Ann. Soc. Géol. du Nord.
T. 22 (2e série), p. 85-92, Décembre 2015.

EVOLUTION POLYPHASEE DU MASSIF GRANITIQUE DE LA MALADETA (PYRENEES CENTRALES ESPAGNOLES) - SYNTHESE DES DONNEES PETROGRAPHIQUES

Multiphase evolution of the granitic Maladeta Massif (Central Pyrenees, Spain) - Synthesis of the petrographic data

par Jean Marie CHARLET (*) & Abdellah EL HAJI (**)

Résumé. – Une synthèse des données pétrographiques acquises par l'étude des roches intrusives du massif de la Maladeta et de son encaissant métamorphique conduit à retracer les grandes étapes de la mise en place des granites et à les discuter à la lumière des résultats des études structurales. Les types pétrographiques sont replacés dans une chronologie relative au sein des unités pétrostructurales qui se sont individualisées précocement et se sont juxtaposées selon de grands couloirs tectoniques. Ils montrent que la mise en place des roches basiques a été précédée d'un dôme thermique marqué par une paragénèse à grenat almandin. Finalement le métamorphisme et le plutonisme témoignent d'une évolution dans le temps et l'espace associée à une tectonique hercynienne polyphasée.

Abstract. – *The synthesis of the relevant petrographic data obtained from the study of intrusive rocks of the Maladeta massif located in the Spanish Pyrenees, and particularly of its metamorphic host rock, allows to recreate the main stages for the on-site formation of this granitic structure and to discuss these in the light of the structural studies. The petrographic types are placed in a relative chronological sequence inside their respective petrostructural units: these units have developed an early individuality and are disposed next to each other following large tectonic elements. It is also shown that the formation of the first basic rocks has been preceded by a thermal dome characterized by a paragenesis with almandine garnet. Finally, metamorphism and plutonism show an evolution in space and time linked with a hercynian polyphased tectonics.*

Mots clés. – Roches granitiques, polymétamorphisme au contact, Pyrénées, Massif de la Maladeta, uranium.
Key words. – *Granitic rocks, contact polymetamorphism, Pyrenees, Maladeta Massif, uranium*.

I. — INTRODUCTION

Au cours de la période 1970-1985, le Massif de la Maladeta fut l'objet d'une étude géologique et pétrographique exhaustive (Charlet, 1968, 1977, 1979, 1983, 2002 ; Bourke, 1979) fixant un cadre général à des études ultérieures plus spécifiques, en vue de retracer l'évolution géodynamique de ce complexe granitoïde et de le replacer dans l'histoire géologique de la chaîne pyrénéenne (Lamouroux, 1986, 1991 ; Evans *et al*., 1998 ; Leblanc *et al*., 1994). On peut encore citer, à partir de 1992, les études de l'Université de Saragosse (Arranz *et al*., 1992, 1995). Constituant le massif le plus élevé et le plus étendu (400 km^2) de la Haute Chaîne, il se prête particulièrement bien aux observations sur le terrain grâce à une géomorphologie héritée de la dernière glaciation.

Une étude générale du complexe granitoïde de la Maladeta au sens large était présentée en 1979 par Charlet. Elle mettait en évidence une disposition complexe constituée de plusieurs unités pétrographiques (Fig. 1) séparées par de grandes zones mylonitiques. Les études ultérieures ont confirmé l'existence de plusieurs unités distinctes, une unité occidentale (unité du Nethou) à disposition concentrique des types pétrographiques, et des unités orientales beaucoup plus complexes dans la répartition des types pétrographiques avec suivant les auteurs des nuances dans la définition des sous-unités ou blocs (Lamouroux, 1986, 1991 ; Leblanc *et al*., 1994). Nous distinguerons dans la suite trois unités (Fig. 1) : les unités du Nethou (N), de Bohi (B) et de Capdella (C) qui correspondent aux unités Aneto, Colomers et Saburo de Lamouroux (1986, 1991), unités séparées par deux grandes zones mylonitisées : la zone de la Noguera Ribagorzana de direction générale N-S (Fig. 1, NR) et la zone du Rio San Nicolau de direction NE-SW (Fig. 1, SN). Les relations entre la succession des phases de déformation qui ont affecté la chaîne et les étapes de mise en place des granitoïdes ont fait l'objet de nombreuses discussions (Rios, 1984 ; Evans *et al*., 1998 ; Laumonier *et al*., 1997 ; Garcia-Belles *et al*., 1998). Nous nous proposons d'apporter des éléments nouveaux dans cette

(*) 10 Avenue Albert Elisabeth, B-7030 St Symphorien ; jeanmariecharlet@gmail.com
(**) 69 Bd Dolez, B-7000 Mons ; abdellah.elhaji@umons.ac.be

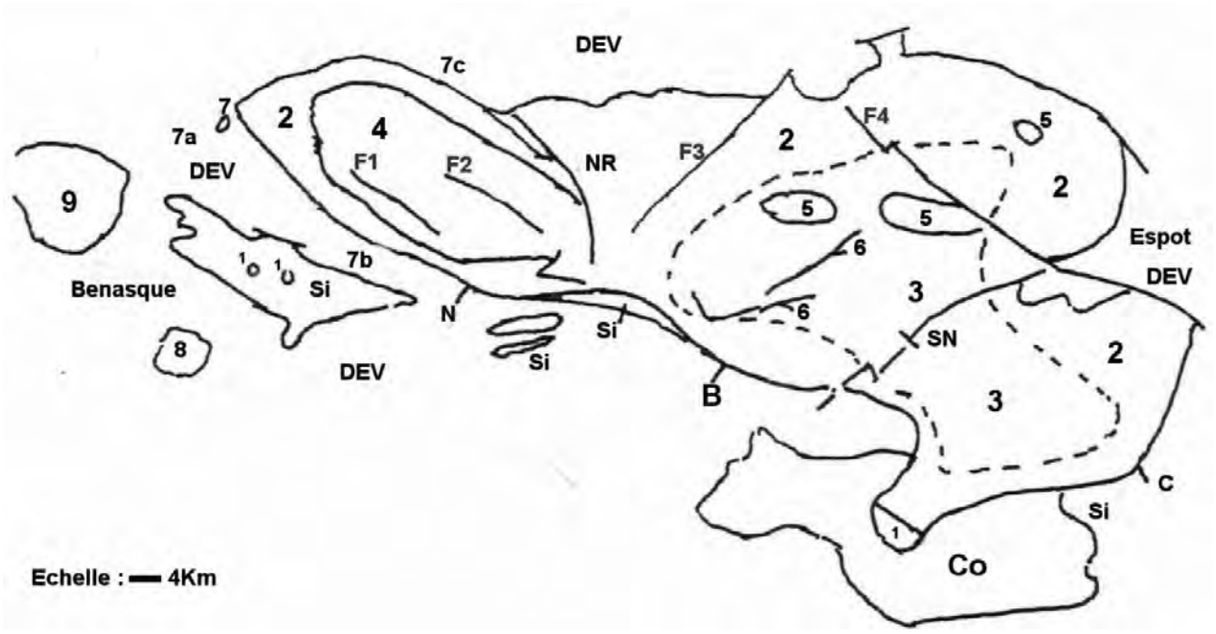


Fig. 1. — Le complexe granitique de la Maladeta et le contexte géologique régional. Abréviations : C-O- Cambro-Ordovicien, Si- Silurien, Dev- Dévonien ; N- Unité du Nethou, B- Unité de Bohi, C- Unité de Capdella ; NR- Zone mylonitisée de la Noguera Ribagorzana, SN- Zone mylonitisée du Rio San Nicolau ; F1- Faille de Llosas, F2- Faille des Salenques, F3- Faille des Banos, F4- Faille de la Ratera ; 1- Roches basiques ; 2- Granodiorite à biotite et amphibole, 3- Granite porphyroïde à biotite et grain grossier ; 4- Granite à biotite, cordiérite et muscovite de l'unité du Nethou , 5- Granite à biotite et cordiérite de l'unité de Bohi, 6- Complexe aplitique à tourmaline et cordiérite du barrage de Cavallers, 7- Grenat almandin dans les cornéennes du Dévonien, 8- Complexe rhyodacitique de Cerler, 9- Granite des Posets.

Fig. 1. — The Maladeta granitic complex and the regional geological framework. Abbreviations : C-O- Cambro-Ordovician, Si- Silurian, Dev- Devonian; N- Nethou Unit, B-Bohi Unit, C- Capdella Unit ; NR- Mylonitic Zone of the Noguera Ribagorzana, SN- Mylonitic Zone of the Rio San Nicolau ; F1- Llosas fault, F2- Salenques fault, F3- Banos fault, F4- Ratera fault; 1- Basic rocks, 2- biotite and amphibole granodiorite, 3- Biotite granite with coarse grain, 4- Biotite, cordierite and muscovite granite of the Nethou unit, 5- Biotite and cordierite granite of the Bohi unit, 6- Aplitic complex with tourmaline and cordierite of the Cavallers dam, 7- Almandin garnet in the Devonian hornfels, 8- Cerler rhyodacitic complex, 9- Posets granite.

discussion par une synthèse actualisée des faits d'observations accumulés sur plusieurs dizaines d'années et le travail d'El Haji (2005) sur le métamorphisme au contact du massif.

II. — LES PHASES SUCCESSIVES DE MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES

On peut reconnaître trois grandes séries pétrographiques avec au sein de chacune d'elles des modalités de variations dans le temps et l'espace témoignant d'une histoire polyphasée en relation avec l'évolution structurale de la région :

Une série précoce M1 (Fig. 1 : 1) constituée de roches basiques à grain fin (gabbronorite, gabbro, diorite quartzite), bien représentée dans la partie orientale de l'Unité de Capdella sous forme du massif de Tahull, nettement intrusif dans le Cambro-Ordovicien, mais aussi présente en bordure de l'unité du Nethou ou dans les ampélites du Silurien (Si) de la Sierra Negra sous forme de petits corps intrusifs.

Une série M2 majoritairement représentée dans les unités orientales et constituée de granodiorites à biotite et amphibole (Fig. 1 : 2) passant à des monzogranites porphyroïdes à biotite au cœur de l'unité (Fig. 1 : 3). Dans l'unité du Nethou, cette série forme la partie externe du massif (Fig. 1 : 2), le cœur étant occupé par les granites de la série M3 (Fig. 1 : 4). En plusieurs endroits du massif on observe des masses de roches basiques à grain fin recoupées ou lardées par des filons de granodiorites et passant localement à des champs d'enclaves basiques, les enclaves devenant plus abondantes que la matrice granodioritique. Dans celles-ci, les relations mutuelles acide-basique témoignent d'une mise en place sub-contemporaine (enclaves hybridisées, parfois déformées plastiquement au sein de la granodiorite). On peut ainsi y voir une certaine continuité entre la mise en place de M1 et de M2. Enfin les granitoïdes montrent en bordure sud du massif, une orientation marquée par la disposition des mégacristaux de feldspath alcalin, des minéraux ferromagnésiens ou des enclaves basiques soulignant l'individualisation précoce des unités occidentale et orientale sous l'effet d'une déformation plastique. Cette disposition en unités distinctes bien marquée par la disposition des faciès orientés fut confirmée et précisée par les études menées à partir de la mesure des caractéristiques (intensité et anisotropie) de la susceptibilité magnétique des roches (Leblanc *et al*., 1994).

Une série M 3 plus tardive, alumineuse, manifestement étalée dans le temps et caractérisée d'une manière générale par la présence de muscovite, cordiérite et (ou) tourmaline et fréquemment par la présence d'enclaves de schistes cristallins à biotite, muscovite, grenat, cordiérite et sillimanite (Fig. 1 : 4-5).

La répartition de ces trois grands ensembles pétrographiques permet de caractériser les unités précédemment définies :

L'unité du Nethou (Fig. 1 : N) avec une disposition concentrique des ensembles M1-M2-M3 ;

L'unité de Bohi (Fig. 1 : B) avec dans un ensemble M2 une série intrusive M3 : granites des cirques encapuchonnés par M2 (Fig. 1 : 5) et aplitopegmatites en lames subhorizontales (Fig. 1 : 6). M1 n'y est représenté que sous forme de masses basiques hectométriques passant à des champs d'enclaves ;

L'unité de Capdella (Fig. 1 : C) marquée par la présence des gabbros M1 et l'absence des ensembles pétrographiques M3.

III. — LES CHAMPS FILONIENS, LEURS ENSEIGNEMENTS

L'examen des champs filoniens intrusifs dans le massif précise les conditions de mise en place qui sont largement étalées dans le temps depuis au moins les phases principales de déformation varisque dont le rôle sera précisé par l'étude du métamorphisme au contact jusqu'aux phases distensives plus tardives.

L'Unité du Nethou est caractérisée par la fréquence, dans sa partie centrale, de filons de microgranites, parfois épais de quelques dizaines de mètres, de direction méridienne. Ils affleurent de la bordure septentrionale à la bordure méridionale en passant par les sommets du massif. C'est aussi la direction des filons mixtes diabase-aplite, épais d'une dizaine de mètres. La présence d'enclaves de schistes cristallins et de cordiérite dans les microgranites traduit leur filiation avec l'ensemble des granitoïdes M3. Une bordure aphanitique témoigne d'une mise en place tardive dans un granite refroidi. Le jeu successif des failles (comme celle de Llosas, Fig. 1 : F1) est notamment marqué par un décalage des filons qui va s'atténuant dans le temps : +/- 100 m pour le filon hétérogène diabase-aplite, +/- 10 m pour les microgranites plus tardifs.

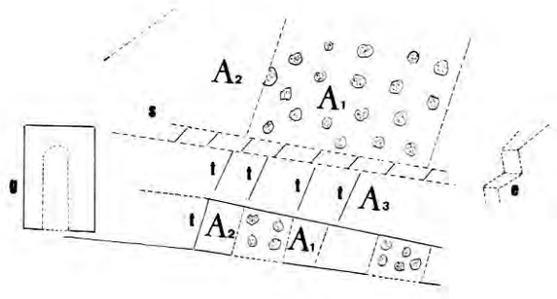


Fig. 2. — Affleurement d'un complexe filonien au barrage de Cavallers (Unité de Bohi), relation schématique avec la fracturation. Longueur de l'affleurement : 5 mètres. Abréviations : g- galerie, e- escalier, A1- Association roche aplitique et basique, A2- Aplite à taches de tourmaline, A3- Aplite à taches de tourmaline post-A2, S-Stockscheider, t- Joints de tourmaline.

Fig. 2. — Outcrop dyke complex of the Cavallers dam (Bohi unit), schematic connection with the fracturation. Length of the outcrop : 5 meters. Abbreviations: g-gallery, e-stairs, A1- Relation aplitic and basic rock, A2- Aplite with tourmaline spots, A3- Post-A2 aplite with tourmaline spots, S- Stockscheider, t– Tourmaline joints.

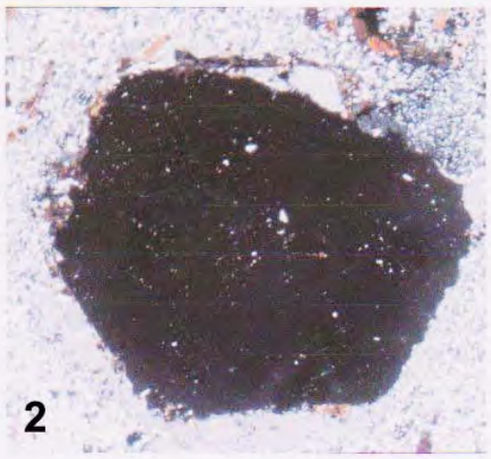
L'Unité de Bohi est caractérisée par l'important complexe aplito-pegmatitique du Barrage de Cavallers (Fig. 1 : 6) parallèle à la « Shear Zone » du Rio San Nicolau (Fig. 1 : SN), cicatrice majeure dont la signification d'accident précoce a été précisée par Leblanc *et al*. (1994). Ces auteurs considèrent que le couloir du Rio San Nicolau a joué dès le stade magmatique avant la cristallisation complète du granite. Ainsi il pourrait être, pour nous, responsable d'une première phase aplitopegmatique (aplite à nodules de tourmaline, aplites à cordiérite ...) malgré une série de jeux plus tardifs. Un exemple de ses relations complexes est donné à la figure 2 (barrage de Cavallers). On note, dans un première temps, la mise en place d'un faciès basique-acide, enclaves basiques dans une matrice acide (A1) résultant de la montée simultanée des deux phases magmatiques. Elle est en contact net avec une aplite à taches de tourmaline (Fig. 2 : A2). L'ensemble est décalé par une faille (rejet un mètre). Dans un deuxième temps une aplite A3 à taches de tourmaline s'est mise en place dans cette zone en extension. Le contact A1-A3 est souligné par un « stockscheider » de 5-6 cm d'épaisseur à grandes lamelles de muscovite et tourmaline. Comme dans l'Unité du Nethou, certains faciès témoignent d'une mise en place dans un granite refroidi : « stockscheider » au contact des granites à cordiérite de la partie centrale de l'Unité, enclaves de granodiorite dans les granites à cordiérite, filons de granite à cordiérite dans les tonalites, structure microgranitique rappelant les microgranites de l'Unité du Nethou (Charlet & Dupuis, 1982).

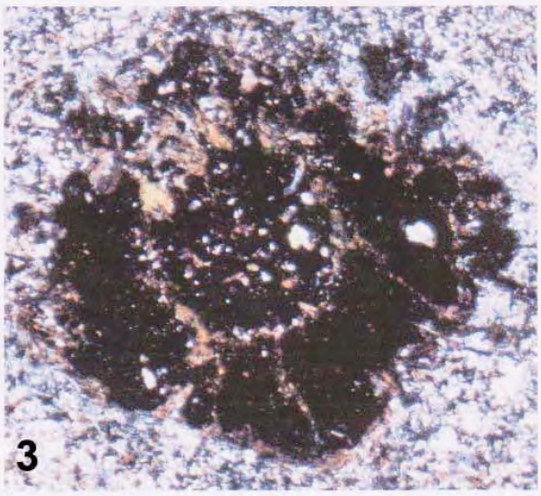
En conclusion, à propos des champs filoniens, les granitoïdes de la Maladeta et les satellites filoniens montrent clairement l'existence d'une mise en place qui s'est étalée dans le temps. Mis en évidence dès 1979 par Charlet, le caractère polydiapirique du massif granitoïde de la Maladeta fut confirmé et précisé par Leblanc *et al*. (1994). La différence du contenu minéralogique des séries pétrographiques M1/M2 et M 3 fut précisée sur le plan chimique dans la synthèse géologique et géophysique des Pyrénées (Charlet, 1996). La série M2 est métalumineuse à peralumineuse pour le cœur de l'unité de Bohi, essentiellement peralumoneuse pour la série M3. En outre pour Charlet (1979) la présence de septas de schistes métamorphiques essentiellement localisés dans la série M3 jointe à ses caractéristiques chimico-minéralogiques suggère la contribution d'au moins deux magmas différents, l'un d'origine mantellique (séries M1 et M2), l'autre d'origine plus crustale (série M3). Ce point de vue fut corroboré par Michard-Vitrac *et al*. (1980) sur base de l'étude des isotopes de l'oxygène et rejoint les études effectuées par d'autres auteurs sur les relations granites-enclaves (Bussy, 1990).

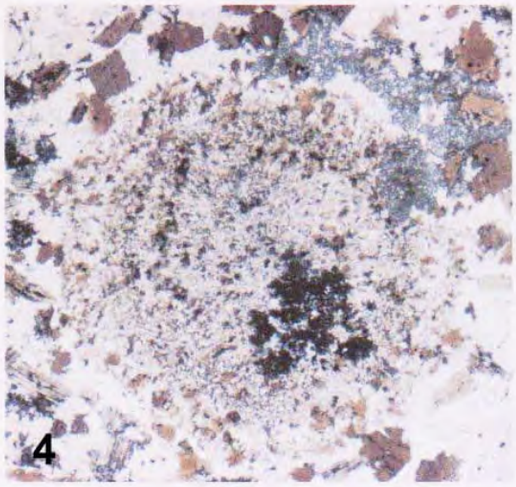
IV. — LE POLYMETAMORPHISME AU CONTACT DES GRANITOÏDES DE LA MALADETA

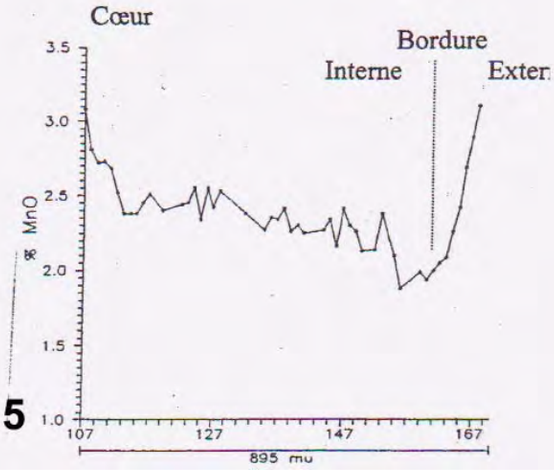
En 2005, El Haji défendait sa thèse sur les relations entre les paragénèses de métamorphisme au contact du massif et les déformations en tant qu'éléments de compréhension de la mise en place polydiapirique des granitoïdes de la Maladeta. Nous porterons notre attention sur les séries pélitiques du Dévonien et ampélitiques du Silurien. En effet les séries carbonatées du Dévonien sont affectées par des phénomènes de skarnification qui masquent les relations entre paragénèses de métamorphisme et déformation en bordure du massif. En outre en sélectionnant les séries dévonienne et silurienne on peut comparer le métamorphisme au contact des unités du Nethou et de Bohi, les séries du Cambro-Ordovicien étant essentiellement localisées en bordure de l'unité orientale de Capdella.

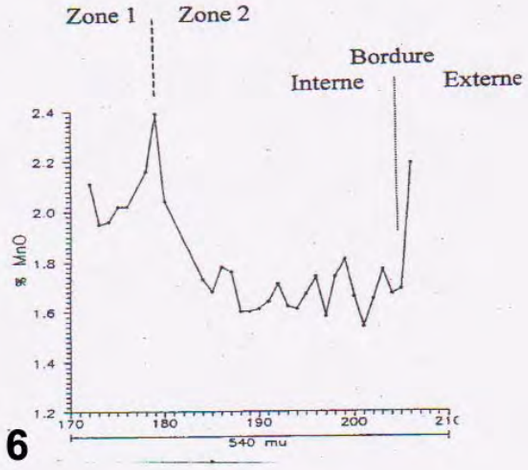












Le Silurien est classiquement représenté dans toute les Pyrénées par un faciès « Black Shale » qui se distingue des pélites du Dévonien par une plus grande richesse en Al et des teneurs plus faibles en Fe –Mg, ce qui dans un diagramme A-C-F les place, en mésonorme, vers le pôle andalousite –sillimanite (Charlet, 1977). Les paragénèses des séquences pélitiques du Dévonien sont plus diversifiées (biotite-muscovite-andalousite-cordiérite) mais ce qui les caractérise d'avantage est l'apparition d'un grenat de type almandin au contact des roches basiques de bordure de l'unité du Nethou.

Fig. 3. — Les almandins. De l'aspect macroscopique à la microsonde. 1- Aspect macroscopique, dimension des porphyroblastes d'almandin : 0,3 cm ; 2- Porphyroblaste de grenat almandin dans une cornéenne(dimension : 0,3 cm), lame mince, lumière polarisée analysée ; 3- Zonage dans un porphyroblaste de grenat almandin dans une cornéenne (dimension : 0,3 cm), lame mince, lumière polarisée non analysée ; 4- Almandin dans une roche basique, rétromorphosé en un amas de quartz-biotite (dimension : 0,3 cm), lame mince, lumière polarisée analysée ; 5- Profil Mn au travers d'un grenat almandin (voir Fig. 3 : 2), analyse à la microsonde ; 6- Répartition zonaire du Mn dans un grenat almandin (voir Fig. 3 : 4), analyse à la microsonde.

Fig. 3. — Almandins. From the macroscopic aspect to the microprobe. 1- Macroscopic aspect, size of the almandin porphyroblasts : 0,3 cm; 2- Almandin porphyroblas in an hornfels (size 0,3 cm), thin section, cross polar light; 3- Zoning in a almandin porphyroblast (size 0,3 cm) in an hornfels, thin section, cross polar light; 4- Almandin in a basic rock retromorphosed in a quarz-biotitic mass (size 0,3 cm), thin section, cross polar light; 5- Section across an almandin (see Fig. 3: 2), profile of Mn, microprobe analysis; 6- Zoning of Mn in an almandin (see Fig. 3: 4), microprobe analysis.

1) L'hydrothermalisme en bordure du massif

Son importance apparaîtra dans une série de séquences de rétromorphisme qui affectent les paragénèses à grenat almandin du Dévonien ou à andalousite-sillimanite du Silurien. L'intervention des fluides issus du magma granitique fut mise en évidence grâce aux isotopes C-O des séquences carbonatées du Dévonien (Delgado *et al*., 1996). Pour nous elle se marque par la généralisation, sur toute la bordure du massif, d'une minéralisation à tourmaline-muscovite dans les cornéennes du Dévonien (Charlet, 1997 ; El Haji, 2005) mais aussi d'une minéralisation à Au-As (Delgado *et al*., 1996) ou uranifère (Charlet, 1992).

2) La paragénèse à grenat almandin

Elle apparaît exclusivement en bordure de l'unité du Nethou dans des cornéennes du Dévonien au contact des roches basiques de type M1. Trois secteurs d'affleurements ont été signalés par Charlet (1977) et El Haji (2005) : à l'extrémité occidentale du massif (route Benasque-Plan de l'Hospital, Fig. 1 : 7a), au sud dans la haute vallée de Vallibierne (Fig. 1 : 7b), au nord dans la zone de Mulleres (Fig. 1 : 7c). Si elle fut mise en évidence dès 1977 par l'un de nous et signalée également par Debon (1975) dans le massif de Cauterets, leur présence ne fut pas reprise dans les études ultérieures d'Evans (1993) et Evans *et al*. (1998). Cependant elle permet d'argumenter sur l'existence d'un dôme thermique précurseur de la mise en place des granitoïdes sens large, le grenat almandin étant remanié en xénocristaux dans les roches basiques.

Macroscopiquement, les grenats, en plages de 0,3 à 1 cm de diamètre maximum sont souvent entourés d'une auréole blanchâtre, quartzeuse (Fig. 3 : 1). En lames minces les almandins présentent des aspects qui vont des cristaux automorphes entourés d'une couronne de quartz (Fig. 3 : 2) à une rétromorphose complète conduisant au remplacement par un amas quartz-biotite respectant toutefois le contour initial du minéral (Fig. 3 : 4). L'évolution complexe du grenat est encore marquée, au cours de sa formation, par une zonation optique soulignée par une couronne interne de quartz et biotite (Fig. 3 : 3). Enfin la disposition des inclusions de biotite permet de discuter des relations entre le développement des grenats et la déformation. On peut reconnaître la présence de structure sigmoïde à la fig. 4 : 1 alors que le développement du grenat apparaît antérieure à la schistosité principale S2 à la fig. 4 : 2. L'étude à la microsonde a d'abord permis de préciser le chimisme des grenats : suivant les échantillons, 70 à 77 % d'almandin -14 à 22 % de pyrope – 4 à 5% de spessartine et d'andradite + grossulaire, ce qui les placerait dans la zone à sillimanite de haute température-basse pression (Sturt, 1962).

Les profils au MEB montrent d'une manière générale un zonage complexe mais caractérisé par une augmentation de la teneur en Mn et une chute de la teneur en Mg du cœur vers les bordures des cristaux (Fig. 3 : 5). Cette allure a été discutée par El Haji (2005). Elle est interprétée par de nombreux auteurs comme une phase rétromorphique postérieure à la croissance prograde du grenat. En outre l'un des échantillons a montré le même type de zonage inverse au sein du cristal, permettant de distinguer deux zones dans sa croissance et que l'on pourrait interpréter comme liée à une phase intercalaire de rétromorphose dans l'évolution prograde du cristal (Fig. 3 : 6). L'étude des grenats de type almandin nous permet ainsi de caler les stades de métamorphisme par rapport à la mise en place des granitoïdes et des déformations. Le développement des grenats s'étale au cours des stades principaux des déformations varisque, et apparaît comme annonçant la mise en place des roches basiques. L'histoire du développement des grenats de type almandin est donc très complexe. Des phases rétrogrades s'intercalent parfois dans un métamorphisme prograde étalé dans le temps . Finalement un épisode hydrothermal conduit à

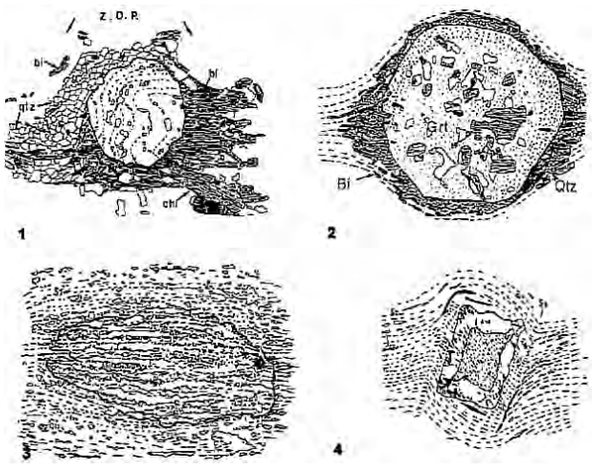


Fig. 4. — Relation métamorphisme-déformation. 1- Allure sigmoïdale dans un porphyroblaste de grenat almandin ; 2- Porphyroblaste d'almandin anté-schistosité principale S2 ; 3- Porphyroblaste d'andalousite post-schistosité S2 ; 4- Porphyroblaste d'andalousite, relation avec la schistosité S2 et la phase S3 marquée par un clivage de crénulation.

Fig. 4. — Relation between metamorphism and deformation. 1- Sigmoidal arrangment in a almandin porphyroblast); 2- Almandin porphyroblast, ante-main schistosity S2; 3- Andalousite porphyroblast post-schistosity S2; 4- Andalousite porphyroblast, relation with the main schistosity S2 and the phase S3 marked by a cleavage of crenulation.

la déstabilisation des grenats et se caractérise par la présence de feldspaths alcalins à macles quadrillées et de tourmaline soit dans les roches basiques, soit dans les amas quartzo-biotitiques provenant de la rétromorphose du grenat.

3) Les silicates d'alumine

Les silicates d'alumine sont fréquents dans les ampélites du Silurien de l'auréole au contact des granitoïdes. Leur étude a permis de mettre en évidence le polymétamorphisme au contact des granitoïdes de la Maladeta et leur relation avec la déformation et le polydiapirisme (El Haji, 2005).

Pour l'unité du Nethou : en relation avec les intrusions basiques de la Sierra Negra, El Haji (2005) a signalé la présence de sillimanite en fibres ne présentant aucune relation avec la foliation et que l'on peut considérer comme liée à la même étape que celle qui a conduit au développement des almandins dans les cornéennes du Dévonien. Cependant le minéral de métamorphisme largement dominant dans ces ampélites est l'andalousite dont la répartiton forme une auréole développée sur plus de 4 km. Les relations avec la déformation (El Haji, 2005) montrent ainsi que la formation des andalousites s'est largement étalée dans le temps, couvrant les différentes phases de déformation des mouvements varisques avec un développement important au cours de la phase responsable de la schistosité principale S2 que l'on peut considérer comme contemporaine de la mise en place des granitoïdes. Ces relations sont illustrées (Fig. 4 : 3-4) par une andalousite qui s'est développée postérieurement à S2 et une andalousite subcontemporaine à S2 et qui a tourné dans la schistosité de crénulation S3. Lorsque les ampélites du Silurien sont en contact avec les granitoïdes se développe un métamorphisme prograde à sillimanite. Elle remplace l'andalousite en bordure du pluton.

Dans l'unité de Bohi, les observations permettent de préciser d'avantage les conditions de métamorphisme, le Silurien étant fréquemment en contact avec les granitoïdes. On peut y noter, comme pour l'unité du Nethou, que la sillimanite développée en bordure du massif au cours de la phase principale de déformation a été précédée par une andalousite qu'elle pseudomorphose. Ainsi cette andalousite précoce aurait cristallisé lors de la montée du flux thermique précédant la mise en place du pluton. On retrouve donc des conclusions analogues à celles développées à partir de l'étude des grenats de type almandin. Enfin il apparaît parfois au contact immédiat du pluton une zone à muscovite-quartz qui pseudomorphose la sillimanite et témoigne d'un rétromorphisme lié à une phase hydrothermale. Les grandes lamelles de muscovite non orientées soulignent cette phase tardive, postcinématique, responsable du métamorphisme rétrograde. Cette phase se marquerait également par la présence, dans la région d'Espot, de minéralisations uranifères (Charlet, 1992) liées à la mobilisation du stock en uranium des faciès « Black Shale » du Silurien (Charlet, 1989).

V. — CONCLUSIONS GENERALES

Les relations entre les types pétrographiques, les corps filoniens associés, le métamorphisme au contact et les phases de déformation permettent de retracer la succession des évènements :

Mise en place précoce de roches basiques précédée par un métamorphisme de haute température à almandin (zone de transition sillimanite-andalousite) dans les cornéennes du Dévonien ou à sillimanite-andalousite dans le Silurien. On peut considérer que la mise en place des roches basiques s'est prolongée dans le temps, passant à des relations basique-acide lors de la mise en place des granodiorites. On les assimilerait aux massifs basiques de Pouget *et al*. (1989) d'autant que le massif de Tahull a une individualisation très marquée au sud de l'unité de Capdella. En outre la comparaison pourrait être établie avec le granite du Mt Blanc dont la mise en place est, selon Bussy (1990), favorisée par l'intrusion d'un magma basique d'origine mantellique en contexte distensif. En effet les roches basiques du massif de la Maladeta, précoces et précédées par une anomalie thermique, pourraient être liées à une phase distensive pré-varisque (anté D1-S1) que nous pourrions mettre en relation avec un volcanisme du Viséen (Navidad & Carreras, 1995) et le magmatisme rhyodacitique du pic Cerler au sud de l'Unité du Nethou et attribué au Dévonien par Rios (2002) Elle serait ainsi responsable de la fusion partielle d'une croûte continentale metapélitique, modèle proposé par Michard-Vitrac *et al*. (1980) à la lumière de l'étude des isotopes de l'oxygène.

Mise en place d'un ensemble granodioritique-granite monzonitique en disposition zonaire concentrique dont la consolidation est synchrone des phases de raccourcissement des mouvements varisques. Elle se traduit dans l'encaissant par un métamorphisme prograde avec les andalousites dans la partie externe de l'auréole et la sillimanite en bordure du pluton et dont le développement couvre les phases de déformation responsables des schistosités S2-S3.

Mise en place d'une série magmatique plus tardive, hyperalumineuse où la source est à rechercher dans une composante crustale plus marquée, liée à la fusion partielle de l'ensemble silico-alumineux en relation avec l'intrusion des roches basiques. Elle débute par les granites du cœur de l'unité du Nethou en disposition zonaire concentrique avec la série précédente de type granodioritique et se poursuit par la mise en place de corps granitique ou aplito-pegmatite en relation avec les phases de déformation tardive (« shear zone » du Rio San Nicolau) ou distensive (granites des cirques de l'unité de Bohi, microgranite de l'unité du Nethou).

Par ailleurs les relations géométriques entre les nombreux filons acide-basique qui lardent le massif témoignent de phases distensives successives que nous considérerions comme tardi-hercyniennes. Cette dernière série présenterait de fortes analogies avec les massifs décrits par Pouget *et al*. (1989) et notamment ceux du complexe de Gavarnie considérés comme tardifs dans l'évolution de la chaîne varisque. Enfin un métamorphisme rétrograde responsable de la déstabilisation du grenat de type almandin ou de la sillimanite et la mise en place d'une minéralisation uranifère découverte à l'extrémité orientale du massif (Charlet, 1992) est liée à une phase hydrothermale-pneumatolytique tardive. Ainsi au polydiapirisme argumenté par la distribution des types pétrographiques (Charlet, 1979, 1983), par les études structurales (Leblanc *et al*., 1994) et l'étude du métamorphisme de contact (Rios, 1984 ; Evans *et al*., 1998 ; El Haji, 2005) se superpose l'intervention parfois précoce de structures tectoniques qui entraînent une mise en place des granitoïdes étalée dans le temps.

Le secteur de Benasque, à la partie occidentale du Massif de la Maladeta, est particulièrement exemplaire à cet égard. Les manifestations magmatiques s'étaleraient depuis le complexe rhyodacitique de Cerler (Fig. 1 : 8) considéré comme Dévonien par Rios (2002) jusqu'à la mise en place du granite des Posets (Fig. 1 : 9), syn-phase de déformation D3 (Rios, 1984) en passant par le complexe plutonique de la Maladeta dont la mise en place est liée à la phase principale D2 et se poursuit jusqu'aux phases cassantes ultérieures. Pour nous, il apparaît en outre que les unités principales reconnues dans le massif

et qui sont bien caractérisées par des traits pétrographiques et structuraux distincts étaient individualisées dès les premiers stades de mise en place des granitoïdes de la Maladeta. Les couloirs tectoniques (voir la « shear zone » du Rio San Nicolau) ont pu fonctionner très tôt malgré un jeu plus tardif lors de la tectogénèse alpine à laquelle Lamouroux (1986) attribue de son côté la division du massif en unités.

BIBLIOGRAPHIE

ARRANZ R., LAGO M. & CORRETGE L.G. (1995). — Composición e implicaciones barométricas de los anfíboles en el Complejo Plutónico de la Maladeta (Pirineos Centrales, Huesca-Lérida). *Cuad. Lab. Xeoloxico Laxe*, *Coruña*, **20** : 167-179.

ARRANZ E., LAGO M. & POCOVI J. (1992). — Petrologia de los granitoides de la Maladeta en su sector de Tahull y lago Negro (Lerida). *Cuad. Lab. Xeoloxico Laxe*, *Coruña*, **17** : 159-171.

BOURKE D. (1979). — *Etude géologique de la terminaison orientale du massif de la Maladeta et de ses abords, région d'Espot*. Thèse de doctorat, Université des Sciences et Techniques de Lille : 69 p. et 21 pl.

BUSSY F. (1990). — *Pétrogenèse des enclaves microgrenues associées aux granitoïdes calco-alcalins : exemple des massifs varisques du Mont Blanc et miocène du Monte Capanne*. Thèse de doctorat, Université de Lausanne : 309 p.

CHARLET J.-M. (1968). — Étude préliminaire du massif granitique de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, **88** : 65-75.

CHARLET J.-M. (1977). — Le métamorphisme au contact des granitoïdes entre les vallées de l'Esera et de la Noguera Ribargozana (Pyrénées centrales espagnoles). *Ann. Soc. géol. Nord*, **97** : 165-177.

CHARLET J.-M. (1979). — Le massif granitique de la Maladeta. Synthèse des données géologiques. *Ann. Soc. géol. Belgique*, **202** : 313-323.

CHARLET J.-M. (1983). — Los granitos ligados a la orogenesis hercinica. *In* : MARTINEZ DIAZ C. (coord.), *Carbonifero y Permico de España*. IGME publ.: 315-328.

CHARLET J.-M. (1989). — Découverte d'anomalies uranifères dans le Silurien des Pyrénées centrales espagnoles. *Ann. Soc. géol. Nord*, **58** : 187-194.

CHARLET J.-M. (1992). — Découverte d'indices uranifères à l'extrémité orientale du massif granitique de la Maladeta. Contexte géologique et métallogénique. *C. R. Acad. Sci. Paris*, **314**, Série 2 : 683-690.

CHARLET J.-M. (1996). — Complexe plutonique de la Maladeta. *In* : DEBON F., ENRIQUE P. & AUTRAN A. (coord.), Magmatisme hercynien ; *in* : BARNOLAS A. & CHIRON J.C. (eds), *Synthèse géologique et géophysique des Pyrénées* (Tome 1, Cycle hercynien). BRGM, Orléans & ITGE, Madrid édit. : 427-429.

CHARLET J.-M. (2002). — El macizo granitico de la Maladeta. *In* : *Livret guide de la carte géologique d'Espagne, feuille de Benasque*. Institut géologique et minier d'Espagne : 50-60.

CHARLET J.-M. & DUPUIS C. (1982). — Observations nouvelles dans le massif de la Maladeta. *Pirineos*, **116** : 69-78.

DEBON F. (1975). — Les massifs granitoïdes à structure concentrique de Cauterets-Panticosa (Pyrénées occidentales) et leurs enclaves. *Sciences de la Terre*, Nancy, *Mémoire* **33** : 420 p.

DELGADO J., SOLER A. & ARCOS D. (1996). — El metamorfismo de contacto e hydrotermalismo asociados al batolito de la Maladeta. *Geogaceta*, **20** : 1578-1581.

EL HAJI A. (2005). *Le métamorphisme au contact des granitoïdes de la Maladeta (Pyrénées centrales espagnoles) - Relations métamorphisme-déformations en tant qu'éléments de compréhension de la mise en place polydiapirique des granitoïdes*. Thèse de doctorat en Sciences appliquées, Faculté Polytechnique de Mons : 487 p.

EVANS N.G. (1993). — *Deformation during the emplacement of the Maladeta granodiorite, Spanish Pyrenees*. Ph.D. thesis, University of Leeds (London) : 284 p.

EVANS N.G., GLEIZES G., LEBLANC D. & BOUCHEZ J.L. (1998). — Syntectonic emplacement of the Maladeta granite (Pyrenees) deduced from relationships between Hercynian deformations and contact metamorphism. *Jl. Geol. Soc., London*, **155** (1) : 209-220.

GARCIA-BELLES J., ARRANZ E., LAGO M. & VALENZUELA J. (1998). — Emplizamiento tardihercinico de diques relacionadas con el complejo plunico de la Maladeta. *Geogaceta*, **24** : 131-134.

LAMOUROUX C. (1986). — *Les mylonites des Pyrénées. Classification, mode de formation et évolution*. Thèse de doctorat-ès-Sciences, Université de Toulouse : 552 p.

LAMOUROUX C. (1991). — Les mylonites des Pyrénées. Classification. Mode de formation. Evolution. *Soc. géol. Nord, Publication* **19** : 371 p.

LAUMONIER B., GARCIA-SANSEGUNDO J., POBLET J., GLEIZES G. LEBLANC D. & BOUCHEZ J.L. (1997). — Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen - Comments and reply. *Terra Nova*, **9** (3) : 144-157.

LEBLANC D., GLEIZES G., LESPINASSE P., OLIVIER P.H. & BOUCHEZ J.L. (1994). — The Maladeta granite polydiapir, Spanish Pyrenees: a detailed magneto-structural study. *Jl. Struct. Geol*., **16** (2) : 223-235.

MICHARD-VITRAC A., ALBAREDE F., DUPUIS C. & TAYLOR H.P. (1980). — The genesis of Variscan (Hercynian) plutonic rocks : Interferences from Sr, Pb and O studies on the Maladeta igneous complex, Central Pyrenees (Spain). *Contrib. Mineral. Petrol*., **72** : 57-72.

NAVIDAD M. & CARRERAS J. (1995). — Pre-Hercynian magmatim in the eastern Pyrenees and the geochemical seeting. *Geologie en Mijnbouw* , **74** : 65-77.

POUGET P., LAMOUROUX C., DAHMANI A., DEBAT P., DRIOUCH Y., MERCIER A., SOULA J.C. & VEZAT R. (1989). — Typologie et mode de mise en place des roches magmatiques dans les Pyrénées hercyniennes. *Geol. Rundschau*, **78** (2) : 537-554.

RIOS L.M. (1984). — Reflexions sobre las relaciones del encajante paleozoico con los granitos Ejemplo de los Pirineos de Benasque, provincia de Huesca. *In* : *Actas del 1° Congreso Español de Geologia (Segovia)*, t. **5** : 313-332.

RIOS L.M. (2002). El complejo de riodacitas de Cerler. *In* : *Livret guide de la carte géologique d'Espagne, feuille de Benasque*. Institut géologique et minier d'Espagne : 63-64.

STURT B.A. (1962). — The compositions of garnets from pelitic schists in relation to the grade of regional metamorphim. *Jl. Petrol*., **3** (2) : 181-191.