

Dynamique de mise en place du massif granitique de Blond (Haut Limousin - Massif Central Français)

Dynamic emplacement of the Blond granitic complex (High Limousin - French Central Massif)

Mohamed SOUFI^{1*}, Toufik REMMAL¹, Iz-Eddine EL AMRANI EL HASSANI² & Fouad EL KAMEL¹

1. Université Hassan II de Casablanca, Faculté des Sciences Ain Chock, BP. 5366, Mâarif, Casablanca, Maroc (soufi_moh@yahoo.fr).

2. Mohammed V University in Rabat, Institut Scientifique, Avenue Ibn Batouta, BP. 703, Agdal, Rabat, Maroc.

Résumé. A partir de l'étude sur affleurement des structures planaires, un essai de reconstitution de l'histoire tectonique et magmatique du massif granitique de Blond nous a permis de prime abord d'identifier trois ensembles aux signatures pétrologiques et structurales différentes. La géométrie et la nature des structures, ainsi que les trajectoires de la déformation signifieraient un mode syncinématique de mise en place lors de l'initialisation du jeu dextre de la dislocation d'Oradour-sur-Glane sous l'effet d'un raccourcissement crustal sub-méridien. Durant cette phase de déformation namurienne à westphalienne, le massif se met en place par montée diapirique suivie d'un aplatissement. Dans un deuxième temps de cette histoire géologique du massif, la persistance de l'orientation N10 des contraintes majeures, entraîne l'individualisation à l'état visqueux d'une structuration verticale en panneaux ENE-WSW, qui oblitèrent les structures magmatiques primaires et induit l'emplacement du magmatisme ongonitique riche en fluor. Ceci se produit selon des méga-zones de cisaillement intra-granitique à composante de cisaillement senestre.

Mots-clés : Massif granitique de Blond, Massif Central Français, pétrologie structurale, mise en place syntectonique, montée diapirique.

Abstract. Field magmatic structures of the Blond granitic complex were investigated in order to better constrain internal magmatic and regional tectonic processes. Three sets with different petrological and structural features were distinguished. Structural patterns and strain paths indicate syntectonic emplacement coeval to Oradour dextral fault, during sub-meridian crustal shortening. At this Namurian to Westphalian deformation phase, the Blond granitic complex sets up by diapiric rise followed by flattening. At a second time of the tectonic history of the massif, regional N10 oriented strain leads to individualization in a viscous state of vertical ENE-WSW trending panels, which obliterates primary magmatic structures and induces ascent of F-rich ongonitic melt. This occurs as sinistral intragranitic mega-shear zones.

Keywords : Blond granitic complex, French Central Massif, structural petrology, syntectonic emplacement, diapiric rise.

Abridged English version

Introduction

The Blond granitic complex, situated within the High Limousin in the NW French Central Massif, is formed by leucogranitic ensemble (Fig. 1). It is limited to the north by the metamorphic Upper Gneiss Unit, to the south by the intruding late Devonian Cieux-Vaulry granite and in the west border, it is separated from the Glane biotite-rich granite by the Oradour fault. The Blond massif yielded an age of 301 ± 5 Ma using Rb/Sr whole-rock isochron (Duthou 1977). Alexandrov *et al.* (2000, 2002) carried out U-Pb dating on zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating on muscovite from various topaz-free leucogranitic facies at Blond and gave an age of 319 ± 7 Ma and various ages ranging from 305.5 ± 0.3 Ma to 311.3 ± 0.5 Ma, respectively. However, these ages linked the granitic complex to the Late Hercynian geodynamic evolution of Limousin. In the present paper, based on the structural petrology, we examine a wide range of magmatic structures, which provide us new insights into emplacement mechanisms and subsequent geodynamic evolution of the Blond granitic complex and its surrounding biotite granites.

Petrographic characterization

The Blond massif is formed by two leucogranitic intru-

sions (Soufi 1988, 2000, 2001), rather than a homogeneous muscovite and biotite granite (Barbier 1967, 1968). These two intrusions are associated to a highly evolved F-rich ongonitic one: Protolithionite and Li-muscovite leucogranites, which can be divided into four main heteromorph textural units. This leucogranite is characterized by protolithionite, andalusite and Li-muscovite paragenesis (Soufi 2015). In the West, a small leucogranite outcrops. It is slightly intrusive in the former, corresponding to the Li-muscovite leucogranite, which is free of protolithionite and andalusite. On the basis of petrographic description, two main topaz-bearing leucogranitic facies (ongonites) were identified: the topaz bearing fine-grained leucogranite and topaz microgranite, in addition to topaz aplites (Fig. 1B).

Contribution of structural petrology

The structural petrology of igneous rocks studies and interprets magmatic structures occurred during their emplacement and crystallization. Indeed, fabrics in granitoid intrusions commonly reflect magmatic to submagmatic flow, high-temperature and medium to low temperature solid-state deformation (Paterson *et al.* 1989, 1998; Vondrovic *et al.* 2011). These localized magmatic structures may indicate the physical conditions prevailing during their formation (Žák & Klominsky 2007). Laminar flow regime develops internal magmatic fabrics, whereas local or regional tectonic strains

are supposed to be materialized by diastrophic or tectonic fabrics. This phenomenon is recorded by imbricated planar flow structures (Blanchard 1978, 1979). Diastrophism or tectonic events involves a new fabric, destroying local organization already acquired by the melt. Thus, the concept of superimposed fabrics was established in igneous rocks (Blanchard 1978, Gagny & Lameyre 1984). According to Paterson *et al.* (1998) and Gutierrez *et al.* (2013), fabrics preserve typically the last increment of strain during magmatic flow caused by internal processes or by regional tectonic. Further multiple magmatic fabrics with different orientations have been reported from a single pluton by Bouchez *et al.* (1981), Soufi (1988), Blumenfeld & Bouchez (1988), Schulmann *et al.* (1997) and Žák *et al.* (2007).

Our approach involves a combination of field structural data and microstructural analyses, using the universal stage on samples accurately directed (Soufi 1988, 2001). The measurements using the shape-preferred orientation of primary igneous minerals, such as euhedral K-feldspar and biotite, were performed on several hundred outcrops according to a relatively high density. In practice, magnetic fabric deduced from anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) measurements, magmatic fabrics and the microstructures of deformation in the solid state are mostly consistent (Gleizes *et al.* 1993, Bouchez 1997, Tikoff *et al.* 2005), as they may, in some cases, be in disagreement to record magmatic flow (Payacan *et al.* 2014).

Based on the cartographic synthesis of field fabric measurements and major structures of the Blond granitic massif, the map of trajectories shows three independent intrusive sets (Fig. 2):

i) Zone with superimposed subvertical fabrics: This area is limited to the protolithionite and Li-muscovite leucogranite. Geometric configuration of magmatic foliations defined by preferentially oriented mica and K-feldspar megacrysts indicates imbricated planar flow structures. Four distinct steeply dipping magmatic fabrics are documented: N15-30, N70, N90-100 and N135-165. The frequency of results, leads to distinguish three main areas:

- Central and eastern domain: Based on the relative chronology arguments of fabrics, field observations are in favor of the sequence of the following fabrics: N100, 90; N165, 80W; N15, N70 and 78W, 90. The first fabric N100 is parallel to the extension of the massif and is probably related to the magma emplacement.

- Northwest domain: Unlike the previous domain, the magmatic fabric N100 has very low dip to the north. Furthermore, a N135 trending fabric parallel to the Oradour fault replaces the N165 trending one. The survey of fabrics reveals the existence of four distinct families of successive attitudes: N100, 40N; N135, 90; N30, 50NW and N70, 90. We noted that the sub-horizontal planar flows (N100E) are also marked by flattened enclaves from the gneissic host rocks. These relationships suggest, spatially, an area near the roof and involve sub-horizontal magmatic flow under the metamorphic host rocks.

- West domain: There is a predominant east-west orientation (N90, 90), except in the western part of this domain, where foliation is progressively rotated clockwise toward the Oradour fault orientation.

ii) Penetrative foliations zone: This zone is attached to the Li-muscovite leucogranite. Aligned mica and flattened quartzofeldspathic aggregates define a steeply dipping (85S) E-W penetrative foliation that corresponds to the magmatic flow planes within the above structural zone.

iii) N60 trending fabric zone: To this area are connected, on the one hand the topaz microgranite in which, N60-trend dike guided magmatic structures and on the other hand, the topaz bearing fine-grained leucogranite with the same kinematic direction.

Influence of the Oradour-sur-Glane fault

The Oradour-sur-Glane fault is a major N135-trending quartz filled fracture. This fault represents the contact between the Blond granitic complex and Vaulry biotite granite (Chenevoy 1958, Puvilland 1975, Berthier *et al.* 1979). From our cartographic synthesis, it is clear that a biotite granite piece is located beyond the fault. Leucogranites juxtaposed to this fault show structure pattern resulting primarily from a ductile deformation state. The main structural character of this branch of the fault zone (Fig. 2) corresponds to rotation softly of the subvertical E-W trending flow structures or foliations clockwise toward the western pluton margin.

However, intense mylonitisation structures are encountered in the biotite granite approaching the Oradour fault to northeast of Ceinturat. This domain of prominent mylonitisation involves flexure of micas and elongate quartz ribbons, as well as other microstructures in the XZ plane of finite strain (C-S fabrics), indicating dextral shear zone, subparallel to the pluton contact. Thus, structural analysis of the right side of the Oradour fault provides strong evidence of syntectonic emplacement of the Blond complex (Soufi 1988, Chèvremont *et al.* 1992).

Emplacement model

In the northwest area of the massif, but also locally in the center, the subhorizontal flow structures indicate the influence of the elongated east-west dome-shaped roof (convex), corresponding to biotite granite fabric patterns. The plastic deformation that affects the biotite granite host rock would be assigned to the ascent and swelling of diapiric Blond granitic complex, in agreement with Couturie (1977) and Couturie & Didier (1980). Otherwise, the map of planar fabric trajectories (Fig. 2) highlights the structural links between textural units of protolithionite and Li-muscovite leucogranite, which were initially guided by emplacement mechanisms in a west-east direction. Then, appears the control by sinistral shear zones oriented ENE-WSW in the central and eastern parts of the massif, or dextral shear linked to Oradour fault in the western parts. The north-south section (Fig. 3), performed on the Blond granitic complex using acquired structural data, shows a set of sub-vertical deep rooted textural units, forming a diapir slightly poured out to the south. Thus, the Blond granitic complex represents a fine example in the northwestern part of the French Central Massif of syntectonic diapir resulting from the interference between pluton emplacement and regional shearing. This disagrees with the earlier interpretation of Barbier (1967) of a post-tectonic origin of the Blond massif.

Conclusion

Field study of magmatic to plastic planar structures allows reconstruction of magmatic and tectonic history of the Blond massif and highlights the presence of three sets having different structural and petrological signatures, as well as their succession. The N90-100 trending fabric reflects the emplacement mechanism of leucogranitic magma. The N165, N15 and N60-70 trending fabrics are related to regional tectonic, which is responsible for the

formation of N135 striking dextral Oradour fault and induces upright ascent of F-rich ongonitic melt. We propose that the Blond granitic complex has been formed and structured through two phases: 1) diapiric emplacement, followed by flattening under the Oradour fault effect; and 2) while the granites were still viscous, the persistence of contemporary stress results in ENE-WSW striking sinistral shear zones. One of the major features of this period is the appearance of Peyrelade-Mine tectonic axis, accompanied by F and Li-rich melt, and mineralized quartz emplacement.

INTRODUCTION

Le massif granitique de Blond constitue un ensemble leucogranitique d'environ 60 km², situé dans le Haut Limousin, à 30 km au nord-ouest de Limoges (Fig. 1A). Il est limité au nord principalement par l'unité supérieure des gneiss, à l'ouest par la faille d'Availles-Limousine qui se termine par le grand accident d'Oradour-sur-Glane. Au sud, il est intrusif dans les granites dévoniens à biotite et cordiérite de Cieux-Vaulry. Ce massif décrit comme post-tectonique par Barbier (1967) s'inscrit dans une vaste zone de cisaillement intracontinentale qui s'étend de la Vendée au Massif central (Rolin & Colchen 2001). Duthou (1977), par la méthode Rb/Sr sur roche totale, a attribué un âge de 301 ± 5 Ma pour le granite de Blond. Alexandrov *et al.* (2000) ont obtenu un âge de 319 ± 7 Ma en utilisant la méthode U/Pb sur zircon. Un autre âge plus récent a été déterminé par Alexandrov *et al.* (2002) avec la méthode de datation ⁴⁰Ar/³⁹Ar sur muscovite de divers faciès leucogranitiques dépourvus de topaze à Blond. Il varie de 305,5 ± 0,3 Ma jusqu'à 311,3 ± 0,5 Ma et permet d'intégrer ce massif granitique dans l'histoire tardi-hercynienne du Limousin.

Les fabriques du massif granitique de Blond (Soufi 1988) pourraient, donc, contribuer à une meilleure compréhension de la cinématique namuro-westphalienne dans ce tronçon de la chaîne hercynienne. En effet, un nombre croissant de données indique que les fabriques internes des plutons peuvent suivre l'histoire cinématique, l'évolution des champs de contraintes régionales et même les chemins d'exhumation des roches hôtes de ces plutons (Verner *et al.* 2006, 2008, Žák *et al.* 2005, Adissin Glodji *et al.* 2014). Dans la présente contribution, en s'appuyant sur la pétrologie structurale comme méthode d'approche, on se propose d'étudier les structures acquises par les magmas au cours de leur mise en place et/ou de leur cristallisation, de préciser le rôle d'une zone de cisaillement transcurrente majeure représentée par l'accident d'Oradour-sur-Glane, la signification de la direction N60-70, les relations qui existent entre les différentes entités pétrographiques, l'architecture et la cinématique de mise en place du massif.

CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE

Les travaux antérieurs de Barbier (1967, 1968), décrivent le granite de Blond comme un granite homogène à biotite et muscovite. Burnol (1974), à travers une étude géochimique, le considère comme un granite à éléments rares (Li, Be...). A Richemont, localité située au nord du granite de Blond, un dyke rhyolitique est également supposé être l'équivalent subvolcanique des granites et des pegmatites portant des métaux rares (Burnol 1974, Raimbault & Burnol 1998,

Charoy & Noronha 1999). En outre, à la limite est du granite de Blond, existe un gisement de tungstène (étain), constituant la mine de Vaulry (Vallance *et al.* 2001).

Les études réalisées révèlent : i) deux intrusions d'un magma leucogranitique plus ou moins évolué et ii) un magma ongonitique riche en fluor (Soufi 1988, 2000, 2001, Fig. 1B):

- Le leucogranite à protolithionite et Li-muscovite qui peut se subdiviser en quatre unités texturales hétéromorphes. Ce granite se caractérise par une paragenèse à protolithionite, andalousite et Li-muscovite (Soufi 2015). A l'ouest, affleure un granite réduit, intrusif dans le précédent, c'est le leucogranite à Li-muscovite, qui est exempt de protolithionite et d'andalousite.

- Une entité pétrographique représentée par un faciès très évolué à topaze et albite (ongonites). Celui-ci se présente en trois types d'intrusions : le leucogranite fin à topaze, le microgranite à topaze et les aplites à topaze.

APPORT DE LA PETROLOGIE STRUCTURALE

La pétrologie structurale des roches éruptives a pour objectif d'étudier et d'interpréter les structures acquises par les magmas au cours de leur mise en place et/ou de leur cristallisation. Elle s'appuie sur les données rhéologiques des magmas depuis la déformation d'un mélange entre liquide silicaté et cristaux déjà exprimés, jusqu'à la déformation plastique en fin de cristallisation. En effet, dans les granitoïdes, les fabriques peuvent se former par écoulement magmatique à fini-magmatique, par déformation à l'état solide, qu'elles soient de haute ou de basse à moyenne température (Paterson *et al.* 1989, 1998, Vondrovic *et al.* 2011). Ces structures magmatiques localisées peuvent refléter l'état physique du magma au cours de leur formation (Žák & Klominsky 2007). En régime d'écoulement laminaire, s'exprimeront des fabriques magmatiques, alors que l'intervention d'éventuelles contraintes tectoniques se concrétise sous forme de fabriques diastrophiques, ce phénomène induit des fluidalités planaires dites imbriquées (Blanchard 1978, 1979). Le diastrophisme peut s'exprimer par l'acquisition d'une nouvelle fabrique qui oblitère localement l'organisation déjà acquise par le magma, la notion de fabriques superposées s'impose ainsi dans les magmatites (Blanchard 1978, Gagny & Lameyre 1984).

Les fabriques enregistrent typiquement le dernier incrément de la déformation au cours de l'écoulement magmatique, causée par des processus internes ou par la tectonique régionale (Paterson *et al.* 1998, Gutiérrez *et al.* 2013). Il est également de plus en plus reconnu que de multiples fabriques magmatiques ayant différentes orienta-

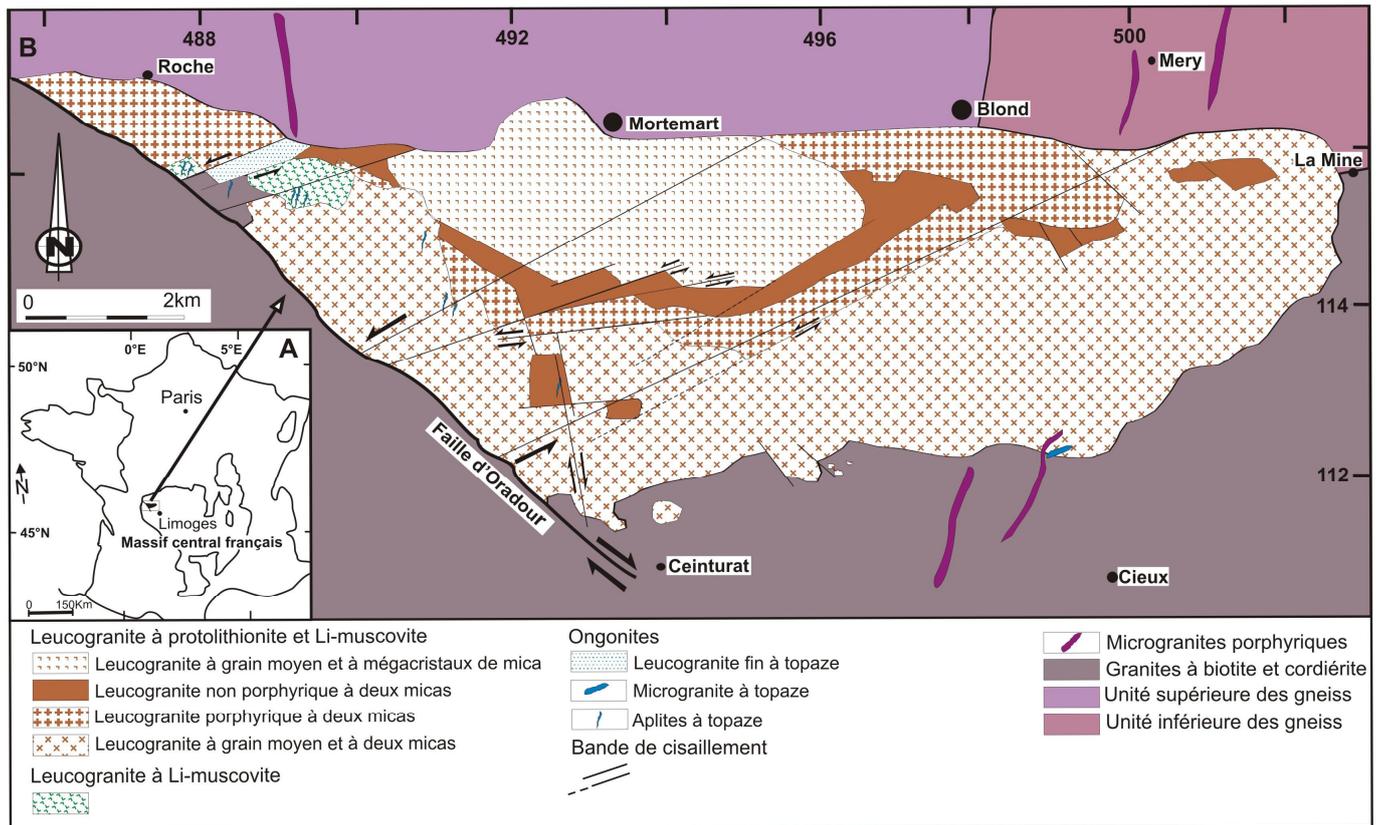


Figure 1. A) Localisation du massif granitique de Blond, France; B) Faciès pétrographiques du massif de Blond, selon Soufi (1988).

Figure 1. A) Location of the Blond granitic complex, France; B) Petrographic facies of Blond complex, after Soufi (1988).

tions peuvent se former dans un seul pluton. Des exemples ont été rapportés par Bouchez *et al.* (1981), Soufi (1988), Blumenfeld & Bouchez (1988), Schulmann *et al.* (1997) et Zak *et al.* (2007).

Notre méthode de travail consiste en un relevé systématique des fabriques magmatiques et diastrophiques, éventuellement coexistantes sur un même affleurement. Les mesures à l'aide de l'orientation des mégacristaux de feldspath potassique, complétées par celles des micas ont été réalisées sur plusieurs centaines d'affleurements selon une densité relativement importante. Les données de terrain sont confrontées par une étude microscopique des fabriques à l'aide de la platine universelle, et sur des échantillons préalablement orientés (Soufi 1988, 2001). En pratique, les fabriques magnétiques obtenues par la méthode de l'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM), les fabriques magmatiques et les microstructures de déformation à l'état solide sont le plus souvent corrélables (Gleizes *et al.* 1993, Bouchez 1997, Tikoff *et al.* 2005). Elles peuvent, dans certains cas, présenter des différences significatives pour enregistrer l'écoulement magmatique (Payacan *et al.* 2014).

La carte des trajectoires basée sur la synthèse cartographique des fabriques magmatiques et des structures majeures du massif granitique de Blond (préférée à la carte des fabriques de densité très élevée des mesures) met en évidence la confrontation de trois ensembles structurellement sub-indépendants (Fig. 2):

i) Zone à plusieurs fabriques superposées subverticales : elle se limite au leucogranite à protolithionite et Li-muscovite. La disposition des structures planaires traduit des fluidalités imbriquées. Les feldspaths potassiques et les

micas montrent, dans l'ensemble, quatre orientations planaires majeures à pendage généralement fort : N15-30, N70, N90-100 et N135-165. La fréquence des valeurs conduit, cependant, à distinguer trois domaines principaux :

- Domaine central et oriental : basées sur les arguments de chronologie relative des quatre fabriques, les observations sur le terrain sont en faveur de l'enchaînement suivant des fabriques : N100, 90 ; N165, 80W ; N15, 78W et N70, 90. La première fabrique N100 est parallèle à l'allongement du massif et serait probablement liée à la mise en place du magma.

- Domaine nord-ouest : à la différence du domaine précédent, la fabrique N100 a un pendage très faible vers le nord. Par ailleurs, une direction N135 parallèle à la faille tient lieu de la fabrique N165. De manière générale, le relevé des fabriques révèle l'existence de quatre familles distinctes d'attitudes successives : N100, 40N ; N135, 90 ; N30, 50NW et N70, 90. Il est à noter que les fluidalités planaires subhorizontales N100E sont en outre, marquées par la disposition et l'orientation préférentielle d'enclaves énallogènes de forme aplatie, issues de l'encaissant métamorphique gneissique. Ces relations suggèrent spatialement un domaine proche du toit et impliqueraient un écoulement magmatique subhorizontal sous la couverture métamorphique.

- Domaine ouest : on note une orientation prépondérante N90, 90 ; sauf dans la partie ouest où les directions majeures sont parallèles à la faille d'Oradour-sur-Glane. D'autres directions, N70 et N165 sont localement observées et indiquent une structuration tardive qui se rajoute à la première.

ii) Zone des foliations pénétratives : cette zone est solidaire du leucogranite à Li-muscovite. Une foliation frustrée, matérialisée par l'allongement et l'aplatissement du quartz, des micas et des feldspaths d'orientation moyenne N90, 85S, est quasi-constante et correspond à la fabrique planaire magmatique de mise en place de la zone structurale précédente. Sur le plan cinématique, les structures magmatiques ne diffèrent pas fondamentalement des structures de déformation plastique (Djouadi & Bouchez 1992). A cette foliation se surimpose une structuration tardive exprimée par de grands cisaillements fragiles N70 à fort pendage vers le sud et à composante de cisaillement senestre.

iii) Zone des fluidalités planaires N60 : à cette zone se rattache, d'une part, le microgranite à topaze dont les structures sont guidées par la caisse filonienne orientée N60, et d'autre part le leucogranite fin à topaze qui épouse la même direction cinématique.

INFLUENCE DE LA FAILLE D'ORADOUR-SUR-GLANE

La dislocation d'Oradour-sur-Glane est une grande fracture à remplissage quartzeux discontinu, orientée N135. D'après plusieurs auteurs (Chenevoy 1958, Puvilland 1975, Berthier *et al.* 1979), cette faille constitue la zone de contact entre le massif granitique de Blond et le granite à biotite de Vaulry. De notre synthèse cartographique, il ressort l'existence d'un panneau de ce dernier au delà de la faille (Fig. 1B). Les leucogranites juxtaposés à cette faille montrent des structures qui résultent principalement d'une déformation que l'on peut attribuer à un état pseudo-plastique. Le caractère structural principal de cette branche (Fig. 2) est matérialisé au sein des leucogranites de Blond, par l'orientation très dominante N90 de la fabrique planaire (fluidalité et foliation). Cette fabrique, fortement marquée, s'incurve de façon progressive pour devenir parallèle à la faille. A l'approche de la faille, il est possible d'observer des cisaillements magmatiques orientés N135 dont la composante du sens de cisaillement est dextre. Il est également fréquent de voir des cisaillements magmatiques N165 à composante dextre (près du village de Puybras). Dans les modèles de trajectoires de déformation de Sanderson (1982), le cisaillement simple se traduit par une réorientation des trajectoires mouvant l'accident, la forme sigmoïde des orientations est liée au sens de cisaillement. Le granite d'Egletons (Mezure 1981a, b) présente un exemple comparable des structures. L'orientation planaire majeure de ces dernières s'incurve et devient parallèle à un accident qui le limite vers l'ouest.

Toutefois, des structures d'ultra-mylonitisation sont rencontrées dans le granite à biotite, à l'approche de la faille d'Oradour au NE de Ceinturat. Ce domaine, de forte déformation mylonitisée, s'exprime par la flexuration des micas et bandes des bandes de quartz, ainsi que d'autres microstructures dans le plan XZ de la déformation finie (plans C-S), qui indiquent un régime de déformation non coaxial, correspondant à un cisaillement transcurrent dextre. De manière générale, l'analyse structurale de la branche droite de la faille d'Oradour apporte des renseignements pour une mise en place syntectonique du massif granitique

de Blond (Soufi 1988, Chèvremont *et al.* 1992). Cette activité tectonique serait contrôlée par une contrainte majeure N10 sub-horizontale, à l'origine de la disposition planaire (fluidalité et foliation) selon l'orientation N90, comme plan d'aplatissement. Elle est enregistrée dans le leucogranite à protolithionite et Li-muscovite par des fluidalités planaires imbriquées N135-165.

Dans un deuxième temps et avant leur cristallisation, les leucogranites sont affectés par des couloirs de cisaillement organisés en une famille conjuguée ENE-WSW senestre et dans lesquels les faciès leucogranitiques se déforment à l'état magmatique. Ainsi se mettent en place les filons de quartz à wolframite et les aplites à topaze assimilables à des fentes de tension, alors que le champ de contrainte s'est maintenu durant la consolidation provoquant des fluidalités planaires imbriquées N15 et N70. D'ailleurs, la direction NE de la contrainte maximale est déjà évoquée en Haut Limousin (Duthou 1977, Mollier 1983, Lespinasse 1984).

L'évolution structurale de la partie Sud-Armoricaine est liée au fonctionnement des grands décrochements dextres (Berthe *et al.* 1979), mais leurs équivalents dans le Massif central étaient à notre connaissance incertains avant les travaux de Soufi (1988). La faille d'Oradour-sur-Glane, représente, donc, un décrochement dextre, qui constitue en quelque sorte, la continuité des cisaillements Sud-Armoricains (Soufi 1988, 2001) dans l'Ouest du Massif central français. L'âge moyen de 316 ± 3 Ma, obtenu par Alexandrov *et al.* (2000, 2002) et interprété comme étant l'âge de mise en place du magma leucogranitique, atteste du rejeu dextre de la faille d'Oradour-sur-Glane vers la fin du Namurien.

MODELE DE MISE EN PLACE

Dans le domaine nord-ouest du massif de Blond, et aussi localement dans le centre, les fluidalités planaires subhorizontales observées seraient corrélées à un effet de toit en forme de dôme convexe et allongé est-ouest. En effet, les fabriques sont faiblement pentées vers l'extérieur du massif, avec des valeurs plus faibles au cœur par rapport à la périphérie. Principalement dans le nord-ouest, les fluidalités de direction est-ouest miment la géométrie du contact du massif avec son encaissant métamorphique et dessinent des ondulations d'amplitude kilométrique et de faible pendage sous un toit gneissique.

Le style de structuration des granites encaissants à biotite et cordiérite ne s'oppose pas à l'hypothèse d'une morphologie en dôme du massif de Blond. Structurés N90 (Fig. 2), ces granites sont caractérisés par des fluidalités planaires pentées vers le massif de Blond avec des valeurs moyennes à fortes et sont parallèles aux structures planaires immédiates au sud de ce dernier. En effet, la déformation plastique qui touche le granite encaissant à biotite et cordiérite, est matérialisée sur le terrain par l'allongement des rubans de quartz et l'orientation linéaire des amas minéraux (biotite et feldspath); elle serait liée à l'ascension et au gonflement diapirique du complexe granitique de Blond. Les structures issues de la déformation dans l'encaissant immédiat des diapirs est la conséquence des effets de la montée diapirique elle-même (Couturie 1977, Couturie & Didier 1980).

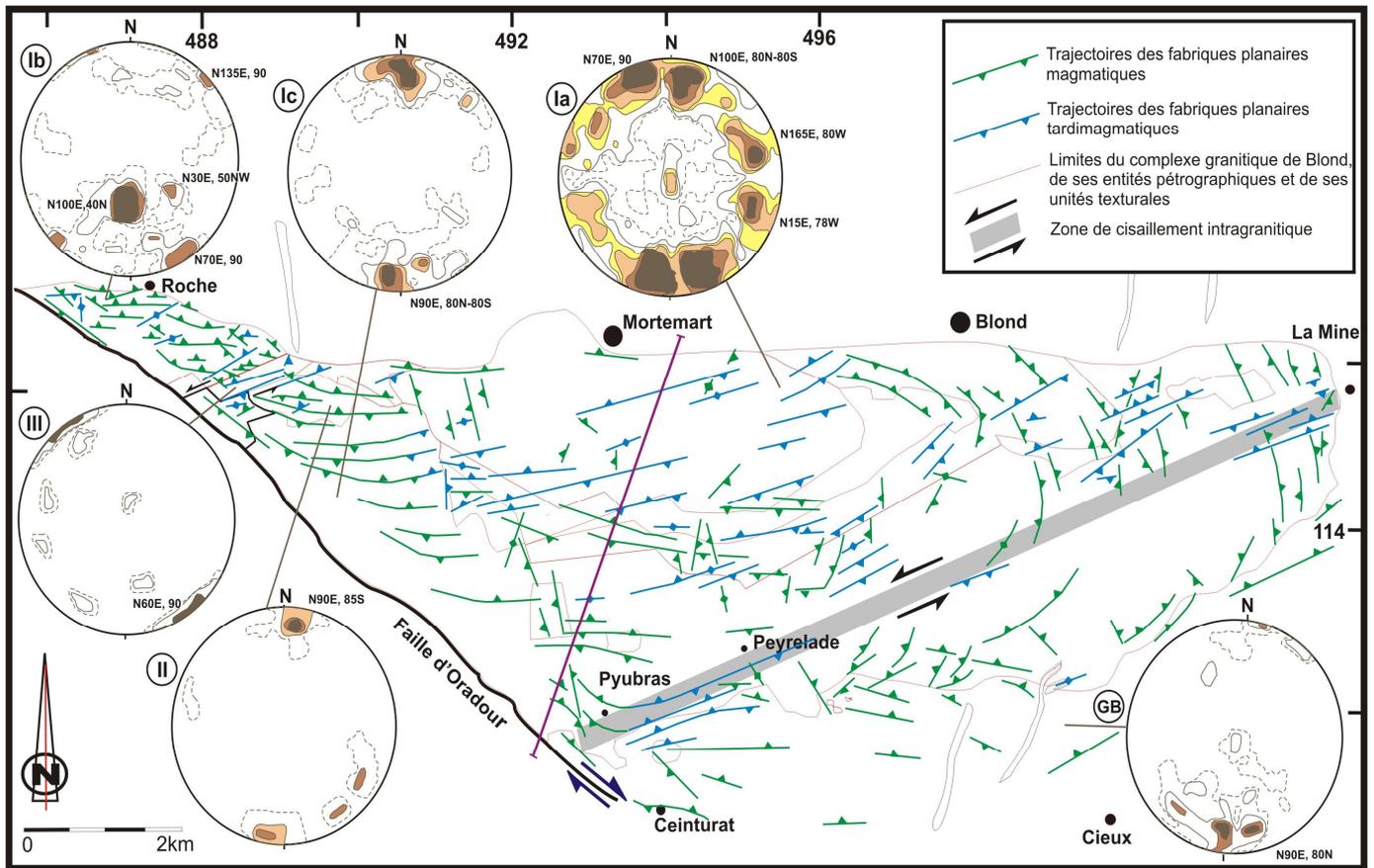


Figure 2. Carte des trajectoires des plans de fabriques planaires dans le massif granitique de Blond et dans son encaissant immédiat. Stéréogrammes d'isodensité des pôles de plans de fabriques sur FK mesurées sur le terrain et orientation des structures planaires au niveau du granite à biotite encaissant GB (Schmidt, hémisphère inférieure). I: Zone à plusieurs fabriques superposées subverticales (Ia: Domaine central et oriental, n: 400, coupures: 0.1-0.5-1-1.5-2.3-2.8%. Ib: Domaine nord-ouest, n: 74, coupures: 0.7-2.7-4.1-8.1%. Ic: Domaine ouest, n: 60, coupures: 0.8-2.5-5-6.7-8.3%). II: Zone des foliations pénétratives, n: 21, coupures: 2.4-9.5-14.3-19%. III: Zone des fluidalités planaires N60E, n: 12, coupures: 4.2-8.3-16.7%. GB, n: 47, coupures: 1-4.3-8.5-10.6%. Avec situation de la coupe de la figure 3. Pendage en dizaines de degrés.

Figure 2. Trajectories map of planar fabric's planes in the Blond granitic complex and in its very neighbouring country rocks. The Schmidt stereoplots (lower hemisphere) show the poles of field fabrics defined by K-feldspar megacrysts in the Blond granitic complex and the biotite granite GB. I: Zone with multiple subvertical fabrics (Ia: Central and eastern domain, n: 400, contours: 0.1-0.5-1-1.5-2.3-2.8%. Ib: northwest domain, n: 74, contours: 0.7-2.7-4.1-8.1%. Ic: west domain, n: 60, contours: 0.8-2.5-5-6.7-8.3%). II: Penetrative foliations zone, n: 21, contours: 2.4-9.5-14.3-19%. III: N60 trending fabric zone, n: 12, contours: 4.2-8.3-16.7%. GB, n: 47, contours: 1-4.3-8.5-10.6%. With location of the cross-section of the figure 3. Dip in ten degrees.

En définitive, les arguments structuraux confirment le bien fondé d'une hypothèse de mise en place diapirique du complexe granitique de Blond. Il s'agit de : i) la forme ovoïde du complexe, ii) les structures conformes aux contacts, iii) le parallélisme et la continuité de ces structures avec les granites encaissants à biotite intrudés, iv) la tendance circulaire des structures vers les zones de contact et leur aspect rectiligne en dehors de ces zones, v) la forme radiale des linéations (Soufi 1988, 2001). Ce sont les principaux critères en faveur du diapirisme (Batheman 1984). La carte des trajectoires des fabriques planaires (Fig. 2) met en évidence les liens structuraux entre unités texturales du leucogranite à protolithionite et Li-muscovite qui ont, d'abord, été guidées par les mécanismes de mise en place dans une direction E-W, ensuite, parvient le contrôle par les zones de cisaillement senestres orientées ENE-WSW dans les parties centrales et orientales du massif, et par un cisaillement majeur dextre lié à la faille d'Oradour-sur-Glane dans les parties occidentales. Le rôle de la faille d'Oradour est bien souligné au niveau de la structuration du

leucogranite à Li-muscovite. Ce dernier est, en effet, tronçonné selon un mouvement décrochant senestre. Il est à noter qu'au niveau de ce secteur, un lambeau de granite à biotite encaissant se trouve exceptionnellement au delà de la faille d'Oradour et présente une fabrique imbriquée N60-70. Le leucogranite à Li-muscovite est déformé plastiquement et montre une tendance à être structurée N60 au voisinage du leucogranite fin à topaze. En outre, des shear-zones caractéristiques orientées N60 (observées au niveau de la grande carrière de Nouic qui est localisée à 4 Km à vol d'oiseau au SW du village de Mortemart) sont à composante de cisaillement senestre. Les zones de cisaillement ENE-WSW ont, en revanche, guidé les ongonites dans leur mise en place. L'existence d'un axe tectonique (zone de cisaillement intragranitique) ENE-WSW passant au sud de Peyrelade et se prolongeant à la mine à Sn-W de Vaulry est indiqué. D'ailleurs, les métallotectes structuraux ENE-WSW (N60-70) sont bien connus dans le Nord-Est du Massif central (Leistel 1984, Leistel & Gagny 1984, Gagny *et al.* 1984), et ce d'autant que les modes de gisement proposés

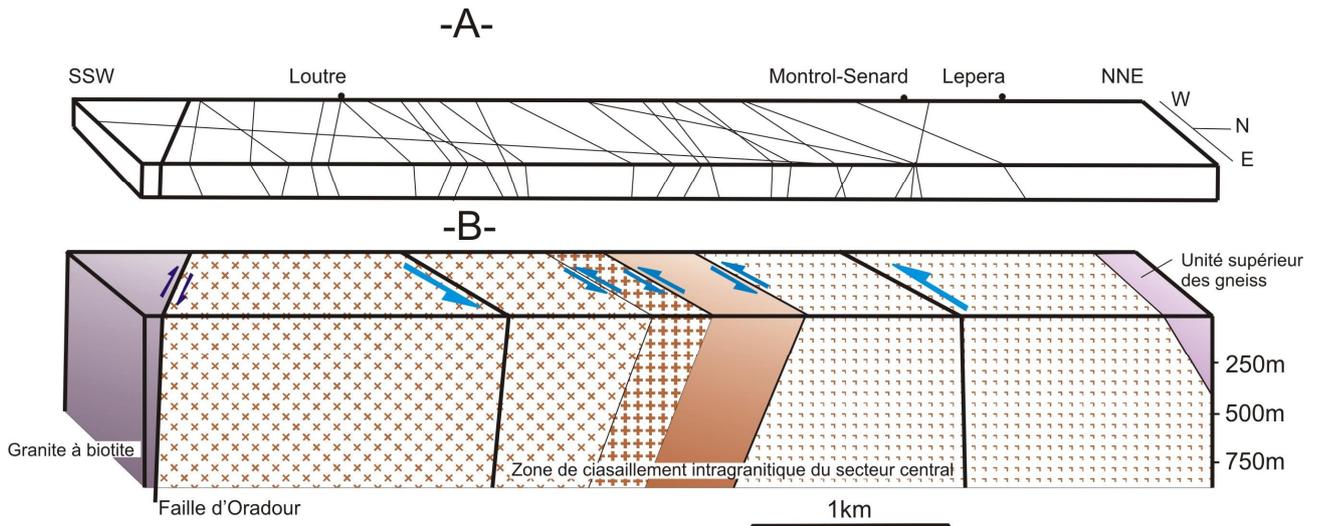


Figure 3. Coupe structurale NNE-SSW suivant le petit axe du massif granitique de Blond. Même échelle verticale et horizontale (situation de la coupe dans la figure 2). A : Report des traces des fabriques planaires. B : Bloc diagramme interprétatif (voir figure 1 pour la signification des faciès).

Figure 3. Structural NNE-SSW cross-section along the minor axis of the Blond granitic complex. Same vertical and horizontal scale (location of the cross-section in the figure 2). A: Report of planar fabric's traces. B: Block interpretative diagram (see figure 1 for the meaning of facies).

s'apparentent avec des structures N60-70. La coupe nord-sud (Fig. 3) traversant le complexe granitique de Blond est réalisée sur la base des données structurales acquises et permet de définir l'allure générale de ce complexe. C'est donc un ensemble d'unités texturales sub-verticales enracinées en profondeur et formant un diapir extravasé légèrement vers le sud. Les plans de fluidalités magmatiques, fortement pentés, excluent ici le développement d'un modèle en lame pour le massif granitique de Blond. Ce massif, par sa complexité et sa variabilité pétrographique et structurale, offre un bel exemple d'un diapir syntectonique dans le Nord-Ouest du Massif central français, où l'interférence entre les cisaillements régionaux et la mise en place est mise en évidence. Ceci est en désaccord avec l'interprétation de Barbier (1967) sur une origine post-tectonique du massif de Blond.

CONCLUSION

L'étude sur affleurement des structures planaires (et linéaires) magmatiques, fini-magmatiques et tardi-magmatiques à plastiques, a permis de reconstituer l'histoire magmatique et tectonique du massif de Blond, de mettre en évidence trois faciès granitiques aux caractéristiques pétrologiques et structurales différentes, ainsi que leur succession.

La fabrique N90-100 est tributaire à la mise en place du magma leucogranitique. Les fabriques N165, N15 et N60-70 sont liées à la tectonique régionale qui est à l'origine de l'initiation du jeu dextre d'une faille de socle orientée N135 (la faille d'Oradour-sur-Glane) et de la mise en place du magmatisme à fluor (granites à topaze) dans des zones de cisaillement tardives orientées ENE-WSW.

Le complexe granitique de Blond s'est formé et structuré en deux temps:

1. mise en place par montée diapirique suivie d'un aplatissement, où la faille d'Oradour-sur-Glane a nettement influé sur la structure du massif;

2. alors que les granites sont encore visqueux, mais à plus grande cohésion, la persistance des contraintes maximales se traduit par le fonctionnement des zones de cisaillement conjuguées ENE-WSW à composante senestre. Un des traits majeurs de cette période est l'apparition d'un axe tectonique Peyrelade-Mine, accompagné de la mise en place d'un magmatisme ongonitique riche en F et Li, et du quartz minéralisé.

REMERCIEMENTS

Les auteurs tiennent à remercier l'ensemble des membres du Comité éditorial du Bulletin de l'Institut Scientifique, ainsi que les Professeurs Abdellah Boushaba et Abdelkader Mahmoudi dont les suggestions et les critiques constructives ont contribué grandement à l'amélioration de la qualité de cet article.

REFERENCES

- Adissin Glodji L., Bascou J., Yessoufou S. *et al.* 2014. Relationships between deformation and magmatism in the Pan-African Kandi Shear Zone: Microstructural and AMS studies of Ediacaran granitoid intrusions in central-Bénin (West Africa). *Journal of African Earth Sciences*, 97, 143–160.
- Alexandrov P., Cheilletz A., Deloule E. *et al.* 2000. 319 ± 7 Ma crystallisation age for the Blond granite (northwest Limousin, French Massif Central) obtained by U/Pb ion-probe dating of zircons. *Comptes rendus de l'Académie des sciences*, 330, 617–622.
- Alexandrov P., Ruffet G. & Cheilletz A. 2002. Muscovite recrystallization and saddle-shaped $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra: example from the Blond granite (Massif Central, France). *Geochimica Cosmochimica Acta*, 66, 1793–1807.
- Barbier J. 1967. Etude pétrologique et géochimique du granite à deux micas de Blond (Limousin, France). *Sciences de la Terre, Nancy*, 12, 3, 183–206.
- Barbier J. 1968. Altération chimique et remaniements de l'uranium dans le granite à deux micas de Monts de Blond (Limousin, France). *Sciences de la Terre, Nancy*, 13, 4, 361–378.

- Batheman R. 1984. On the role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. *Tectonophysics*, 110, 211–231.
- Berthe D., Choukroune P. & Jegouzo P. 1979. Orthogneiss, mylonite and non coaxial deformation of granites: the example of the South-Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1, 31–42.
- Berthier F., Dutou J.L. & Roques M. 1979. Datation géochronologique Rb/Sr sur les roches totales du granite de Guéret (Massif Central). Age fini-dévonien de mise en place de l'un de ses faciès-type. *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 2, 59–72.
- Blanchard J.Ph. 1978. Dynamique magmatique du granite porphyroïde des Ballons (Vosges méridionales). "Fluidalités planaires imbriquées" et "couloirs magmatiques". Phénomène de percolation. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 20, 157–162.
- Blanchard J.Ph. 1979. *Pétrogenèse et pétrologie structurale du granite des Ballons (Vosges méridionales)*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nancy I, 293 p.
- Blumenfeld P. & Bouchez, J.-L. 1988. Shear criteria in granite and migmatite deformed in the magmatic and solid states. *Journal of Structural Geology*, 10, 361–372.
- Bouchez J.L. 1997. Granite is never isotropic: an introduction to AMS studies of granitic rocks. In: J. L. Bouchez, D.H.W. Hutton & W.E. Stephens (Eds.) - Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics, *Kluwer Academic, Dordrecht*, 95–112.
- Bouchez J.L., Guillet P. & Chevalier F., 1981. Structures d'écoulement liées à la mise en place du granite de Guerande (Loire-Atlantique, France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 387–399.
- Burnol L. 1974. Géochimie du beryllium et types de concentrations dans les leucogranites du Massif Central Français. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 85, 168 p.
- Charoy B. & Noronha F. 1999. Rare-element (Li-rich) granitic and pegmatitic plutons: a primary or superimposed signature. *Revista Brasileira Geociências*, 29, 3–8.
- Chenevoy M. 1958. Contribution à l'étude des schistes cristallins de la partie nord-ouest du Massif Central Français. *Mémoires du Service de la Carte géologique de la France*, 428 p.
- Chevremont P., Constans P., Ledru P. *et al.* 1992. Notice explicative de la feuille d'Oradour-sur-Glane à 1/50 000 (663). *Editions du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 100 p.
- Couturie J.-P. 1977. *Le massif granitique de la Margeride (Massif Central Français)*. Thèse d'Etat, Université de Clermont-Ferrand, 319 p.
- Couturie J.-P. & Didier J. 1980. Quelques effets de la montée diapirique du complexe granitique de Valay. *8^{ème} Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, Marseille*, 112 p.
- Djouadi M.T. & Bouchez J.-L. 1992. Structure étrange du granite du Tesnou (Hoggar, Algérie). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 315, 1231–1238.
- Duthou J.-L. 1977. Chronologie Rb-Sr et géochimie des granitoïdes d'un segment de la chaîne varisque. Relation avec le métamorphisme. Le nord Limousin (Massif Central Français). *Annales de la Faculté des Sciences de l'Université de Clermont-Ferrand*, 63, 294 p.
- Gagny Cl. & Lameyre J. 1984. Signification régionale de la foliation de plan axial mise en évidence dans les leucogranites du Limousin. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 299, 105–108.
- Gagny Cl., Courrioux G., Cuenin O. *et al.* 1984. Contrôle structural de la métallogénie dans la région d'Echassières par une zone de cisaillement régionale orientée à N60E (Massif Central Français). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 298, 459–462.
- Gleizes G., Nédélec A., Bouchez J.L. *et al.* 1993. Magnetic susceptibility of the Mont-Louis-Andorra, ilmenite-type granite (Pyrenees): new tool for the petrographic characterisation and the regional mapping of zoned granite pluton. *Journal of Geophysical Research*, 98, 4317–4331.
- Gutiérrez F., Payacan I., Gelman S.E. *et al.* 2013. Late-stage magma flow in a shallow felsic reservoir: merging the anisotropy of magnetic susceptibility record with numerical simulations in La Gloria Pluton, central Chile. *Journal of Geophysical Research. Solid Earth*, 118, 1984–1998.
- Leistel J.M. 1984. *Evolution d'un segment de la chaîne hercynienne dans le Nord-Est du Massif Central Français. Le fossé volcano-tectonique de la Loire*. Thèse de l'Université de Nancy I, Faculté des sciences, 317 p.
- Leistel J.M. & Gagny Cl. 1984. Mise en évidence d'un fossé volcano-tectonique au Viséen supérieur dans le Nord-Est du Massif Central Français. *Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique*, 25, 19–31.
- Lespinasse M. 1984. Contexte structural des gisements d'uranium de la Marche occidentale, fracturation, circulations fluides, propagation de l'épisyénitisation. *Géologie et Géochimie de l'Uranium. Mémoire* 8, 200 p.
- Mezure J.F. 1981a. Orientation préférentielle des mégacristaux de feldspath potassique dans les granites : application à l'étude structurale des granites d'Egletons et de Meymac (Corrèze, Massif Central Français). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7, 641–649.
- Mezure J.F. 1981b. Un exemple naturel de superposition de deux types de déformation (cisaillement et compression) dans le granite d'Egletons (Corrèze, Massif Central Français). *Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 293, 457–460.
- Mollier B. 1983. *Le granite de Brême-St-Sylvestre-St-Goussaud, ses structures magmatiques, une étude de distribution de l'uranium à l'échelle du grain*. Thèse de 3^{ème} cycle, Université de Nantes, 253 p.
- Paterson S.R., Vernon R.H. & Tobisch O.T. 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11, 349–363.
- Paterson S.R., Fowler T.K., Schmidt K.L. *et al.* 1998. Interpreting magmatic fabric patterns in plutons. *Lithos*, 44, 53–82.
- Payacan I., Gutiérrez F., Sarah E. *et al.* 2014. Comparing magnetic and magmatic fabrics to constrain the magma flow record in La Gloria pluton, central Chile. *Journal of Structural Geology*, 69, 32–46.
- Puvilland P. 1975. *Reconnaitances stratégiques par gravimétrie dans la région de Limoges*, Diplôme d'ingénieur géophysicien, IPG Strasbourg, 37 p.
- Raimbault L. & Burnol L. 1998. The Richemont rhyolite dyke, Massif Central, France: a subvolcanic equivalent of rare-metal granites. *Canadian Mineralogist*, 36, 265–282.
- Rolin P. & Colchen M. 2001. Les cisaillements hercyniens de la Vendée au Limousin. *Géologie de la France*, 1–2, 87–116.
- Sanderson P.J. 1982. Models of strain variations in nappes and thrust sheets : a review. *Tectonophysics*, 39, 73–86.
- Schulmann K., Jezek J. & Venera Z. 1997. Perpendicular linear fabrics in granite: markers of combined simple and pure shear flows? In: Bouchez, J.L., Hutton, D.H.W., Stephens, W.E.

- (Eds.) - Granite: from Segregation of Melt to Emplacement Fabrics. *Kluwer Academic Publishers, Netherlands*, 159–176.
- Soufi M. 1988. *Etude des magmatismes leucogranitique et ongo-nitique de Blond (Haut Limousin-Massif Central Français). Relations avec une mise en place syntectonique du massif granitique*. Thèse de Doctorat Doctorat, Université de Nancy I, 304 p.
- Soufi M. 2000. Utilisation des micas (Fe, Li) syncinématiques comme traceurs géochimiques des fabriques magmatiques : Application au massif granitique de Blond (Haut Limousin, Massif Central Français). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 408, 211–219.
- Soufi M. 2001. La pétrologie structurale du massif granitique de Blond (Haut Limousin, Massif Central Français). *Les cahiers de la recherche de l'Université Hassan II Aïn Chock, Casablanca*, III, 47–67.
- Soufi M. 2015. Evidence for the role of primary andalusite breakdown during the Li-Fe micas recrystallization in the Blond granite (NW French Massif Central). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 579, 147–161.
- Tikoff B., Davis M., Teyssier C. *et al.* 2005. Fabric studies within the Cascade Lake shear zone. Sierra Nevada Mountains, California. *Tectonophysics*, 400, 209–226.
- Vallance J., Cathelineau M., Marignac C. *et al.* 2001. Microfracturing and fluid mixing in granites: W-(Sn) ore deposition at Vaulry (NW French Massif Central). *Tectonophysics*, 336, 43–61.
- Verner K., Žák J., Hrouda F. *et al.* 2006. Magma emplacement into exhumed lower- to mid-crustal orogenic root: the Jihlava melasyenite pluton, Moldanubian Zone, Bohemian Massif. *Journal of Structural Geology*, 28, 1553–1567.
- Verner K., Žák J., Nahodilová R. *et al.* 2008. Magmatic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knižecí Stolec durbachite pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. *International Journal of Earth Sciences*, 97, 19–33.
- Vondrovic L., Verner K., Buriánek D. *et al.* 2011. Emplacement, structural and P-T evolution of the ~346 Ma Miřetín Pluton (eastern Teplá-Barrandian Zone, Bohemian Massif): implications for regional transpressional tectonics. *Journal of Geosciences*, 56, 343–357.
- Žák J. & Klominsky J. 2007. Magmatic structures in the Krkonose-Jizera Plutonic Complex, Bohemian Massif: evidence for localized multiphase flow and smallscale thermal-mechanical instabilities in a granitic magma chamber. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 164, 254–267.
- Žák J., Holub F.V. & Verner K. 2005. Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: the Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *International Journal of Earth Sciences*, 94, 385–400.
- Žák J., Paterson S.R. & Memeti V. 2007. Four magmatic fabrics in the Tuolumne batholith, central Sierra Nevada, California (USA): implications for interpreting fabric patterns in plutons and evolution of magma chambers in the upper crust. *Geological Society of America Bulletin*, 119, 184–201.

Manuscrit reçu le 16/11/2015

Version révisée acceptée le 11/07/2016

Version finale reçue le 26/07/2016

Mise en ligne le 04/08/2016