocs ;

2) des âges disponibles sur ces granites qui, compte tenu de fourchettes d'erreurs importantes, tendent à montrer que les jeux en failles normales et en décrochements peuvent faire partie de la même dynamique viséo-namurienne ; exemples : le leucogranite du Bois de Chabanne syn-cinématique du jeu senestre de la faille de la Marche daté à 317 ± 9 Ma (âge Rb/Sr roche totale - Quenardel *et al.*, 1988) ; le granite de Blond, syn-cinématique du jeu dextre de la faille d'Oradour-sur-Glane datée à 319 ± 7 Ma (âge U/Pb sur zircon - Alexandrov *et al.*, 2000) ; le granite de la Brame - Saint-Sylvestre déformé par le jeu normal de la faille de Nantiat daté à 324 ± 4 Ma (âge U/Pb sur zircon - Hollinger *et al.*, 1986).

Les incohérences du modèle de faille de transfert

La faille d'Arrènes - la Courtine se prolonge à l'est du Sillon Houiller par la faille de Sainte-Christine cachetée par le Viséen supérieur. Les datations disponibles montrent que le jeu dextre de cette faille de Sainte-Christine est antérieur à la base du Viséen supérieur daté (Lapaduhargues *et al.*, 1966), et ne semble donc pas synchrone du jeu normal de la faille de Bussière-Madeleine daté limite Viséen supérieur-Namurien. D'autre part, lors du glissement gravitaire vers l'est du bloc de Guéret, la faille senestre de la Marche prolongée de celle de Boussac forme une structure courbe, à concavité nord-ouest, qui aurait dû s'ouvrir et livrer passage à

un important magmatisme, sans rapport avec celui existant (Quenardel *et al.*, 1991). Soulignons également, que le jeu senestre de la faille de la Marche n'est pas limité à la bordure nord du Massif de Guéret comme le figure le modèle de Faure *et al.* (1993, fig. 10 p. 470), il se poursuit bien plus à l'ouest, le long de la faille de la Marche occidentale (Lerouge, 1983 ; Rolin, 1987 ; Quenardel *et al.*, 1988) ; ce n'est donc pas une simple faille de transfert.

L'axe granitique Mortagne – Parthenay – La Marche, que l'on pourrait prolonger par l'axe leucogranitique d'Avallon au nord du Morvan, forme une structure très étroite, arquée, à concavité nord, de plus de 600 km de long, jalonnée de leucogranites déformés par des failles senestres en échelons : Cholet, la Verrie, La Madoire, Vasles, La Marche – Boussac et la faille d'Avallon (Rolin et Stussi, 1991). Cet axe, dont l'âge est compatible aux erreurs près des datations avec l'âge dinantien de la tectonique en extension, est difficilement interprétable du fait de sa forme arquée, de sa longueur (qui s'étend très largement au-delà du Massif de Guéret) comme une faille de transfert. Mais plutôt comme une zone de failles profondes qui limite, en Vendée, deux domaines structuraux importants (Matte et Hirn, 1988).

En bref, ces modèles présentent quelques incohérences, et il n'est nulle part démontré que les jeux viséo-namuriens des décrochements soient liés à la tectonique en extension, c'est seulement une hypothèse que nous contestons. Sans exclure un éventuel rôle des décrochements lors des derniers glissements des blocs, il nous semble aussi logique de proposer une autre hypothèse qui tient compte des âges évoqués : la tectonique en extension serait antérieure à la tectonique en décrochement namuro - westphalienne, l'écart entre les derniers jeux des failles normales et les premiers jeux décrochants étant compris dans les fourchettes d'erreurs des datations.

La rotation apparente des directions principales de raccourcissement et / ou de contrainte

Deux hypothèses ont été discutées au sujet des cinématiques senestres et dextres décrites : la première admet que ces cinématiques sont conjuguées et

résultent d'une direction de raccourcissement (Z) constante globalement méridienne (Choukroune *et al.*, 1983), la seconde explique ces jeux contraires par une rotation des directions de raccourcissement (Lerouge *et al.*, 1983 ; Rolin, 1987 ; Lerouge, 1988). En effet :

- la mobilisation des failles senestres (Verdon, Estivaux) et dextres précoces, de même direction, ne peut pas s'effectuer avec la même direction de raccourcissement : un changement de la direction de raccourcissement est nécessaire ;

- les cinématiques contraires sur deux segments d'une même faille ne peut recevoir d'explication dans la première hypothèse, c'est le cas pour la faille de la Marche (à jeu dextre sur son segment oriental, et senestre sur son segment occidental), et pour la faille de Cholet (à jeu dextre sur son segment oriental, à l'est du massif de Mortagne, et à jeu senestre sur son segment occidental, en bordure nord du massif de Mortagne - cf. ci-dessus et Le Métour *et al.*, 1989). Egalement, comment expliquer les jeux dextres et senestres des failles du faisceau étroit de la Zone de Cisaillement de la Marche Combrailles avec une direction de raccourcissement globalement constante ?

- jamais le synchronisme des jeux dextres et senestres n'a été démontré. D'autre part, dans les granites namuro-westphaliens de Parthenay et de Mortagne le recoupement des structures dextres par les senestres, et les conditions thermiques de la déformation senestre, toujours de plus basse température, argumentent l'existence d'un diachronisme net entre ces cisaillements dextres et senestres, ces derniers étant plus récents.

Ces objections nous incitent à retenir hypothèse d'une rotation des directions de raccourcissement à l'origine de l'enchaînement des déformations. La direction Z aurait oscillé : N-S à NE-SW au Dévonien inférieur et moyen, NW-SE au Dévonien supérieur (début du Tournaisien), sensiblement N-S au Tournaisien - Viséen inférieur. Suit une extension (X) E-W à NW-SE au Viséen moyen et supérieur (Z vertical ?), puis un raccourcissement de nouveau NNW-SSE au Namurien, puis NE-SW à ENE-WSW au Westphalien, et enfin de nouveau NNW-SSE au Stéphanien. Nous n'avons pas d'explication plausible à formuler pour expliquer

cette rotation, sinon qu'elle pourrait être liée aux mouvements relatifs des micro-blocs continentaux impliqués dans cette zone de collision par rapport aux vastes continents gondwanien et laurasien qui l'encadreraient.

Signification de l'axe anatectique et magmatique Vendée – Creuse

Faute de repères les rejets horizontaux (et même verticaux) des failles ne sont pas connus, aussi, toute tentative de reconstitution de la structure globale de la chaîne avant l'action des failles ne peut être que très approximative. Enfin, si l'on annule les jeux dextres (les plus marquants) des failles et procède à une reconstitution rétrotectonique de la position des blocs de la région étudiée, aux incertitudes près sur l'importance des rejets, on obtient une image de l'orogène hercynienne en Vendée - Massif central originale, qui, à notre avis doit se rapprocher de la structure de cette portion de la Chaîne (fig. 13) avant les décrochements.

La portion de socle, encadrée au nord par les failles de Cholet et de La Marche-Combraille et au sud par les failles de Mauléon - Bressuire et d'Ouzilly - Arrènes - La Courtine, apparaît uniquement constituée de migmatites et de granites. Elle constitue ainsi un axe remarquable quasiment continu du sud Bretagne au nord du Massif central : l'axe anatectique et granitique vendéo-creusois (fig. 13). La tectonique transcurrente y débute tôt, dès le Dévonien supérieur. C'est dans cette zone que l'on relève également les jeux transcurrents senestres westphaliens. Tous ces éléments suggèrent d'interpréter cet axe comme une remarquable zone de fusion pendant la période Dévonien supérieur - Tournaisien et donc de faiblesse crustale majeure, facilement sollicitée lors des mouvements transcurrents. Elle représente, à notre avis, la branche majeure du Cisaillement Sud Armoricaïn de la Vendée au Massif central.

Les plis carbonifères, relations avec les failles

La déformation souple du bâti hercynien, en conditions superficielles, est surtout marquée par des plis P3 post foliation régionale S1-2 de direction axiale N120 à 150° dans le Massif central (Autran et Guillot, 1975 ; Floc'h, 1983 ;

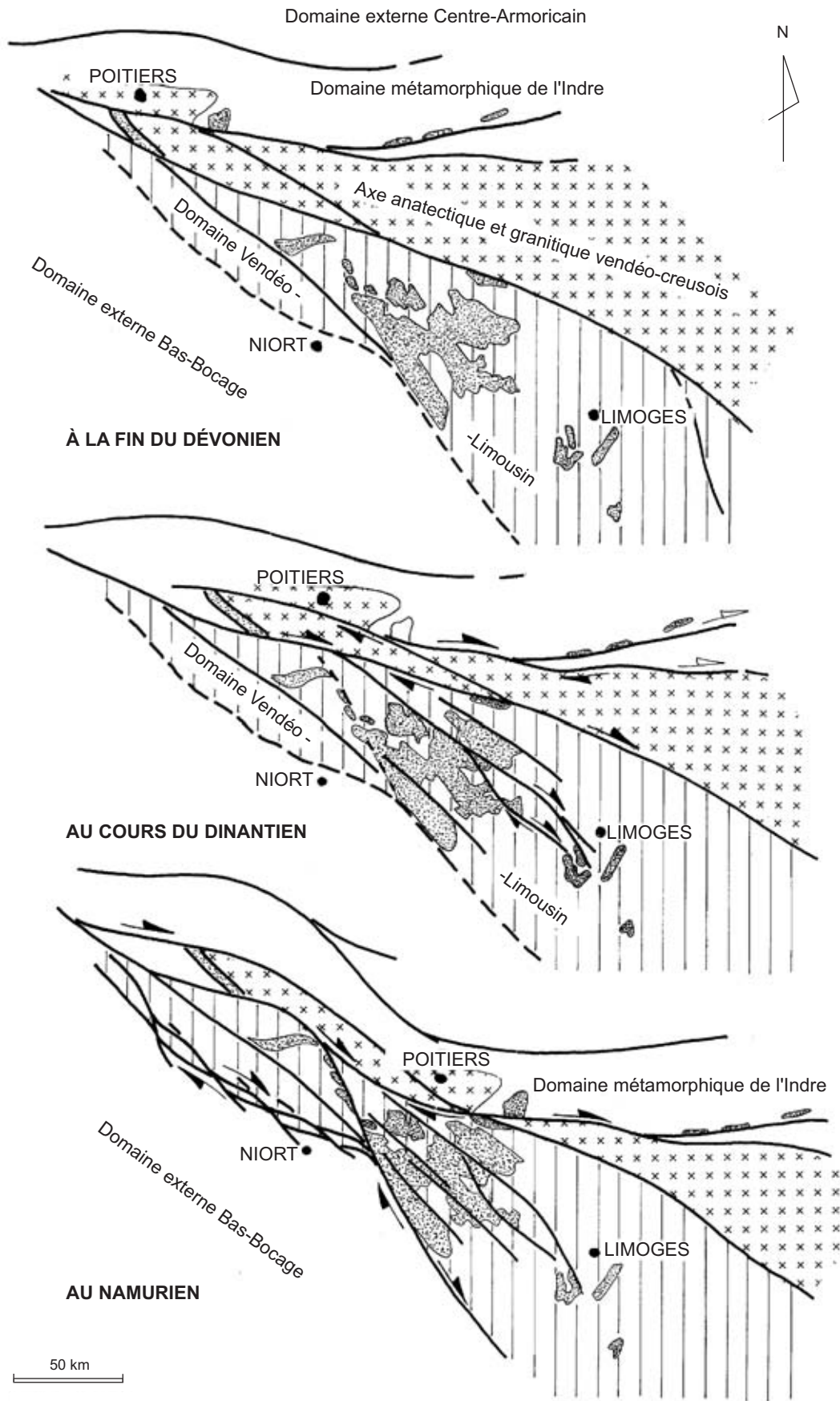


Fig. 13.- Reconstitution rétrotectonique de l'axe anatectique et granitique Vendée - Creuse et du domaine vendéo-limousin durant le Carbonifère.

Fig. 13.- Palinspastic reconstruction of the Vendée-Creuse anatectic and granitic axis and the Vendée-Limousin domain during the Carboniferous.

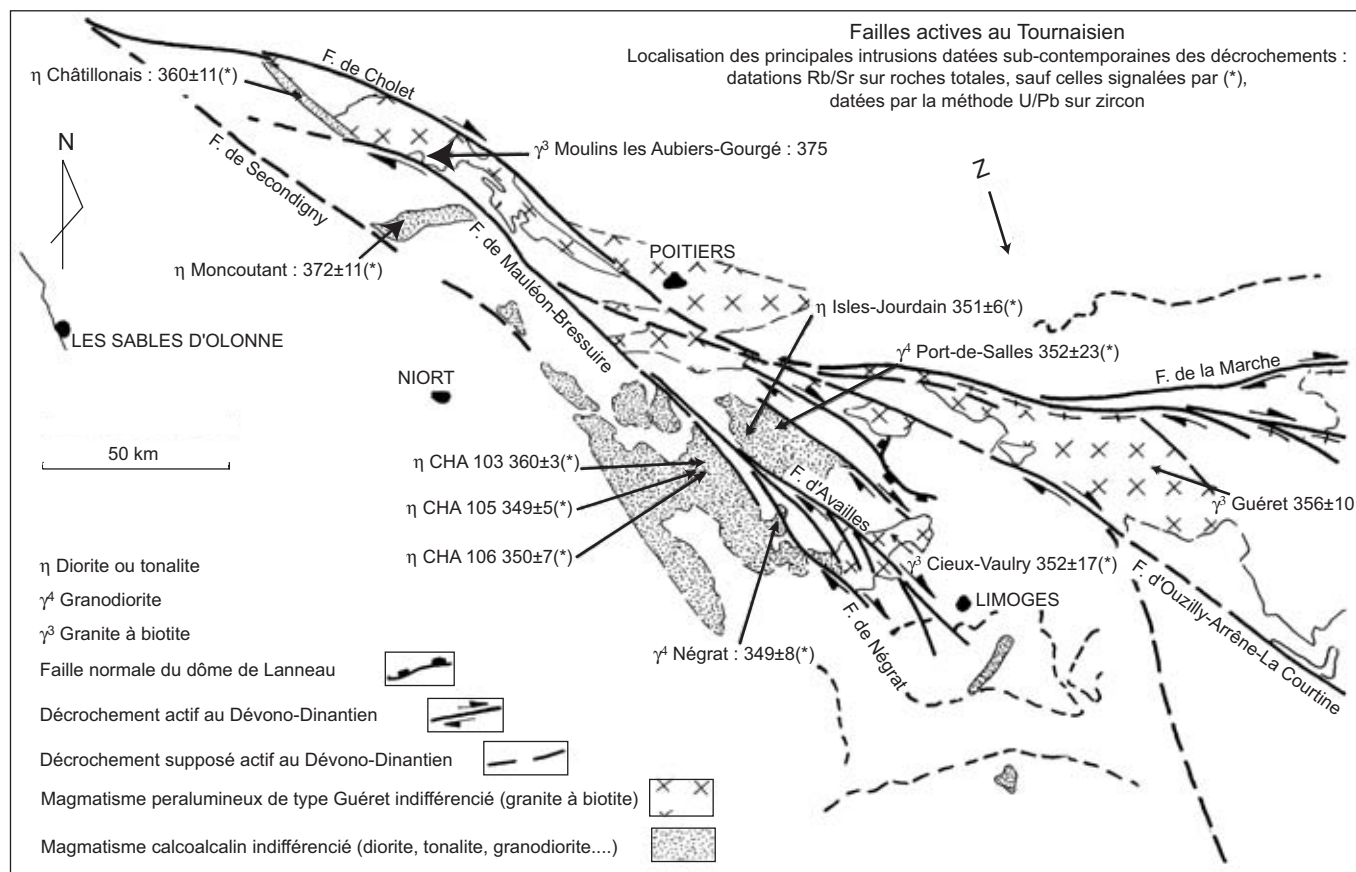


Fig. 14.- Schéma synthétique d'évolution des failles de Vendée et du Massif central occidental actives du Tournaisien au Viséen inférieur (360 – 345 Ma).

Fig. 14.- Synthetic evolution of the Vendée and western Massif Central faults from the Tournaisian to the Early Visean (360–345 Ma).

Rolin *et al.* 1999c) et en moyenne N120° dans le synclinorium de Chantonay et le haut bocage (Wyns, 1980 ; Bouton, 1990 ; Rolin, 1999b).

Ils sont droits et légèrement déjetés vers le sud ou sud-ouest, isopaques et parfois synschisteux (schistosité S3 de fracture ou de crénelation). Ces plis déterminent les mégastuctures d'échelle cartographique. La schistosité S3 qui leur est parfois associée, est symmétamorphe, soulignée de minéraux de métamorphisme de bas grade (faciès des schistes verts) marquée par de la biotite et muscovite de petites tailles. En Vendée, dans le synclinorium de Chantonay, l'axe des plis est oblique aux décrochements, en échelon, courbés en dextre à leur proximité (Bouton, 1990). Dans le Limousin et dans le Confolentais, ces plis P3, de taille kilométrique ou supérieur replissent les contacts de nappes (Guillot, 1981 ; Floc'h, 1982) et des intrusions calco-alcalines de la

ligne tonalitique (fig. 11). Ce plissement P3 est donc postérieur (ou tardif) à la mise en place des intrusions calco-alcalines qui s'effectue au Dévonien supérieur - Tournaisien, en moyenne vers 355 Ma (cf. tabl. 1). D'autre part, il se produit en climat métamorphique du faciès des schistes verts responsable de la cristallisation de minéraux dans la schistosité S3. Les âges radiométriques K/Ar sur minéraux de 360-350 Ma (Tournaisien) obtenus dans le Limousin (Cantagrel, 1973 ; Bernard-Griffiths, 1975 ; Pin et Peucat, 1986), datant la fermeture des réseaux cristallins entre 500 et 300°C et donc la fin du métamorphisme barrowien dans la région indiquent un âge tournaisien pour ce faciès des schistes verts, syn S3.

Les données présentées ci-dessus :

1) plissement des intrusions calco-alcalines du Confolentais (mises en place de la fin du Dévonien au Tournaisien) et,

2) les datations (du Tournaisien) du faciès schistes verts qui prévalait lors de l'apparition de la schistosité S3 synchrone du plissement P3 suggèrent un âge Tournaisien - Viséen inférieur pour ce plissement, sensiblement contemporain (sans être forcément synchrone) du jeu des décrochements dextres précoces (\approx Tournaisien - Viséen inférieur).

Il n'existe aucune évidence de pli P3 recoupé par une faille ductile normale, ni de faille normale replissée par des plis P3. Dans ce cas, il est difficile de discuter des relations entre ces plis et failles. Faure (1995) a envisagé qu'une partie des plis de direction NW-SE (P3) parallèles à la direction d'extension puisse être induit par l'étirement synchrone de cette tectonique. Nous n'excluons pas cette possibilité pour une partie des plis du Limousin, mais elle reste à démontrer.

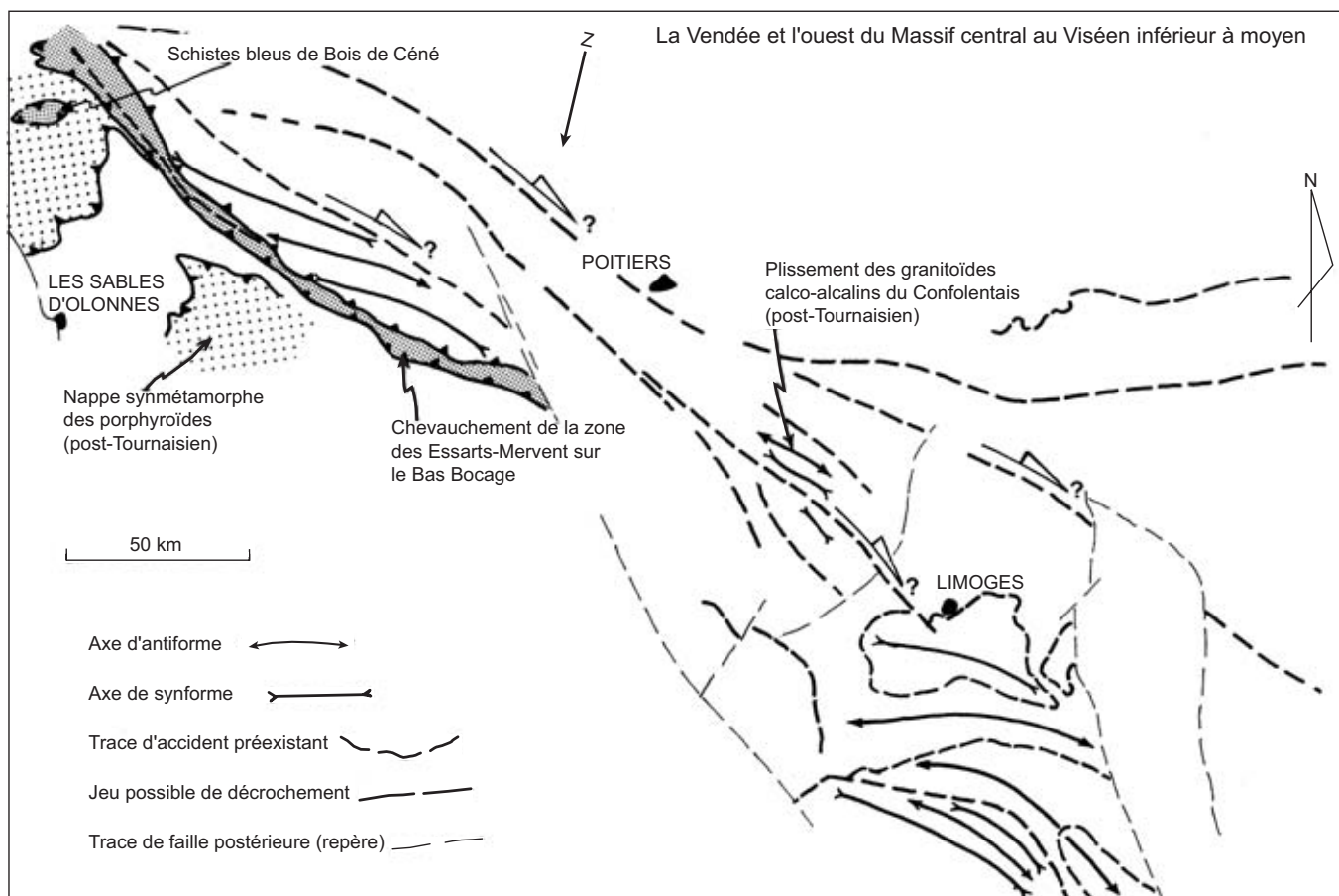


Fig. 15.- Déformation plicative synthétique de la Vendée et du Massif central occidental au Viséen inférieur à moyen.

Fig. 15.- Synthetic evolution of the Vendée and western Massif Central folds during the Early and Middle Viséan.

Proposition pour un modèle d'évolution géodynamique post-collision médio-varisque

Sommaire sur la collision médio-varisque (400-360 Ma)

L'édification de la zone interne varisque, qui précède l'apparition des structures décrites auparavant, résulte d'une tectonique de collision au cours du Dévonien (Arthaud et Matte, 1975 ; Autran et Cogne, 1980).

Dans le Massif central, la collision se caractérise par la mise en place de grandes nappes de charriage à vergence sud à sud-ouest (linéations N-S à NE-SW) au cours du Dévonien inférieur et moyen (Brun et Burg, 1982 ; Bouchez et Jover, 1986 ; Burg *et al.*, 1987 ; Boutin et Montigny, 1993) sous des conditions métamorphiques de HT et MP : Plateau

d'Aigurande (Rolin, 1981 ; Quenardel et Rolin, 1984 ; Faure *et al.*, 1990), Sioule (Faure *et al.*, 1993), Haut-Allier (Burg, 1977), sud de la Margeride (Faure *et al.*, 1979) et Limousin où les linéations reliques N-S ne sont préservées qu'à proximité des accidents chevauchants (Girardeau *et al.*, 1986 ; Dubuisson *et al.*, 1989 ; Roig, 1997).

En Vendée, cette tectonique de collision induit le chevauchement de l'unité éclogitique des Essarts sur celle de Mervent (Godard, 1981 ; Colchen et Rolin, 2000) puis, amène au Dévonien moyen-supérieur les unités septentrionales de Chantonnay et du sud du Haut-Bocage (où la déformation débute seulement) à chevaucher le complexe des Essarts-Mervent (Colchen et Rolin, 2000).

La décompression à haute température de ces nappes lors de leur mise en place induit localement leur anatexie vers 380 - 370 Ma : migmatites de la Tessouale et

des Herbiers dans le Haut-Bocage ; migmatites du Plateau d'Aigurande ; migmatites d'Aubusson (massif de Guéret) ; migmatites d'Oradour-sur-Glane et de Laneau dans le Confolentais ; migmatites du Limousin (Saint-Léonard de Noblat).

Les cisaillements précoces à jeux transcurrents senestres d'Estivaux en Bas-Limousin, du Verdon et de Bretagne méridionale (Audren, 1986) en Sud-Armorique ont été activés vers la fin Dévonien (cf. datations supra), peu après l'anatexie régionale (pour les cisaillements du Sud-Armorique) par une direction de raccourcissement Z (grossoirement NE-SW) similaire de celle responsable de la mise en place des nappes. Les données chronologiques et les similitudes de directions de raccourcissement nous suggèrent d'envisager le fonctionnement de ces cisaillements senestres à la fin de l'épisode de tectonique tangentielle à vergence sud à sud-ouest.

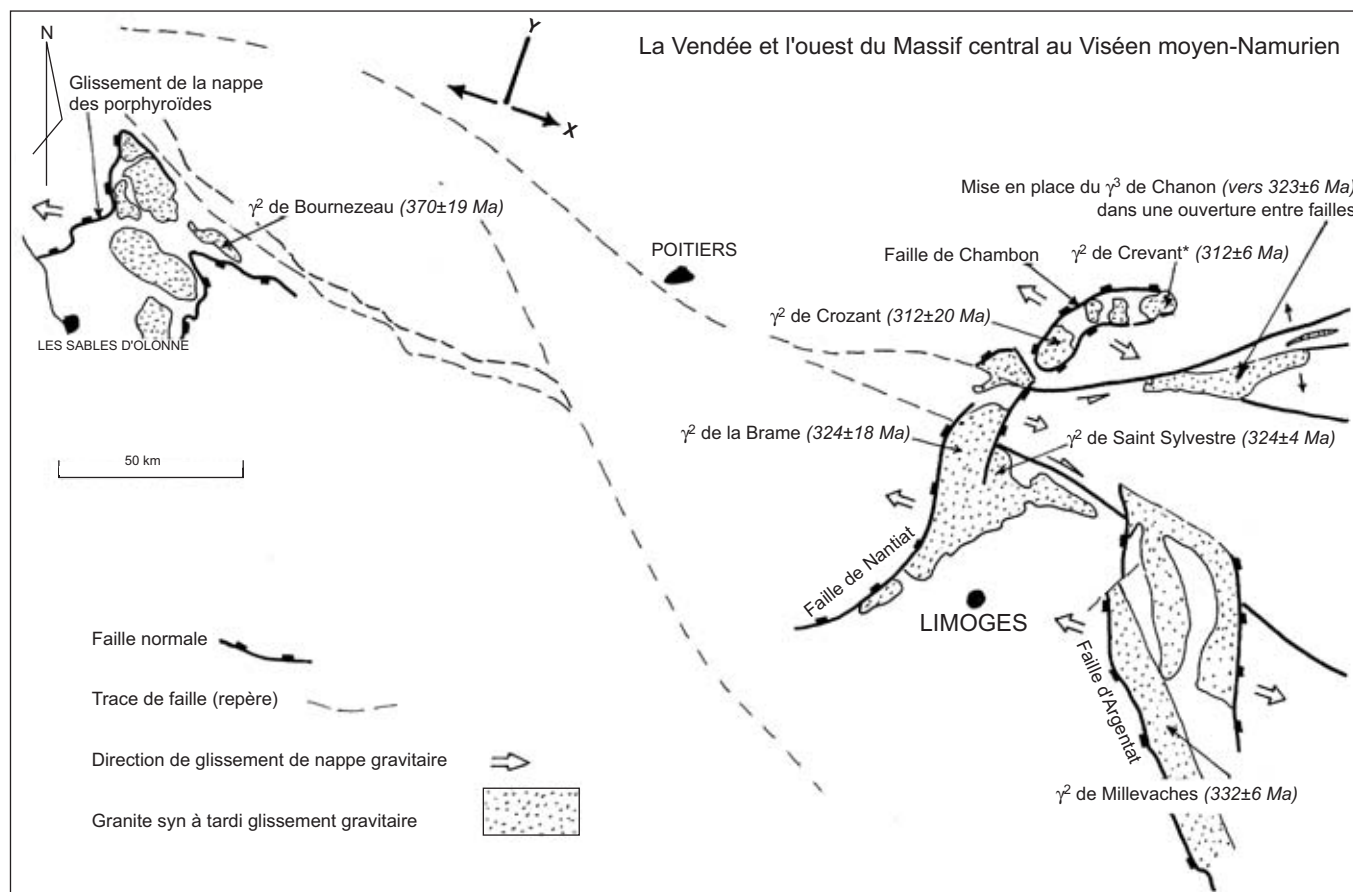


Fig. 16.- Schéma synthétique d'évolution des failles actives en extension au Viséen moyen-supérieur au Namurien (345-325 Ma).

Fig. 16.- Synthetic evolution of the Vendée and western Massif Central extensional faults from the Middle Visean to the Namurian (345-325 Ma).

Evolution tardi-collisionnelle, Dévonien supérieur – Viséen inférieur ($\approx 370 - 345$ Ma)

Le système évolue en collision oblique à l'extension de la chaîne, les nappes du Limousin et de Moyenne Dordogne sont remobilisées et déplacées vers le nord-ouest en conditions métamorphiques de pression intermédiaire (Brun et Burg, 1982 ; Burg *et al.*, 1987) ; les linéations subméridiennes induites par la première tectonique tangentielle sont occultées ou réorientées en direction SE-NW par la seconde (Ledru et Hottin, 1984 ; Ledru et Autran, 1987 ; Roig, 1997).

La fusion crustale amorcée par l'anatexie à l'origine des migmatites est suivie vers 370 - 350 Ma d'une fusion plus importante des parties profondes de l'édifice à l'origine de la production de divers magmas faiblement diachrones calco-alcalins puis peralumineux (cf. datations disponibles et tableau) mis en place dans les mêmes régions (Haut-Bocage,

Confolentais et Limousin). Les magmas calco-alcalins pourraient provenir de la fusion d'une lame mantellique insérée dans l'édifice tectonique (Rolin *et al.*, 1999c ; Cuney *et al.*, 2000) et les magmas peralumineux (granites de type Guéret) d'une fusion à la base de la croûte continentale. La mise en place des premières intrusions calco-alcalines dans le Limousin se fait lors de la reprise des nappes vers le nord-ouest. Elles sont alors cisailées par les chevauchements et probablement déracinées (Pfeiffer, 1986 ; Faure *et al.*, 1997), mais d'autres sont postérieures à cette tectonique et recoupent les contacts de nappes : c'est le cas du massif calco-alcalin de Chanteix dans le Limousin qui, au nord de l'antiforme de Tulle recoupe un contact majeur de nappe (Roig, 1997), c'est aussi le cas dans le Confolentais et en Vendée des massifs calco-alcalins qui recoupent toutes les grandes unités tectoniques sans être affectés par les cisaillements plats (Rolin *et al.*, 1999c ; Cuney *et al.*, 2000). Ainsi,

les premières intrusions calco-alcalines sont cisailées par les chevauchements, alors que les dernières ne le sont pas : la tectonique tangentielle vers le nord-ouest du Limousin est donc contemporaine de la mise en place de ces magmas calco-alcalins. Les datations U/Pb sur zircons du Dévonien supérieur à Viséen inférieur (370-345 Ma) disponibles sur ces magmas, et celle Ar⁴⁰/Ar³⁹ sur biotite à 354 ± 9 Ma du granite de Chanteix (Roig, 1997) suggèrent un âge Dévonien supérieur pour cette tectonique synmétamorphique. La fin de l'évolution métamorphique barrowien du bâti Limousin est datée par les nombreux âges radiométriques K/Ar sur minéraux attestant d'un refroidissement du bâti (entre 500 et 300°C) et donc de la fin du métamorphisme barrowien vers 360-350 Ma (Cantagrel, 1973 ; Bernard-Griffiths, 1975 ; Pin et Peucat, 1986).

Puis, à partir de la fin du Dévonien et jusqu'au Viséen inférieur à moyen, des grandes failles de direction NW-SE à E-W jouent en décrochements dextres (fig. 14).

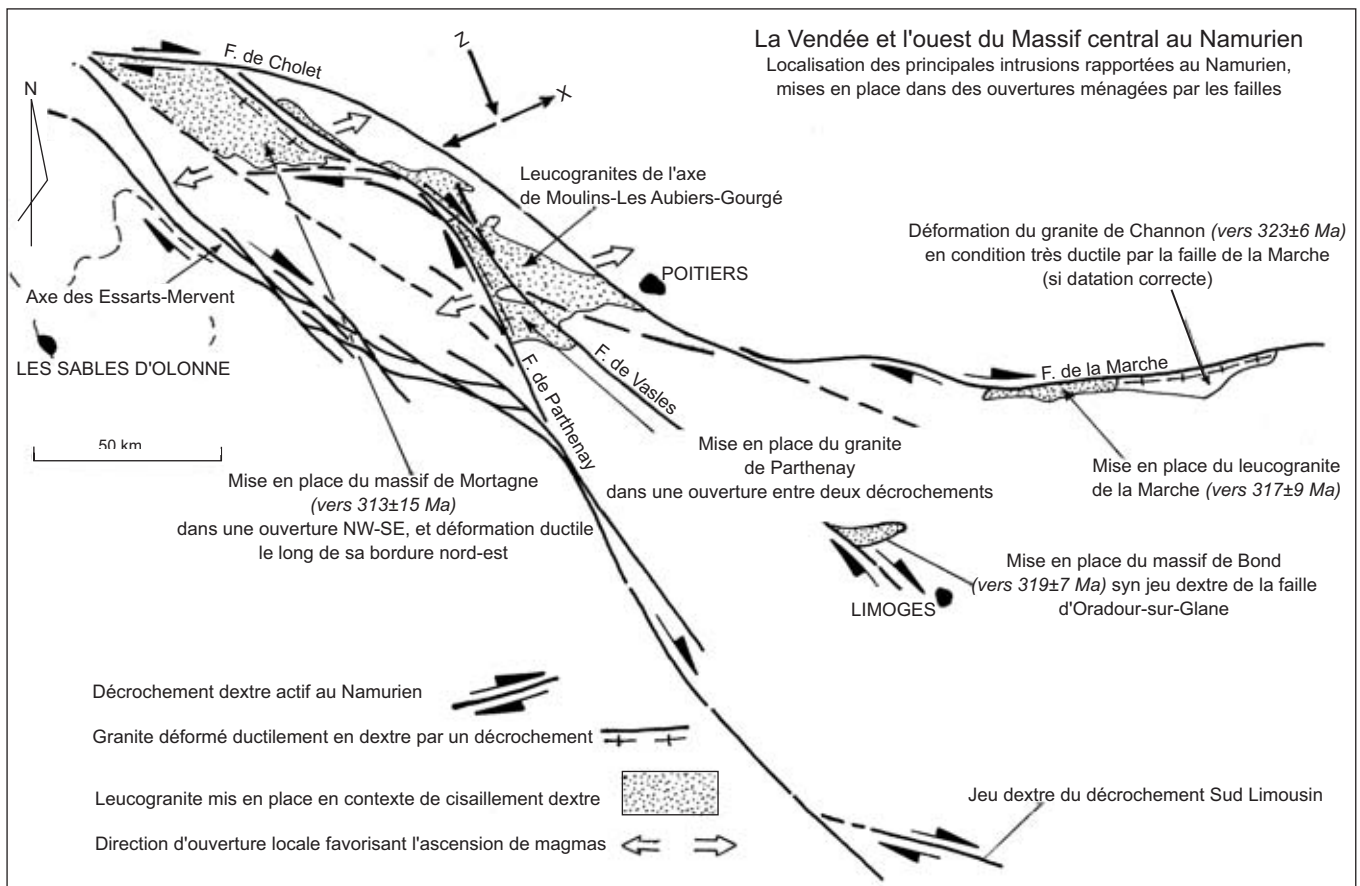


Fig. 17.- Schéma synthétique d'évolution des failles actives en dextre au Namurien (325-315 Ma).

Fig. 17.- Synthetic evolution of the dextral faults during the Namurian (325-315 Ma).

Le jeu dextre de ces failles seraient sub-contemporain ou légèrement postérieur à la reprise des nappes du Limousin vers le nord-ouest. Cette tectonique tangentielle vers le nord-ouest s'expliquerait au même titre que les décrochements dextres par la collision oblique de la chaîne.

Le plissement régional (fig. 15) à l'origine des grands plis qui déforment les nappes (plis N120-140°) et des intrusions du Confolentais (fig. 11) au Tournaisien-Viséen inférieur correspondrait à la fin du blocage de la collision dans cette portion de la zone Ligéro-Moldanubienne. Ce plissement serait sensiblement encore contemporain de la tectonique transcurrente dextre : le jeu de ces décrochements tord les axes des plis dans le synclinorium de Chantonay (Bouton, 1990).

La déformation gagne, au Viséen inférieur à moyen le Bas Bocage impliqué tardivement dans la collision : les unités tectoniques superposées de Chantonay et des Essarts-Mervent

sont alors charriées vers le sud (linéations N-S) sur le Bas-Bocage (fig. 15) et structurent en conditions métamorphiques barrowiennes les formations parautochtones.

Tectonique en extension, du Viséen moyen au Namurien (≈ 345 - 325 Ma)

Du Viséen moyen au Namurien (probablement inférieur) l'édifice tectonique hercynien subit une tectonique gravitaire importante (liée au désépaissement de la chaîne) qui provoque un amincissement crustal. De nombreuses failles normales listriques amènent des glissements gravitaires de rejets verticaux certainement plurikilométriques (fig. 16). Ces glissements sont surtout mis en évidence en bordure de granites qu'ils déforment. En Vendée, la nappe des porphyroïdes glisse vers l'ouest le long de la surface tectonique à la base des porphyroïdes jouant en « détachement », sous l'action d'un bombement de la partie centrale du parautochtone fortement granitisée. Dans

le Massif central occidental, les gneiss du Plateau d'Aigurande glissent de part et d'autre de la zone axiale micascisteuse et granitisée, le massif de Guéret glisse vers l'est guidé par les failles qui le limitent, réactivées et qui ont valeur de failles de transfert, tandis que le Confolentais et de Limousin glissent vers l'ouest le long des failles de Nantiat et d'Argentat.

Tectoniques transcurrentes au Namuro-Westphalien (≈ 325 - 300 Ma)

La tectonique transcurrente devient prépondérante durant le Namuro-Westphalien. D'abord dextre au Namurien (fig. 13 et 17), elle est caractérisée par l'activation des failles du Haut Bocage vendéen (failles de Cholet, du Châtillonnais et de Mauléon-Bressuire), de la faille d'Oradour-sur-Glane située dans leur prolongement, ainsi que par celle de Parthenay et sud du Limousin. Lors de cette tectonique, les anciens chevauchements de l'axe des Essarts-Mervent sont réutilisés en cisaillements dextres.

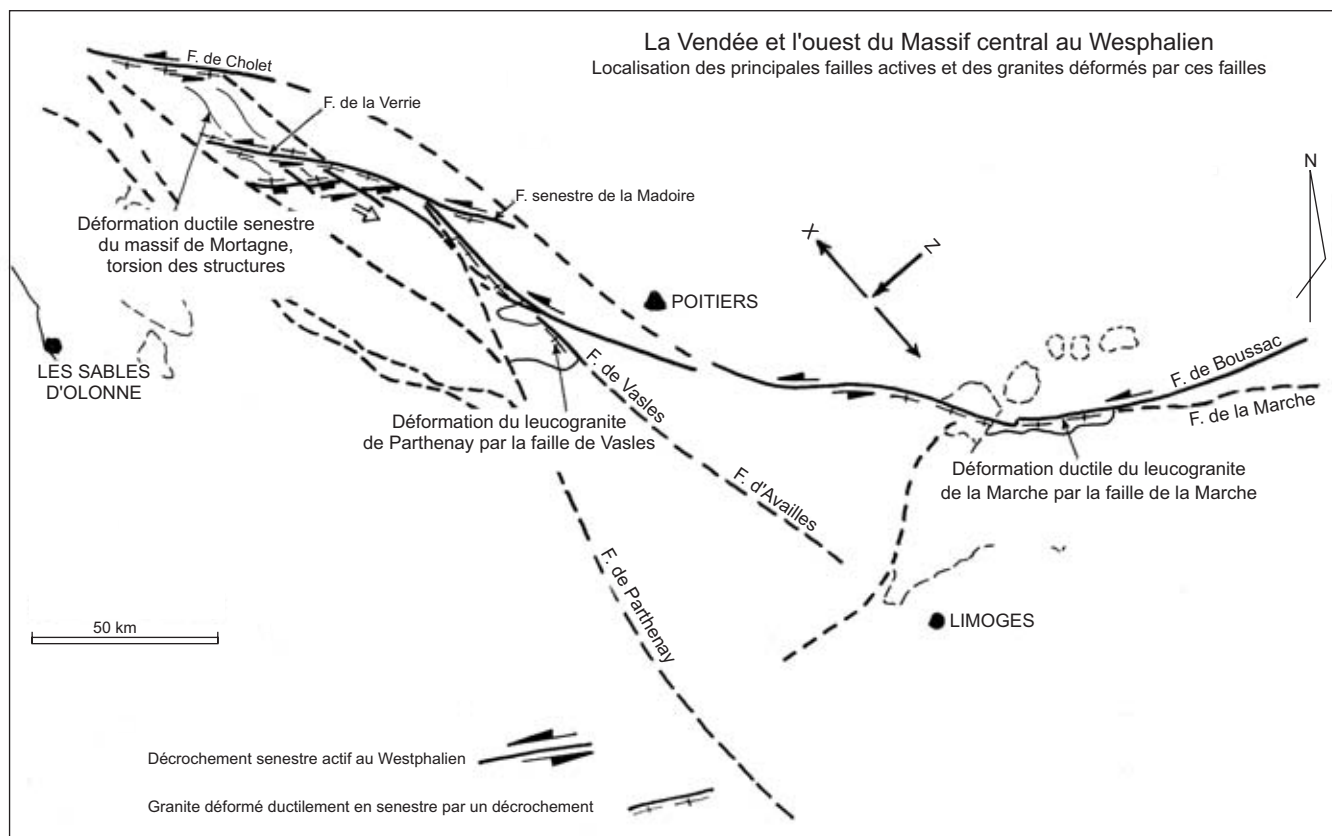


Fig. 18.- Schéma d'évolution synthétique des failles actives en senestre au Westphalien (315-305 Ma).

Fig. 18.- Synthetic evolution of the sinistral faults during the Westphalian (315-305 Ma).

Des leucogranites se mettent en place le long de ces failles (Mortagne, Parthenay, Blond, chaîne de la Marche). Une rotation horaire de la direction de raccourcissement, passant de NNW-SSE (cisaillements dextres), à NE-SW au Westphalien produit une tectonique transcurrente senestre en bordure nord de la zone Ligéro-Moldanubienne (fig. 18), avec des failles disposées en échelons (failles de Boussac - La Marche, faille de Vasles en bordure nord du granite de Parthenay, faille de Madoire, failles de la Verrie, des Epesses et de Cholet); les autres accidents ne semblent pas mobilisés.

Les jeux fragiles dextres tardifs : stéphaniens à post-carbonifères

De courte durée, cette tectonique senestre est relayée au Stéphien par un rejeu dextre, froid, de l'ensemble des failles de directions armoricaines. La faille de Secondigny, accident d'échelle crustale (Matte et Hirn, 1988), joue apparemment pour la première fois, il n'y a aucune trace de son existence auparavant (Rolin *et al.*,

1999b). Elle recoupe et tord en dextre les failles des Epesses et de la Verrie.

La bréchification le long de toutes ces failles est très importante le long des failles de Secondigny et d'Availles-Limouzine et atteint toutes les roches situées à proximité. Le coulissement de part et d'autre du Sillon Houiller Vendéen déforme le remplissage sédimentaire stéphanien plissé et découpé par des failles dextres (Bouton, 1990). Cette tectonique en décrochement est donc postérieure au remplissage de ces bassins. Elle est accompagnée de la mise en place de nombreux filons de rhyolitiques et de quartz.

Conclusion

Les données géologiques récentes obtenues sur le Seuil du Poitou ont permis de reconnaître, sous la couverture mésozoïque, un certain nombre d'accidents de direction NW-SE situés dans le prolongement des grandes fractures cartographiées en Vendée et qui se raccordent également avec ceux du Confolentais et du nord-ouest du Limousin. Ces systèmes de failles forment ainsi une

vaste zone de cisaillement qui s'organise selon un dispositif en gerbe ouvert vers l'est et qui, vers le nord-ouest, se raccorde au Cisaillement Sud Armoricaire. Pour l'essentiel, ces failles s'amortissent et disparaissent avant le sillon houiller, sauf celle d'Ouzilly - Arrènes - la Courtine qui se prolonge par la faille de Sainte-Christine. Dans ce dispositif, la faille de Parthenay, orientée N150° et reconnue en continuité sur plus de 250 km, apparaît comme une structure majeure du socle varisque dans la mesure où elle recoupe les failles de direction armoricaine, elle sépare un domaine oriental à structures (schistosité et chevauchements) globalement peu pentées d'un domaine occidental couvrant une surface plus réduite à structure souvent verticale. L'axe anatectique et granitique Vendée - Creuse, englobant le nord du Haut Bocage vendéen, le nord du seuil du Poitou et du Massif central apparaît comme une autre structure majeure du C.S.A, active du Dévonien supérieur au Carbonifère supérieur. La Vendée et le Massif central s'intègrent ainsi dans une vaste zone de cisaillement intracontinentale en gerbe cor-

respondant à la zone d'amortissement de la Zone Cisailée Sud Armoricaire. Elle a essentiellement fonctionné en cisaillement dextre durant tout le Carbonifère. Sur une telle durée (70 Ma), ce fonctionnement a été discontinu, entrecoupé d'une période en extension au Viséen moyen-supérieur et d'une période de cisaillement senestre au Westphalien. On ne peut pas actuellement reconstituer valablement la structure de la zone interne hercynienne sans annuler les rejets horizontaux (méconnus) de ces fractures qui la disloquent. Le rôle de ces acci-

dents dans la mise en place des différents granites, qui occupent une surface considérable dans cette zone, nous paraît capital. Le modèle d'évolution géodynamique de ce tronçon de la chaîne varisque devra sans doute être amélioré lorsque de nouvelles datations géochronologiques seront obtenues sur intrusions et sur minéraux symmétamorphiques. Des âges plus précis et nombreux devraient également permettre de dater la réorientation de la direction de raccourcissement (Z) au cours du Namurien ou Westphalien.

Remerciements

Ce travail a été effectué dans le cadre du programme ANDRA sud-Vienne pour la recherche d'un site de stockage de déchets nucléaires. Nous remercions l'ANDRA et notamment D. Virlojeux pour les moyens mis à notre disposition. Nous remercions également J.Y. Roig, D. Gapais et M. Faure pour leurs critiques du manuscrit et leurs suggestions qui ont permis d'améliorer notablement ce texte.

Références

- Alexandrov P., Cheilletz A., Deloule E., Cuney M. (2000) - 319 ± 7 Ma crystallisation age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, (2A), 330, 617-622.
- Arthaud F., Matte P. (1975) - Les décrochements tardi-hercyniens du Sud-Ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, **25**, 139-171.
- Arthaud F., Matte P. (1977) - Late paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88**, 1305-1320.
- Audren Cl. (1986) - Evolution structurale de la Bretagne méridionale au Paléozoïque. Thèse d'état, Univ. Rennes I, 406 p.
- Autran A., Guillot P.L. (1975) - L'évolution orogénique et métamorphique du Limousin au Paléozoïque (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **D**, 280, 1649-1652.
- Autran A., Cogné J. (1980) - La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne. *In*: 26^{ème} Congr. Géol. Paris, Coll. C6, 90-111.
- Bazot G. (1970) - L'association magmatique dinantienne des Combrailles dans le Nord du Massif Central français. La couverture oligocène et les ressources thermales et minérales. Thèse de 3^{ème} cycle, Clermont-Ferrand.
- Barbarin B., Belin J.M. (1982) - Mise en évidence du cisaillement ductile hercynien "St. Gervais - l'Hermitage" (Massif Central français). *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **294**.
- Bernard-Griffiths J. (1975) - Essai sur la signification des âges au strontium dans une série métamorphique : le Bas Limousin (Massif Central français). Thèse 3^{ème} cycle. *Univ. Clermont Ferrand. Ann. Sci.*, **55**, 243 p.
- Bernard-Griffiths J., Gebauer D., Grünenfeider M., Piboule M. (1985) - The tonalite belt of Limousin (French Massif Central): U-Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **1**, 4, 523-529.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delapierre E., Brouand M. (1997) - Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et de massif de Charroux-Civray. Journées Scientifiques Poitiers des 13 et 14 octobre 1997. Publiée dans "Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers les 13 et 14 octobre 1997", par le CNRS et l'ANDRA. p. 15.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delapierre E. (1998) - Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, de Vendée et des forages de Charroux-Civray. R.S.T. Rennes. Résumé. Vol. dépôt Soc. Géol. France, Paris.
- Bertrand J.M., Leterrier J., Delapierre E., Brouand M., Cuney M., Stussi J.M., Virlojeux D. (2000) - Géochronologie U-Pb de granitoïdes du Confolentais, du massif de Charroux-Civray (seuil du Poitou) et de Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 167-189 (*ce volume*).
- Berthier F., Duthou J.L., Roques M. (1979) - Datation géochronologique Rb/Sr sur roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès types. *Bull. BRGM Fr.*, (2), **1**, 2, 60-71.
- Berthé D., Choukroune P., Jegouzo P. (1979) - Orthogneiss, mylonite and non coaxial déformation of granites: the example of South Armorican Shear Zone. *J. Structur. geol.*, **1**, **1**, 31-42.
- Bouchez J.L., Jovert O. (1986) - Mise en place syn-tectonique des granitoïdes de l'ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **303**, (2), 969-974.
- Bouloton J. (1974) - Etude géologique de la région d'Aigurande (NW du Massif Central français). Lithostratigraphie, structure et pétrographie de la série métamorphique. Thèse 3^{ème} cycle Clermont-Ferrand, 166 p.
- Boutin R., Montigny R. (1993) - Datation $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ des amphibolites du complexe leptyno-amphibolitique du Plateau d'Aigurande : collision varisque à 390 Ma dans le Nord-Ouest du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **316**, **2**, 1391-1398.
- Bouton P. (1990) - Analyse stratigraphique, pétrographique et structurale du segment vendéen de la chaîne hercynienne - Partie orientale du synclinal de Chantonnay - Massif Armoricaire. Thèse Univ. Poitiers, 378 p.
- Boyer C. (1974) - Volcanisme acide paléozoïque dans le Massif Armoricaire. Thèse d'Etat, Orsay, 385 p.

- Brun J.P., Burg J.P. (1982) - Combined thrusting and wrenching in the Ibero-Armorican arc: a corner effect during continental collision. *Earth Planet. Sci. Letters*, **61**, 319-332.
- Burbaud-Vergneaud M. (1987) - Fracturation et interactions socle-couverture : le Seuil du Poitou. Données géologiques. Données de la télédétection infrarouge thermique. Thèse Univ., Poitiers, 202 p.
- Burg J.P. (1977) - Tectonique et microtectonique des séries crystallophylliennes du Haut-Allier et de la vallée de la Truyère. Contribution de la microscopie électronique à transmission à l'étude de la déformation des minéraux dans les zones profondes. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Montpellier. 80 p.
- Burg J.P. (1981) - Tectonique tangentielle hercynienne en Vendée littorale. Signification des linéations d'étirement E-W dans les porphyroïdes. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **2**, **293**, 849-864.
- Burg J.P., Bale P., Brun J.P., Girardeau J. (1987) - Stretching lineation and transport direction in the iberico-armorican arc during the siluro-devonien collision. *Geodynamica acta*, I, **1**, 71-87.
- Cannat M., Bouchez J.L. (1986) - Linéation N-S et E-W en Vendée littorale (Massif Armoricaïn). Episodes tangentiels successifs éohercyniens en Vendée littorale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, **2**, 299-310.
- Cantagrel J.M. (1973) - Signification des âges à l'argon déterminés sur amphiboles dans les socles métamorphiques anciens. Applications au Massif Central français et à l'Aleksod (Sahara). Thèse d'Etat, Univ. Clermont - Ferrand. *Ann. Sci.* **50**, 282 p.
- Chalet M. (1985) - Contribution à l'étude de la chaîne hercynienne d'Europe occidentale, étude lithostratigraphique et structurale des " Porphyroïdes " et formations paléozoïques associées du Bas-Bocage vendéen (Région de Mareuil-sur-Lay). Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Poitiers, 216 p.
- Chenevoy M. (1958) - Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord - ouest du Massif Central français. Mém. expl. carte géol. Fr., Imp. nat. Paris, 428 p.
- Chèvremont P., Constans P., Ledru P., Menillet F. (1992) - Notice explicative de la feuille d'Oradour-sur-Glane à 1/50 000 (663). Editions BRGM, 100 p.
- Choukroune P., Gapais D., Matte P. (1983) - Tectonique hercynienne et déformations cisailantes : la faille senestre de la Marche (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **296**, **2**, 859-862.
- Cohen-Julien M., Quenardel J.M., Freydet P., Lerouge G., Rolin P., Schmitt P. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Dun-le-Palestel (616). Editions BRGM, 60 p.
- Colchen M., Poncet D. (1987) - Sur l'âge post-Tournaisien de la tectonique hercynienne syn-schisteuse à Brétignolles-sur-mer, Vendée littorale, massif Armoricaïn. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **305**, 1255-1258.
- Colchen M., Rolin P., Stussi J.M. (1996) - Le socle hercynien du Seuil du Poitou (1/500 000). Document couleur ANDRA. Carte synthétique du socle sous le seuil du Poitou, réalisé à partir des données aéromagnétiques, gravimétriques et des sondages ANDRA, et publiée dans " Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers les 13 et 14 octobre 1997, par le CNRS et l'ANDRA. p. 23.
- Colchen M., Rolin P. (1998) - Le socle hercynien du seuil du Poitou, corrélations Vendée - Massif central. R.S.T. Rennes, Résumés, p. 94, Vol. dépôt Soc.
- Colchen M., Rolin P. (2000) - La chaîne hercynienne en Vendée. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 53-85 (*ce volume*).
- Comble C., de Wever P., Ters M., Weyant M. (1985) - Découverte de Conodontes et de Radiolaires d'âge tournaisien dans les schistes bariolés de Brétignolles-sur-Mer (Vendée). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), **300**, 899-904.
- Cuney M., Brouand M., Dautel D., Stussi J.M., Michard A., Gros Y., Poncet D., Bouton P., Colchen M., Vervialle J.P. (1993) - Géochimie et géochronologie U/Pb des diorites quartziques du Tallud et de Moncutant : nouveaux arguments pour une extension de la "Ligne Tonalitique Limousine" en Vendée. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **316**, 1383-1390.
- Cuney M., Brouand M., Stussi J.M. (2000) - Le magmatisme hercynien en Vendée. Corrélations avec la Vienne et le Confolentais. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2001, 117-142 (*ce volume*).
- Didier J., Lameyre J. (1971) - Les roches granitiques du Massif Central, in *symposium J. Jung*, Clermont-Ferrand, 133-155.
- Dhoste M. (1980) - Les granitoïdes de la moitié nord du département des Deux-Sèvres : pétrographie, minéralogie, chimie de la moitié est de l'axe " Nantes-Parthenay ", des massifs de Moncutant et de Neuvy-Bouin. Thèse d'état, Univ. Poitiers, 493 p.
- Dubuisson G., Mercier J.C., Girardeau J., Frizon J.Y. (1989) - Evidence for a lost ocean in Variscan terranes of the western Massif Central (France). *Nature*, **337**, **23**, 729-732.
- Duthou J.L. (1977) - Chronologie Rb/Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne hercynienne varisque. Relations avec le métamorphisme. Le Nord Limousin (Massif Central français). *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand*, **63**, 294 p.
- Duthou J.L., Cantagrel J.M., Didier J., Vialette Y. (1984) - Palaeozoic granitoids from the French Massif central: age and origin studied by ⁸⁷Rb-⁸⁷Sr system. *Phys. Earth Planet. Sci. Inter.*, **35**, 131-144.
- Faure M., Pin C., Mailhé D. (1979) - Les roches mylonitiques associées au charriage du groupe leptyno-amphibolique sur les schistes du Lot dans la région de Marvejols (Lozère, Massif Central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, **288**, **2**, 1267-1270.
- Faure M. (1989) - L'amincissement crustal de la chaîne varisque à partir de la déformation ductile des leucogranites du Limousin. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), **309**, 1839-1845.
- Faure M., Prost A., Lasne E. (1990) - Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien dans le Plateau d'Aigurande. Massif Central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **8**, 189-197.
- Faure M., Pons J. (1991) - Crustal thinning recorded by the shape of the namuro-westphalian leucogranite in the variscan belt of the Northwest Massif Central, France. *Geology*, **19**, 730-733.
- Faure M., Grolier J., Pons J. (1993) - Extensional ductile tectonics of the Sioule metamorphic series (Variscan French Massif Central). *Geol. Rundsch*, **82**, 461-474.

- Faure M., Becq-Giraudon J.F. (1993) - Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, (2), **315**, 967-973.
- Faure M. (1995) - Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan french Massif central. *Tectonics*, **14**, 132-153.
- Faure M., Leloix C., Roig J.Y. (1997) - L'évolution polycyclique de la chaîne hercynienne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, **168**, 6, 695-705.
- Feix L., Guillot P.L., Myashita S., Bossière G., Floch J.P. (1987) - Arguments en faveur d'un épisode majeur en cisaillement dextre le long de la faille d'Argentat (Massif Central). Conséquences. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **305**, 473-476.
- Floch J.P. (1983) - La série métamorphique du Limousin central. Thèse doctorat d'Etat, Univ. Limoges, 444 p.
- Floch J.P., Santallier D., Henry B. (1984) - La série limousine : réflexion axée sur une synthèse géologique régionale et son utilisation pour la prospection de l'or. *Chron. Rech. min.*, **474**, 5-10.
- Floch J.P., Joubert J.M., Constans J., Maurin G. (1993) - Notice explicative de la feuille Bellac à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 78 p.
- Gapais D., Lagarde J.L., Le Corre Cl., Audren Cl., Jegouzo P., Casa Sainz A., Van Den Driessche J. (1993) - La zone de cisaillement de Quiberon : témoin d'extension de la chaîne varisque en Bretagne méridionale au Carbonifère. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **316**, (2), 1123-1129.
- Geoffroy L. (1988) - Histoire de la déformation dans les métamorphites de Sauveterre, Vendée littorale. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, (2), **397**, 277-280.
- Geoffroy L. (1993) - Tectonique tardi-varisque en failles normales ductiles en Vendée Littorale, Massif Armoricaïn. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **317**, (2), 1237-1243.
- Girardeau J., Dubuisson G., Mercier J.C. (1986) - Cinématique de mise en place des ophiolites et nappes cristallophylliennes du Limousin, Ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), II, **5**, 849 - 860.
- Godard G. (1981) - Lambeaux probables d'une croûte océanique subductée : les écolites de Vendée (Massif Armoricaïn). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nantes, 153 p.
- Goujou J.C. (1992) - Analyse pétro-structurale d'un avant-pays métamorphique : influence du plutonisme tardi-orogénique varisque sur l'encaissant épi à mésozoal de Vendée. Thèse Univ. Montpellier II, 347 p.
- Guillot P.L. (1981) - La série métamorphique du Bas Limousin : de la vallée de l'Isle à la vallée de la Vézère, le socle en bordure du Bassin aquitain. Thèse d'Etat, Univ. d'Orléans. 391 p.
- Guineberteau B. (1984) - Le massif granitique de Mortagne-sur-Sèvre. Structure, mise en place, distribution de l'U-Th-K. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Nantes, 218 p. Publ. *Géol. Géochim. Uranium, Mém. Nancy*, **11**, 1986.
- Hollinger Ph., Cuney M., Friedrich M., Turpin L. (1986) - Age carbonifère de l'unité de Brame du complexe granitique peralumineux de St-Sylvestre (nord-ouest Massif central) défini par les données isotopiques U-Pb sur zircon et monazite. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, **303**, 44, 1309-1314
- Iglésias M., Brun J.P. (1976) - Signification des variations des anomalies de la déformation dans un segment de la chaîne hercynienne (les séries cristallophylliennes de la Vendée littorale, Massif Armoricaïn). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (7), 18, **6**, 1443-1452.
- Labernardière H. (1970) - La tectonique cassante du socle hercynien dans la région de Bourgneuf (nord - ouest du Massif Central français). *Bull. BRGM Fr.*, Orléans, 2, I, **1**, 29-33.
- Labernardière H., Lefavrais-Raymond A., Astruc J.G., Monier G. (1992) - Carte géologique de la France à 1/50 000. Notice explicative de la feuille d'Argentat. Editions BRGM, Orléans, France, 66 p.
- Lameyre J. (1984) - Contribution à la géologie du Limousin. Les leucogranites fini-Carbonifères et le modèle himalayen. *C.R. Acad. Sci., Fr., Paris*, (2), **298**, 20, 895-900.
- Lameyre J., Durandeau A., Laurent O., Sagon J.P., Vauchelle L., Duzelier D., Juteau J., Leriche A., Vuilleminot P. (1988) - Démonstration par sondage de la présence de gneiss d'Aubusson sous les granites du batholite de Guéret (Massif Central français) et de la nature tectonique du contact. *C. R. Acad. Sci., Fr., Paris*, (2), **307**, 2077-2083.
- Lapadu-Hargues M., Ameil A., André A., Bay R., Chichery M., Dubusclar J., Grolier J., Lassere M., Letourneur J., Pelletier H., Richard J., Rudel A. (1966) - Carte géologique de Gannat à 1/80 000. Editions BRGM, Orléans.
- Ledru P., Hottin A.M. (1984) - Le chevauchement de St-Germain-les-Belles. Programme GPF.87-106.
- Ledru P., Lardeaux J.M., Santallier D., Autran A., Quenardel J.M., Floch J.P., Lerouge G., Maillet N., Marchand J., Ploquin A. (1989) - Où sont les nappes dans le Massif central français ? *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 5, 3, 605 - 618.
- Ledru P., Autran A. (1987) - L'édification de la chaîne varisque dans le Limousin, rôle de la faille d'Argentat à la limite Limousin-Milleval. *In: Géol. Prof. France. Thème 3 : Chevauchements synmétamorphes varisques du Limousin. Document du BRGM*, **140**, 51-91.
- Le Métour J., Blouin J.P., Chantraine J., Clozier L., Etienne H. (1989) - Notice explicative, carte géologique (1/50 000), feuille de Cholet. Editions BRGM, Orléans, 55 p.
- Lerouge G., Quenardel J.M., Rolin P. (1983) - La zone de cisaillement de la Marche-Combrailles (NW du Massif Central français). *In: " Le Maroc et l'orogène paléozoïque ", symposium de Rabat, projet 27 du PICG " Orologène calédonien ". Mém. Serv. Géol. Maroc*, **335**, (1989), 261-270.
- Lerouge G. (1988) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif Central français septentrional et le sud du Massif Armoricaïn. Thèse d'Etat, Univ. Paris-Sud Orsay. *Mém. Géodiffusion*, 2, 363 p.
- Lerouge G., Quenardel J.M. (1988) - Les zones de cisaillement carbonifères dans les plutons vendéens et leurs prolongations dans le nord- ouest du Massif Central français. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), **4**, 5, 831-838.
- Lespinasse M., Mollier B., Delair J., Bladier Y. (1986) - Structuration tangentielle et chevauchements carbonifères dans les leucogranites du Nord-Ouest du Massif Central français l'exemple des failles de Bussiè-res-Madelaine et d'Arènes-Ouzilly. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **303**, 1575-1580.
- Malavieille J., Guihot S., Costa S., Lardeux J.M., Gardien V. (1990) - Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont du Pilat extensional shear zone and St. Etienne carboniferous basin. *Tectonophysics*, **177**, 139-149.

- Marckmann L. (1984) - Etude géologique de la coupe de la Grande Creuse (plateau d'Aigurande). D.E.A. Univ. Paris Sud. 51 p.
- Mathieu G. (1937) - Recherches géologiques sur les terrains paléozoïques de la région vendéenne. Thèse d'état, Univ. Lille, 2 vol., 192 p.
- Maillet D. (1984) - Relations des porphyroïdes et schistes de Saint Gilles avec les formations siluriennes de Brétignolles-sur-Mer (Vendée maritime). Une tectonique tangentielle par cisaillement ductile durant l'orogénèse acadienne. Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Aix-Marseille, 171 p.
- Matte Ph., Hirn A. (1988) - Seismic signature and tectonic cross section of the variscan crust in western France. *Tectonics*, 7, 2, 141-155.
- Mattauer M., Brunel M., Matte P. (1988) - Failles normales ductiles et grands chevauchements. Une nouvelle analogie entre l'Himalaya et la chaîne hercynienne du Massif Central français. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, (2), 306, 671-676.
- Meidom P. (1991) - Analyse structurale du complexe cristallophyllien des Essarts – Mervent et de son environnement (Vendée, Massif armoricain). Thèse Univ. Poitiers, 205 p.
- Monier G. (1980) - Pétrologie des granitoïdes du Sud Millevaches (Massif Central français). Minéralogie, géochimie, géochronologie. Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Clermont Ferrand. 288 p.
- Odin G.S., Odin Ch. (1990) - Echelle numérique des temps géologiques. *Géochronique*, BRGM-Soc. Géol. Fr., 35, 12-25.
- Peucat J.J., Paris F., Chalet M. (1986) - U-Pb zircon dating of volcanic rocks, close to the silurian-devonian boundary, from Vendée (Western France). *Chemical Geology*, 59, 133-142.
- Petitpierre E., Duthou J.L. (1980) - Age westphalien par la méthode Rb/Sr du leucogranite de Crevant, plateau d'Aigurande (Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 291, D, 163-167
- Pin C., Peucat J. (1986) - Age des épisodes de métamorphisme paléozoïque dans le Massif Central et le Massif Armoricain. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 2, 3, 461-469.
- Pfeiffer M.T. (1986) - La signification de la ligne tonalitique du Limousin. Son implication dans la structuration varisque du Massif central français. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 303, 4, 305-310.
- Poncet D. (1993) - Le cisaillement sud-armoricain dans le Haut-Bocage vendéen : analyse pétrostructurale et étude de la déformation dans les granitoïdes et leur encaissant métamorphique. Thèse doctorat, Univ. Poitiers, 236 p.
- Quenardel J.M., Rolin P. (1984) - Paleozoic evolution of the plateau d'Aigurande (NW Massif Central, France). In Hutton D. et Sanderson D. ed. : "Variscan Tectonics of the North Atlantic Region". *Geol. Soc. London. Special Publ.*, 14, 63-70.
- Quenardel J.M., Cohen-Julien M., Freytet P., Lemaire D., Lerouge G., Peulvast J.P., Constans J., Vautrelle C. (1991) - Notice de la carte géologique d'Aigurande à 1/50 000. Editions BRGM, Orléans, 100 p.
- Quenardel J.M., Rolin P., Cohen-Julien M. *et al.* (1999) - Carte géologique à 1/50 000 "Argenton sur Creuse" (partie socle). Service géologique National, Editions BRGM, Orléans.
- Quenardel J.M., Schmitt P., Lerouge G., Cohen-Julien M., Bouvier P., Lerebourg P., Rolin P. (1988) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Dun-le-Palestel. Editions BRGM, Orléans.
- Quenardel J.M., Bouvier P., Freytet P., Lemaire D., Lerouge G., Rolin P., Schmitt P. (1991) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille d'Aigurande. Editions BRGM, Orléans.
- Roig J.Y., Faure M. (1996) - La déformation du quartz dans un pluton syntectonique mis en place pendant l'extension Carbonifère supérieure du Massif Central français (le leucogranite de Chambles, Massif du Velay). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 321, 789-796.
- Roig J.Y., Faure M., Ledru P. (1996) - Polyphase wrench tectonics in the southern French Massif Central: kinematic inferences from pre- and syntectonic granitoids. *Geol. Rundsch.*, 85, 139-153.
- Roig J.Y. (1997) - Evolution tectono-métamorphique d'un segment de la chaîne hercynienne. Rôle du plutonisme dans la caractérisation des tectoniques du Sud-Limousin (Massif Central français). Thèse, Univ. Orléans. 287 p.
- Rolin P. (1981) - Géologie et structure du plateau d'Aigurande dans la région d'Eguzon (NW du Massif Central français). Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Paris Sud, Orsay, 229 p.
- Rolin P. (1987) - Tectogenèse comparée de deux segments de la chaîne hercynienne : le Massif Central français septentrional et la Meseta marocaine septentrionale. Thèse d'état, Univ. Paris XI Orsay, 460 p.
- Rolin P., Duthou J.L., Quenardel J.M. (1982) - Datation (Rb/Sr) du leucogranite de Crozant et d'Orsennes. Conséquences sur l'âge de la dernière phase de tectonique tangentielle sur plateau d'Aigurande (NW du Massif central français). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, 294, 11, 799-802.
- Rolin P., Stussi J.M. (1991) - Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif Central français). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (8), 162, 121-128.
- Rolin P., Colchen M. (1997) - Vendée - Seuil du Poitou - Limousin, carte structurale du socle varisque (1/500 000). Document couleur ANDRA. Carte synthétique du socle vendéen, du Seuil du Poitou et du Limousin, et coupes géologiques de cette portion de la chaîne varisque. Document publié dans " Atlas des posters des journées scientifiques de Poitiers les 13 et 14 octobre 1997, par le CNRS et l'ANDRA. p. 24 et 25.
- Rolin P., Audru J.Ch., Bouroulec I., Wyns R. (1999a) - Carte géologique de la France (1/50 000), feuille des Herbiers, sous presse, Editions BRGM, Orléans.
- Rolin P., Audru J.Ch., Bouroulec I., Wyns R., Thiéblemont D., Guerrot C., Courtois N., Bernard E. (1999b) - Notice explicative de la carte géologique des HERBIERS (n° 537) à 1/50 000 déposée en 1999, acceptée par le CCCF, et consultable au service de la Carte géologique. Editions BRGM, Orléans.
- Rolin P., Stussi J.M., Colchen M., Cuney M. (1999c) - Structuration et magmatisme hercyniens post-collisionnels dans le Confolentais (Ouest du Massif Central français). *Géologie de la France*, n° 3, 11-31.
- Scaillet S., Cheilletz A., Cuney M., Farrar Z., Archibald A.D. (1996) - Cooling pattern and mineralization history of the St. Sylvestre and western Marche leucogranite pluton, French Massif Central: I. ⁴⁰Ar/³⁹Ar isotopic constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, 60, 23, 4653-4671.

- Sonet J. (1968) - Essai d'interprétation d'un ensemble de mesures géochronologiques au Rb - Sr sur des massifs granitiques vendéens. Mise en évidence d'une dualité génétique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, Paris, D, **267**, 1, 15-17.
- Souffl M. (1988) - Etude des magmatismes leucogranitiques et ongonitiques de Blond (Haut-Limousin, Massif central français). Relation avec une mise en place syntectonique du massif granitique. Thèse doctorat, Nancy I, 301 p.
- Stussi J.M. (1975) - Le massif granitique de la Roche-sur-Yon (Vendée). Zonalité pétrographique et différenciation chimico-minéralogique. Rapport interne CRR-CEA et Sci. de la Terre (Nancy), **20**, 3, 219-263.
- Ters M., Mounès J., Gouleau D. (1978) - Carte géologique à 1/50 000 de Marchecoul. Editions BRGM, notice 36 p.
- Ters M., Bambier A., Chantraine J., Châteauneuf J.J., Godard G., Greber Ch., Limasset O., Viaud J.M., Visset L. (1982) - Carte géologique de St Philibert-de-Grand-Lieu. Editions BRGM, Notice 78 p.
- Thiéblemont D., Guerrot C., Le Métour J., Jezequel P. (2000) - Le complexe de Cholet-Thouars : un ensemble volcano-plutonique Cambrien moyen au sein du bloc précambrien des Mauges. *Géologie de la France*, n° 1-2, 2201, 143-166 (*ce volume*).
- Vauchez A., Maillet D., Sougy J. (1987) - Strain and deformation mechanisms in the Variscan nappes of Vendée, South Brittany, France. *J. structur. Geol.*, **9**, 319-323.
- Vigneress J.L. (1982) - Enracinement des granites armoricains estimé d'après la gravimétrie. *Bull. Soc. géol. Minéral. Bretagne (C)*, 15, 1-15.
- Wyns R. (1980) - Contribution à l'étude géologique du Haut-Bocage vendéen : le précambrien et le Paléozoïque dans la région de Chantonnay, Thèse de 3^{ème} cycle, Univ. Paris VI, 134 p.
- Wyns R., Le Métour J. (1983) - Le précambrien du Massif vendéen. Etude détaillée de deux coupes de référence (coupe de l'Evre et coupe de la Divatte) et synthèse des données récentes. *Document du BRGM*, **68**, 60 p.
- Wyns R., Lablanche G., Lefavrais-Raymond A., Bresson G., Biron R. (1988) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de Chantonnay. Editions BRGM, Orléans, 77 p.
- Wyns R., Godard G., Lablanche G., Biron R., Bresson G. (1989) - Notice explicative de la carte géologique à 1/50 000 de la Roche-sur-Yon. Editions BRGM, Orléans, 80 p.