

Role de la Déformation du Granite dans la Genèse des Episyénites Feldspathiques des Massifs de Lovios-Geres (Galice) et des Zaer (Maroc Central)

Relations Avec les Mineralisations en Tungstene – Etain Associees

A. Cheilletz et G. Giuliani

Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques C.R.P.G., Nancy, France
Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière, ENSG, Nancy, France

L'étude de la déformation du granite dans les zones encaissant les bandes d'épisyénites feldspathiques de deux massifs hercyniens a permis de dégager un modèle tectonique rendant compte des caractéristiques structurales de celles-ci. Les bandes d'épisyénites feldspathiques se forment lors des phases ultimes de la mise en place des intrusions granitiques sous l'effet d'un champ de contrainte local susceptible d'engendrer des surpressions fluides aboutissant à une fracturation de type hydraulique. La genèse des minéralisations filoniennes intragranitiques à tungstène-étain associées spatialement à ces épisyénites doit être rapportée à des événements tectoniques et à des circulations fluides postérieures.

The role of granitic deformation in the genesis of feldspathic episyenites from the Lovios-Geres (Galice) and Zaer (Central Morocco) batholiths: Relations with associated tungsten-tin deposits.

The study of the deformation of two hercynian granites in the border zone of feldspathic episyenites suggests a tectonic model for their structural characteristics. The development of the feldspathic episyenite veins takes place at the final stage of granite emplacement and results from a local stress field. This process increases the pore fluid pressure until it produces hydraulic fracturing. The generation of intragranitic tungsten-tin veins spatially associated with the episyenites must be related to later tectonic and fluid circulation events.

I. INTRODUCTION

La plupart des grands massifs granitiques de la chaîne hercynienne présentent des différenciations locales que l'on classe communément en deux groupes: tout d'abord les faciès correspondant à des différenciations mag-

matiques diverses provoquant l'apparition de filons d'aprites, de pegmatites, de lamprophyres et de concentrations feldspathiques dues, en particulier, à des mécanismes magmatiques d'accumulation; ensuite des faciès correspondant à l'évacuation et/ou à la circulation de fluides deutériques ou hydrothermaux provoquant la formation de filons de

quartz et d'altérations silicatées diverses (muscovitisation, feldspathisation, propylitisation, greisenisation). Dans cet ensemble, les épi-syéénites occupent une place encore mal définie en raison de l'insuffisance de travaux spécifiques les concernant.

A ce jour, la classification pétrographique des épi-syéénites établies à partir des travaux concernant les gisements d'uranium intragranitiques (Sarcia et Sarcia, 1962) comporte deux groupes principaux: les épi-syéénites feldspathiques (ou type I) et les épi-syéénites micacées (ou type II) (Moreau et Ranchin, 1971). Du point de vue génétique, Leroy (1978), se basant sur les données expérimentales de Kennedy (1950), attribue la dissolution du quartz du granite encaissant les épi-syéénites à la circulation d'un fluide subissant un refroidissement isobare.

Cependant, en raison principalement de l'allure rectiligne des bandes d'épi-syéénites feldspathiques, la plupart des auteurs s'accordent à reconnaître la probabilité d'un contrôle tectonique dans leur localisation. D'autre part, l'étude des épi-syéénites feldspathiques du massif de Lovios-Geres en Galice (Avila Martins, 1972) a montré pour la première fois l'existence de déformations affectant les minéraux du granite encaissant les lentilles d'épi-syéénites. De telles observations ont également été réalisées sur des épi-syéénites feldspathiques de même type mises en évidence dans le massif granitique hercynien des Zaer au Maroc Central (Giuliani, 1982). Enfin, aussi bien dans le massif des Zaër que dans celui de Lovios-Geres, les bandes d'épi-syéénites feldspathiques sont spatialement associées à des minéralisations filoniennes en tungstène-étain.

La présente note a pour but de souligner le rôle primordial de la déformation du granite dans le genèse des épi-syéénites feldspathiques de ces deux massifs et de dégager les relations

spatio-temporelles avec les minéralisations en tungstène-étain qui leurs sont associées. Plus généralement, cette étude permet d'apporter une contribution à la compréhension des phénomènes structuraux et métallogéniques caractéristiques des stades ultimes de l'évolution des massifs granitiques de l'arc hercynien Ibérique (Capdevilla, Corretge et Floor, 1970; Oen Ing Soen, 1970; Den Tex et Floor, 1971; Arribas, 1979; Julivert, Martinez et Ribeiro, 1980) et de la Méscta marocaine (Termier, Owodenko et Agard, 1950; Agard et Permingeat, 1952; Michard, 1972; Mahmood, 1980).

II. CADRE GEOLOGIQUE DES MASSIFS DE LOVIOS-GERES ET DES ZAER

Le massif de granite de Lovios-Geres est situé en Galice cristalline dans la zone axiale de l'arc hercynien ibérique. Il est intrusif au Nord et au Sud-Est dans un ensemble métamorphique plus ou moins migmatitique, à l'Ouest, au Sud et à l'Est dans des ensembles granitiques hercyniens (Fig. 1). Le massif de Lovios-Geres est constitué d'un complexe comprenant plusieurs unités dont le granite porphyroïde à biotite représente la plus développée.

Les corps épi-syéénitiques sont regroupés en trois secteurs principaux: La Sombras-Dos Carris, La Canda et Borrageiro (Fig. 1) et sont nettement localisés dans la partie sommitale de la coupole de granite porphyroïde correspondant à la Serra do Geres (Le Mailloux, 1971; Avila Martins, 1972; Cheilletz, 1972; Cottard, 1979). Ces épi-syéénites feldspathiques ont déjà été décrites par Avila Martins (1972) et Cheilletz (1972) sous le nom de "roches rouges" et doivent être distinguées des veines minéralisées du faisceau de Las Sombras montrant en certains points des accumulations de feldspath beige et de ce fait dénommées "syéénites" (Cottard, 1979).

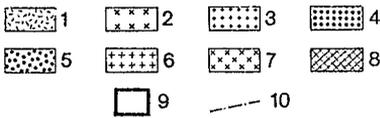
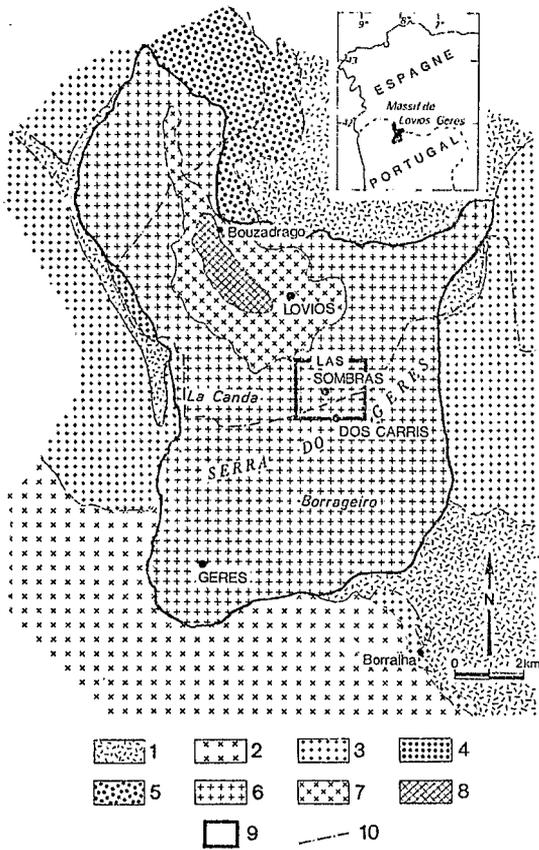


Fig. 1. Cadre géologique du massif de granite de Lovios-Geres (A. Cheilletz, 1972; F. Cottard, 1979) et situation du secteur étudié. **Légende:** 1, Terrains paléozoïques métamorphisés; 2, 3, 4 et 5, Granites encaissants; 2, Granite porphyroïde à biotite; 3, Granite à deux micas; 4, Granite orienté à deux micas; 5, Granite à deux micas; 6, 7 et 8, Massif de Lovios-Geres; 6, Granite porphyroïde à biotite; 7, Granite à biotite; 8, Granite à deux micas; 9, Situation du secteur étudié; 10, Frontière hispano-portugaise

Le pluton granitique des Zaër est intrusif dans les séries paléozoïques de la bordure occidentale du Massif Central Marocain (Fig. 2). Le complexe granitique présente deux faciès principaux: un faciès périphérique à biotite

seule et un faciès interne à deux micas (Mahmood et Couturié, 1979; Giuliani, 1980). Les bandes d'épisyénites se localisent dans la partie méridionale de ce dernier dans le secteur de Sokhret Allal (Fig. 2).

III. MODE DE GISEMENT ET STRUCTURE DES ÉPISYÉNITES FELDSPATHIQUES

Les épisyénites feldspathiques de ces deux massifs sont des corps d'allure

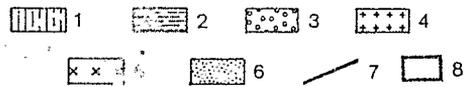
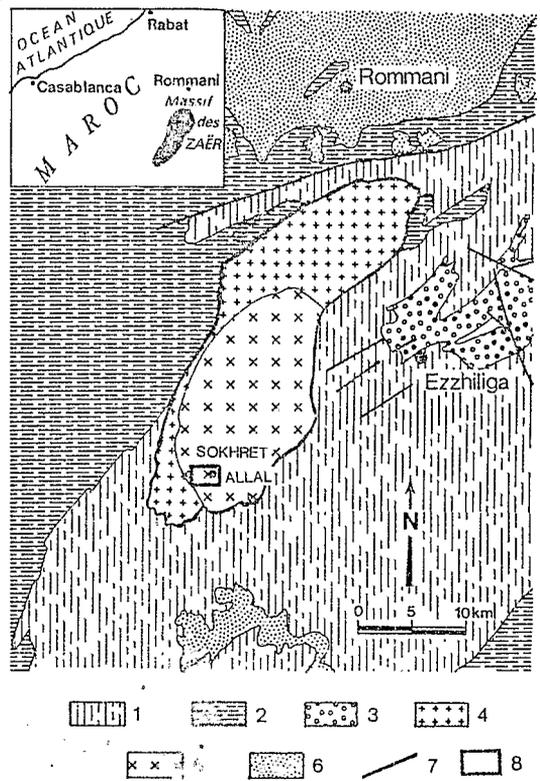


Fig. 2. Cadre géologique du massif de granite des Zaër (A. Piqué, 1979; A. Mahmood, 1980; G. Giuliani, 1980) et situation du secteur étudié. **Légende:** 1, Ordovo-silurien; 2, Devono-dinancien; 3, Westphalo-autunien; 4, Granite à biotite des Zaër; 5, Granite à deux micas des Zaër; 6, Terrains post-paléozoïques; 7, Principaux accidents; 8, Situation du secteur étudié

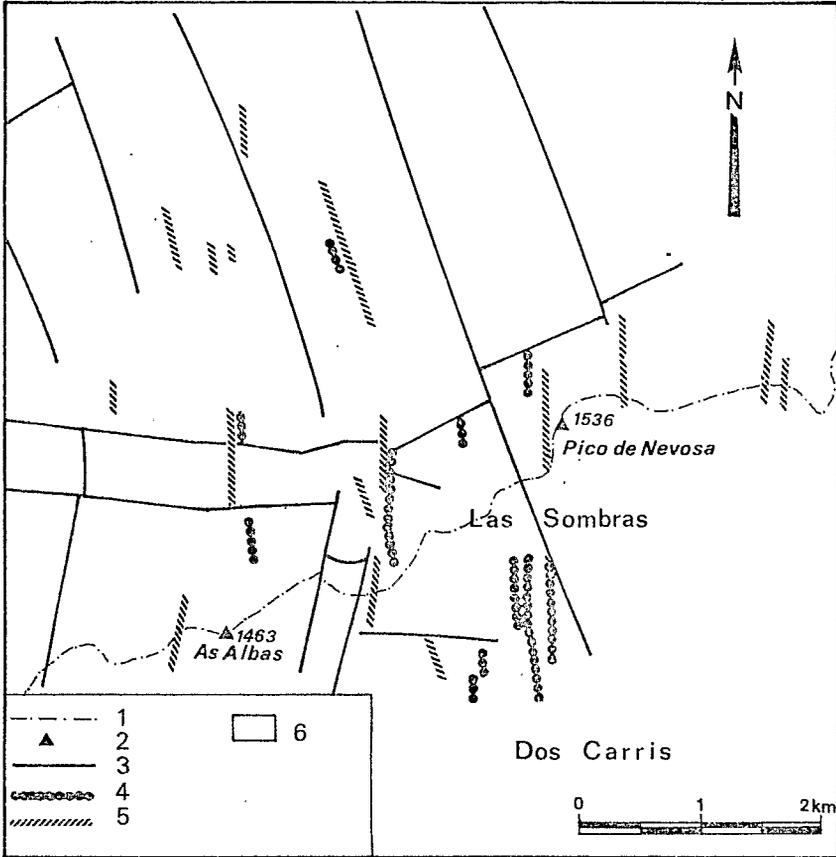


Fig. 3. Massif de Lovios-Geres. Carte des principales occurrences d'épisyénites feldspathiques et des filons minéralisés en tungstène-étain du secteur Las Sombras - Dos Carris. La puissance des bandes d'épisyénite est exagérée. Légende: 1, Frontière; 2, Point côtié; 3, Faille; 4, Filon minéralisé à W-Sn; 5, Bande d'épisyénite; 6, Granite porphyroïde à biotite

filonienne à pendage subvertical qui affleurent en bandes étroites (quelques mètres) et allongées (quelques mètres à plusieurs dizaines de mètres). Le prolongement vertical des bandes d'épisyénites est difficile à reconnaître: ces lentilles semblent se pincer rapidement en profondeur. La disposition d'ensemble des bandes d'épisyénites reflète un contrôle structural très net (Fig. 3 et 4): direction générale très régulière Nord-Sud pour les épisyénites de Las Sombras-Dos Carris, Est-Ouest pour les épisyénites des Zaer. Cette disposition des structures filoniennes s'accompagne d'un feuilletage très net

du granite encaissant orienté perpendiculairement aux bandes d'épisyénites.

Les bandes d'épisyénites sont constituées généralement de deux ensembles distincts: l'un périphérique, de nature granitique et de couleur rouge montrant une orientation nette et semblant résulter de la transformation poussée du granite, l'autre central, à structure massive, et constitué principalement d'un assemblage de cristaux feldspathiques emboîtés.

L'appellation d'"épisyénite feldspathique" se justifie donc par la

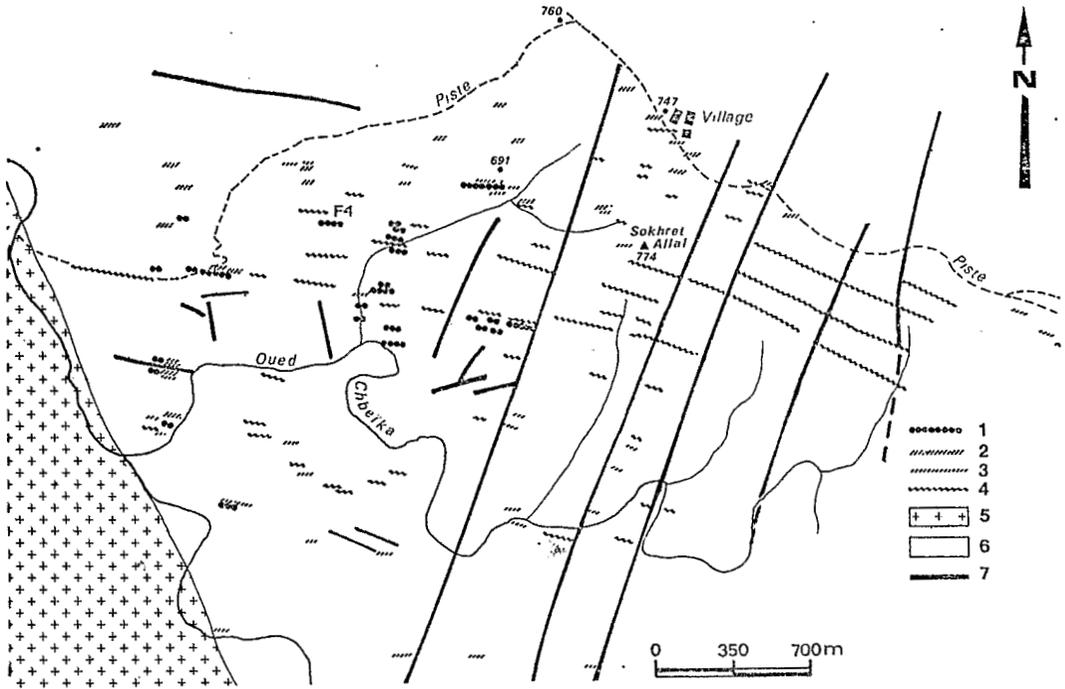


Fig. 4. Carte des principales occurrences de granite en voie d'épisyénitisation, épisyénite feldspathique et filon à tungstène-étain du granite à deux micas des Zaër. La puissance des bandes d'épisyénite est exagérée. Legende: 1, Filon de quartz à tungstène-étain; 2, Bande d'épisyénite feldspathique; 3, Granite en voie d'épisyénitisation; 4, Bande d'épisyénite bréchifiée ou mylonitisée; 5, Granite à biotite; 6, Granite à deux micas; 7, Faille

juxtaposition d'un granite transformé (préfixe épi) et d'une zone syénitique centrale. Le granite transformé sera appelé par la suite: granite en voie d'épisyénitisation.

On peut enfin noter que cette disposition d'ensemble n'est pas systématique, des bandes de granite en voie d'épisyénitisation pouvant se rencontrer sans zone feldspathique centrale.

IV. DESCRIPTION DU GRANITE EN VOIE D'ÉPISYENITISATION

D'importants signes de déformation sont visibles dans les granites rouges

constituant le granite en voie d'épisyénitisation dont le plus important semble être l'apparition d'un feuilletage de la roche. Ce feuilletage est orienté perpendiculairement à la direction des bandes d'épisyénites et il est souligné par des joints de dissolution qui ont beaucoup d'analogies avec des joints stylolitiques; certains de ces joints ont évolué pour donner des joints ouverts (Fig. 5). On observe également un allongement généralisé des grains de quartz.

Au microscope les minéraux montrent diverses microstructures révélatrices d'une déformation plastique et/ou cassante.

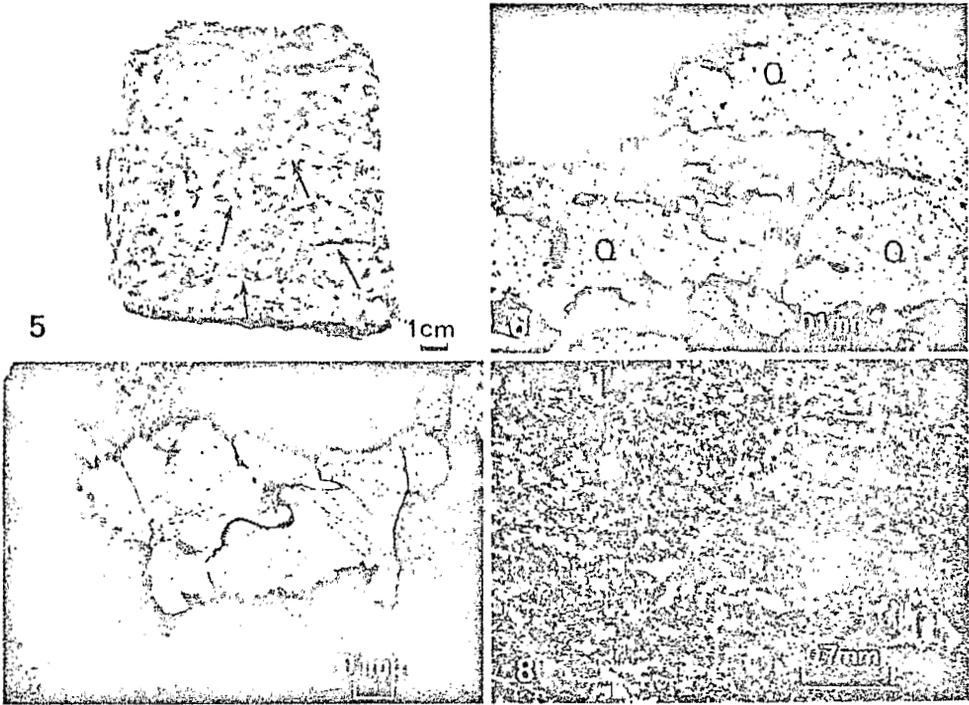


Fig. 5. Granite des Zaër. Echantillon du granite en voie d'épisyénitisation montrant l'orientation générale des minéraux, leur déformation et la présence de joints de dissolution parallèles (flèches)

Fig. 6. Granite des Zaër. Accentuation du phénomène de dissolution: formation de petits trains arrondis et isolés de quartz (Q); remplissage des cavités de dissolution par du feldspath potassique (Fk)

Fig. 7. Granite des Zaër. Les limites intercrystallines de deux vieux grains sont entièrement imbriquées et sont le siège de l'initiation du phénomène de dissolution sous-pression. Lumière polarisée et analysée

Fig. 8. Granite de Lovios-Geres. Développement de perthites de remplacement en taches ou en damiers dans le feldspath potassique du granite en voie d'épisyénitisation. Lumière polarisée et analysée

A) Le Quartz

La déformation plastique du quartz est soulignée par l'apparition des microstructures suivantes:

- extinction onduleuse,
- bandes de pliage dont les limites sont soulignées par des trainées discontinues d'inclusions fluides,
- accentuation du phénomène précédent avec apparition d'assemblages polygonaux de sous-grains (Fig. 6),
- imbrication des limites intercrystallines sous l'effet de pressions orientées provoquant l'apparition de zones de dissolution (Goguel, 1965; Kerrich, 1977) aux limites de vieux grains (Fig. 7),

- dans tous les cas, les vides ainsi créés peuvent être remplis par la suite d'oxydes de fer et de feldspaths alcalins (Fig. 6).

B) Les Feldspaths

Ils présentent des déformations plastiques et cassantes ainsi que d'importantes transformations minéralogiques:

1. Les Déformations Plastiques et Cassantes

Les feldspaths se comportent lors de la déformation comme des objets rigides; on y observe:

- de fréquentes extinctions onduleuses,
- une torsion des plans de mâcles polysynthétiques des plagioclases,
- des bandes de déformation dans le feldspath potassique soulignées par des alignements d'inclusions fluides; ces zones se chargent d'impuretés (oxydes de fer, inclusions solides de quelques microns),
- une microfracturation affecte indistinctement l'ensemble des feldspaths.

2. Les Transformations Minéralogiques

Les feldspaths montrent également des phénomènes de remplacement caractérisés soit par une albitisation (massif de Lovios-Geres), soit par une microclinisation (massif des Zaer). L'albitisation se matérialise par des perthites de remplacement, orientées parallèlement à une ou deux directions, prenant parfois l'allure de l'albite en échiquier (Fig. 8). La microclinisation affecte largement l'orthose et le plagioclase; elle se manifeste soit par le développement de plages ou facules à bords flous disposés de façon irrégulière dans le plagioclase, soit par le développement du microcline aux dépens de l'orthose.

C) Les Micas

La biotite est le premier minéral affecté lors du développement de l'épi-

syénitisation. Sa chloritisation est facilitée par l'apparition de microfissures et de flexures qui ouvrent les plans de clivage. La couleur rouge de la roche est due aux oxydes de fer libérés lors de la chloritisation des biotites.

La muscovite est affectée par des déformations plastiques: kinkbands et bandes de déformations (Fig. 9). Les plans de clivages s'ouvrent et localement le long de ces plans se développent des digitations de feldspath potassique.

V. DESCRIPTION DE LA ZONE FELDSPATHIQUE CENTRALE

L'accumulation feldspathique peut atteindre plusieurs centimètres voire quelques décimètres de puissance, ou se présenter en remplissages fissuraux de faible épaisseur, isolés ou constituant un réseau de filonnets plus ou moins parallèles (Fig. 10).

Cette zone centrale est constituée suivant les cas de microcline (Zaër) ou de microcline et d'albite (Lovios-Geres) accompagnés de quantités plus ou moins importantes de chlorite, calcite, épidote, kaolinite, apatite, adulaire et zircon à Lovios-Geres (Fig. 11) auxquels s'ajoute la monazite aux Zaër. La zone feldspathique centrale est également caractérisée par la présence de veinules ou de cavités microgéodiques à remplissages siliceux ou hématitique.

Les contacts entre la zone feldspathique centrale et le granite en voie d'épisyénitisation permettent d'intéressantes observations: en effet, ceux-ci se réalisent soit de façon progressive mais rapide sur quelques centimètres, soit par l'apparition d'une zone fracturée ou bréchique. Dans le premier cas, le contact se caractérise par la présence de roches où une texture

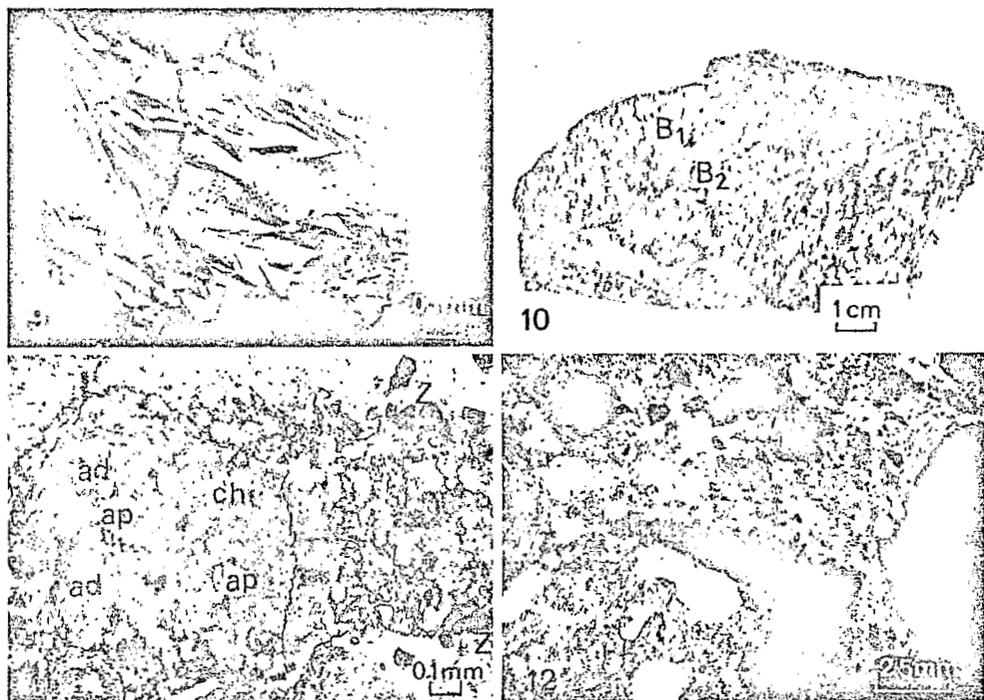


Fig. 9. Granite des Zaër. Apparition de kink-bands et de bandes de déformation dans la muscovite du granite en voie d'épisyénitisation. Lumière polarisée et analysée

Fig. 10. Granite des Zaër. Echantillon macroscopique montrant la structure orientée du granite en voie d'épisyénitisation et un ensemble de veinules (B₁ et B₂) représentant le remplissage feldspathique de la zone centrale

Fig. 11. Granite de Lovios-Geres. Microcavité de la zone feldspathique centrale à croissance d'adulaire (ad) et remplissage de chlorite (ch), apatite (ap), zircon (z). Lumière naturelle

Fig. 12. Granite des Zaër. Brèche de fracturation hydraulique. Les minéraux sont éclatés, leurs contours sont anguleux et les fragments ont subi un faible déplacement. Le ciment est constitué d'une poudre de séricites et argiles. Lumière polarisée et analysée

granitique est encore reconnaissable, mais où le quartz, qui a complètement disparu, est remplacé par des néoformations feldspathiques. Dans le second cas, des fragments de granite en voie d'épisyénitisation sont noyés dans une masse feldspathique rosée à grain fin: les éléments sont disjoints et à contours anguleux. Au microscope, les minéraux présentent des figures d'éclatement brutal, sans friction

(Fig. 12); ces structures sont caractéristiques des brèches d'éclatement et, s'apparentent à celles produites par le mécanisme de fracturation hydraulique selon le modèle proposé par Phillips (1972). Dans ce modèle, l'apparition de brèches d'éclatement dans des matériaux d'origine sédimentaire et l'ouverture conjointe de fentes, sont la conséquence de surpressions fluides localisées.

VI. MECANISME DE LA FORMATION DES EPISYENITES FELDSPATHIQUES

Dans les deux massifs étudiés, le contrôle structural de la localisation des bandes d'épisyénites et l'intensité des déformations affectant les minéraux du granite constituent des caractères essentiels pour la compréhension du phénomène d'épisyénitisation feldspathique. En outre, les néoformations minérales de la zone feldspathique centrale et du granite en voie d'épisyénitisation ainsi que les brèches de fracturation hydraulique caractérisent l'activité des phases fluides succédant à l'action mécanique préalable. Ces observations permettent de proposer un modèle génétique en deux étapes pour la formation des épisyénites feldspathiques:

- la première caractérisée par la transformation progressive du granite en granite en voie d'épisyénitisation dans une zone soumise à une compression localisée (Pression solide $P.s >$ Pression fluides $P.f$),
- la seconde apparaissant de manière brutale et aboutissant à la formation des bandes feldspathiques centrales par augmentation de la pression des fluides ($P.f > P.s$) et fracturation.

1) $P.s > P.f$: le granite en voie d'épisyénitisation subit d'importantes modifications structurales et minérales: l'extinction onduleuse, les bandes de déformation, les kinkbands et les recristallisations traduisent une déformation plastique du granite. Les phénomènes d'albitisation et de microclinisation ainsi que la dissolution partielle du quartz indiquent des circulations de fluides et des échanges chimiques.

Les échanges amorcés par les phénomènes de dissolution sous pression et que nous venons de décrire principalement dans le quartz du granite, peuvent être comparés aux changements de composition chimique provoqués par un régime de contraintes orientées, mis en évidence dans diverses forma-

tions géologiques (McClay, 1977; Gratier, 1976 et 1979).

La présence d'une phase fluide intergranulaire semble indispensable pour permettre la migration des éléments dissous soit par diffusion dans les fluides, soit par migration du fluide lui-même. Dans un premier temps, ce transfert de matière peut provoquer la recristallisation des éléments mobiles dans les zones les moins comprimées. Ces néoformations s'effectuent au détriment du volume des pores et entraînent par conséquent une diminution de la perméabilité de la roche. Si le régime de compression est maintenu, on peut aboutir alors, dans les zones de reprécipitation, à des surpressions fluides abaissant le seuil de rupture de la roche.

Le phénomène peut s'interrompre à ce stade ce qui provoque la formation de lentilles de granite en voie d'épisyénitisation sans zone feldspathique centrale.

2) $P.f > P.s$: Les surpressions fluides engendrent une fracturation hydraulique provoquant les bréchifications rencontrées et l'ouverture de fentes, permettant la mise en place des bandes feldspathiques centrales. Dans l'état actuel des travaux, un schéma de la géométrie du régime des contraintes peut être proposé: la direction de la contrainte principale σ_1 est perpendiculaire à la foliation du granite en voie d'épisyénitisation et correspond à la direction d'ouverture des fentes centrales par fracturation hydraulique (Fig. 13). La circulation des fluides dans ces chenaux aboutit alors aux spectaculaires néoformations feldspathiques.

En conséquence, les néoformations engendrées lors de la première phase du modèle dans le granite en voie d'épisyénitisation seront difficiles à distinguer des transformations dues à la percolation des fluides de cette seconde phase. On peut noter enfin qu'une

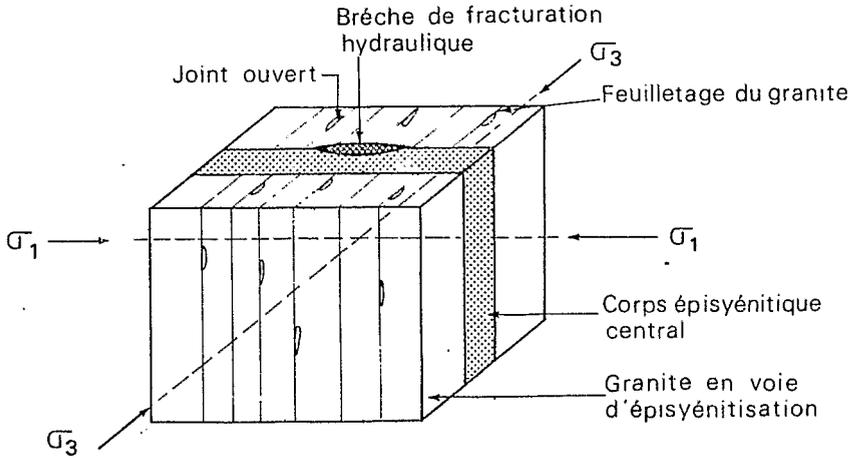


Fig. 13. Bloc diagramme schématisant le système de contraintes appliqué au granite dans les zones d'épisyénitisation feldspathique

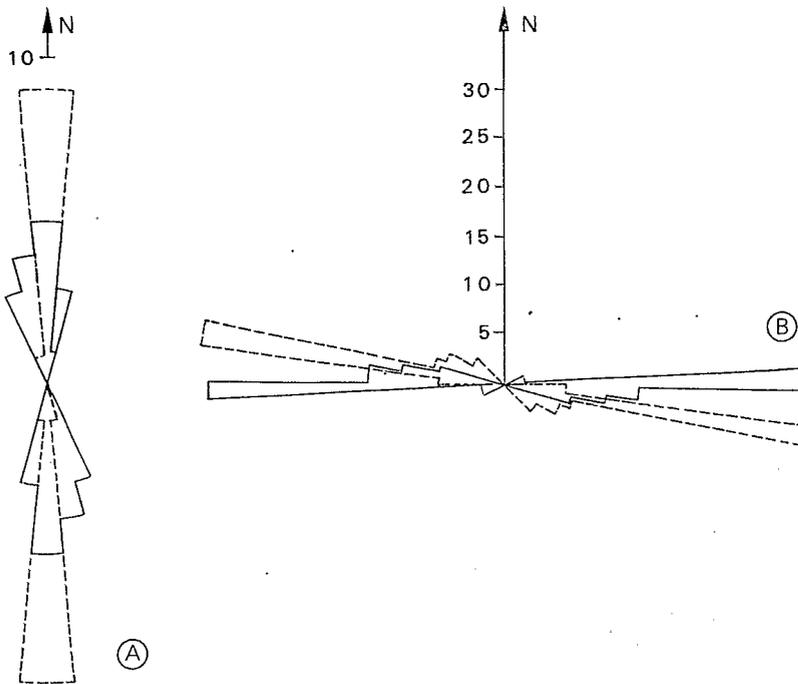
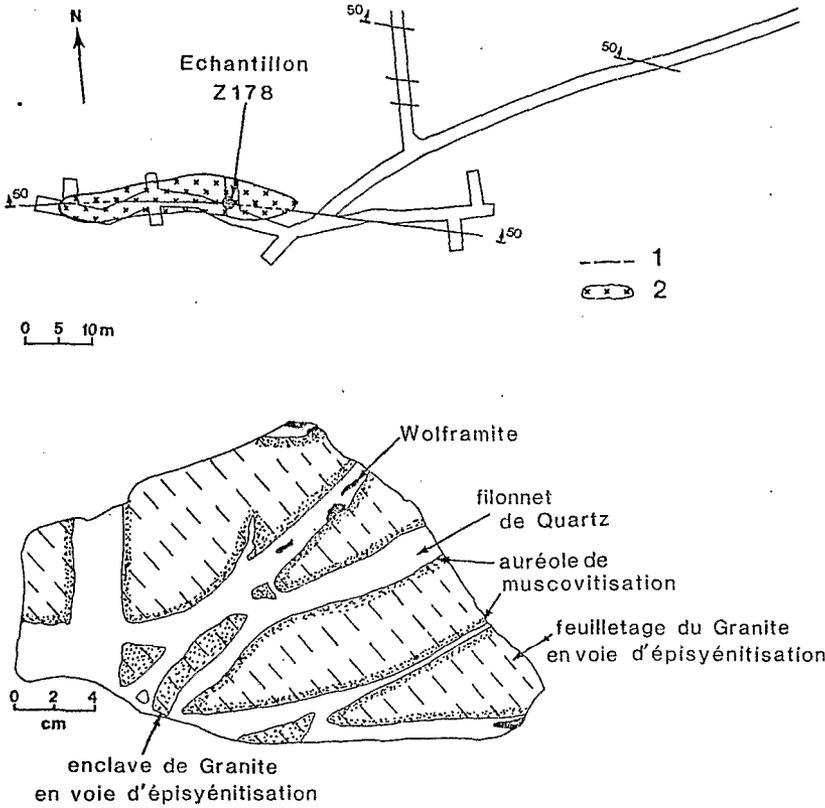


Fig. 14. Rosace de distribution des directions de bandes d'épisyénite feldspathique et des filons minéralisés en tungstène-étain. A: Zone de Las Sombras-Dos Carris, granite de Lovios-Geres, B. Granite à deux micas du massif des Zaër. En pointillé: filons minéralisés à tungstène-étain. En trait continu: bandes d'épisyénites feldspathiques ou de granite en voie d'épisyénitisation



ECHANTILLON Z178

Fig.15. Relations chronologiques entre les épisyénites feldspathiques (2) et les minéralisations en tungstène (1). La partie supérieure de la figure représente une lentille de granite en voie d'épisyénitisation, mise en évidence par les travaux miniers du filon F 4 niveau - 15 m dans le complexe filonien de Sokhret Allal. La partie inférieure de la figure représente un échantillon de granite en voie d'épisyénitisation recoupé par la minéralisation en tungstène

suppression fluide, telle que celle envisagée pour cette seconde étape du mécanisme, peut favoriser la mise en solution du quartz du granite encaissant (Holland et Malinin, 1979).

de quartz stériles ou minéralisés principalement en tungstène et accessoirement en étain et molybdène.

VII. RELATIONS AVEC LES FILONS MINÉRALISÉS EN TUNGSTÈNE-ÉTAÏN

Dans ces deux massifs, les secteurs étudiés sont également caractérisés par la présence de faisceaux filoniens.

La direction générale des filons minéralisés présents dans ces zones est également très régulière et très proche de la direction des bandes d'épisyénites (Fig.14) Les relations spatio-temporelles entre les faisceaux minéralisés et les bandes d'épisyénites ont pu être mises en évidence. Ainsi, on observe, tant aux Zaër qu'à Lovios-Geres, des filons minéralisés prenant

en écharpe ou tangentant une bande d'épisyénite. Dans le cas du massif des Zaër les épisyénites sont nettement recoupées par les filons minéralisés et donc antérieures à ceux-ci (Fig. 15). La mise en place des veines de quartz minéralisées provoque d'une part la fragmentation du granite en voie d'épisyénitisation avec formation de petites enclaves et d'autre part le développement aux épontes d'une auréole de muscovitisation.

De plus, ce décalage entre filons minéralisés et épisyénites feldspathiques s'exprime également au travers de leurs minéralogies respectives. Dans le cas du massif de Lovios-Geres, les paragenèses caractéristiques des granites en voie d'épisyénitisation et des bandes d'épisyénites feldspathiques sont constituées de la plupart des minéraux du granite ou de leurs produits d'altération: biotite-chlorite-épidote en particulier. Les associations des filons minéralisés sont totalement différentes et caractérisées par l'apparition de phases minérales nouvelles: muscovite-béryl-fluorine principalement.

La dissociation dans le temps entre la formation des épisyénites feldspathiques et les filons minéralisés est donc établie dans le cas des deux massifs étudiés, tant d'un point de vue structural que minéralogique. En outre, l'absence totale de minéralisations dans les épisyénites feldspathiques confirme la disjonction des deux phénomènes et, du point de vue géochimique, semble indiquer l'existence de circulations fluides distinctes, d'une part lors du développement de l'épisyénitisation et, d'autre part lors du dépôt des minéralisations à tungstène-étain.

VIII. CONCLUSIONS

Du point de vue pétrologique, les épisyénites représentent un bon témoin de l'évolution de la différenciation grani-

tique. En effet, l'abondance des cristallisations feldspathiques qui les caractérisent nous conduit à relier la genèse de ce phénomène aux circulations fluides internes associées aux stades d'évolution ultimes des coupoles granitiques et y provoquant en particulier les phénomènes bien connus de microclivisation ou d'albitisation.

L'étude structurale des bandes d'épisyénites feldspathiques de deux massifs de la chaîne hercynienne a permis de dégager des éléments indispensables à la compréhension de ce phénomène. La déformation du granite dans les zones encaissant les bandes d'épisyénites feldspathiques est la conséquence de l'application d'un régime de contraintes orientées provoquant d'une part la déformation plastique et cassante des minéraux du granite et d'autre part l'augmentation de la pression des fluides interstitiels. La mise en place des bandes feldspathiques centrales résulte de l'apparition de surpressions fluides aboutissant à l'ouverture de fentes par fracturation hydraulique.

Les épisyénites feldspathiques constituent un bon témoin de l'évolution structurale du massif de granite: les déformations plastiques, puis cassantes, qui les caractérisent permettent de situer leur apparition lors des phases ultimes de la mise en place du batholite dans des zones privilégiées et parfois déjà structurées par plusieurs stades de déformation magmatique. L'exemple de Lovios-Geres est, à cet égard, particulièrement illustratif (Cottard, 1979).

Ainsi, certaines zones préférentielles des batholites soumises à un régime de contraintes particulier donneront lieu à la formation d'épisyénites; citons par exemple les épisyénites du Veinazes (Marignac, 1974) et de Questembert (Charoy, 1970) en bordure de stocks granitiques ainsi que celles du Mont Lozère (Eulry et Vargas, 1979) au contact entre deux intrusions.

Les filons minéralisés en tungstène-étain rencontrés dans le massifs de Lovios-Geres et des Zaer et spatialement associés à des bandes d'épisyénites feldspathiques sont, d'un point de vue chronologique et génétique indépendants de ces dernières. Du fait de leur structure, les épisyénites feldspathiques constituent des plans de faiblesse localisés dans le granite qui peuvent être utilisés ultérieurement lors de la mise en place des filons minéralisés en tungstène-étain.

En d'autres termes, les épisyénites feldspathiques jouent le rôle de discontinuités structurales susceptibles de contrôler le dépôt des minéralisations filoniennes intragranitiques.

Remerciements. Nous adressons nos vifs remerciements à Anne-Marie Boulrier Jean Pierre Gratier, Arnaud Pêcher, Michel Pichavant et Francis Saupé pour leur lecture critique du manuscrit. Ce travail a bénéficié des fructueuses discussions et remarques de Georges Capus, Marc Eulry, Jean-Jacques Michel et Jean Manuel Vargas de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière de Nancy (ENSG) ainsi que de Michel Cuney et Michel Cathelineau du Centre de Recherches pour la Géologie de l'Uranium (CREGU).

BIBLIOGRAPHIE

- Agard, J., Permingeat, F.: Etain, Wolfram et Molybdène: In: Géologie des gîtes minéraux marocains p. 17-44. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 87, 416 p. (1952)
- Arribas, A.: Mineralisation associated with acid magmatism: *Studia Geologica*, Salamancaque Special Issue, XIV, pp 89-260 (1979)
- Avila Martins, J.: Les roches granitiques rouges de la Serra do Geres (région Nord Portugal). Publicacoes do Museo e Laboratorio mineralogico e geologico da Faculdade de Ciências do Porto, n°83, 4ème Série, 26 p (1972)
- Capdevilla, R., Corretge, G., Floor, S.: Les granitoïdes varisques de la Meseta Ibérique. *Bull. Soc. Geol. Fr.* (7), XV, n° 3-4, pp 209-228 (1973)
- Charoy, B.: Le Massif de Questembert (Morbihan): Variations pétrographiques et géochimiques dans les granites à deux micas. Etude de la radioactivité. Thèse de 3ème Cycle, Nancy, 315 p (1970)
- Cheilletz, A.: Etude géologique et prospection de la région de Lovios, province d'Orense, Nord-Ouest de l'Espagne. Diplôme d'Etudes Approfondies, option Métallogénie, Université de Nancy I - E. N. S. G., Nancy, 36 p (1972)
- Cottard, F.: Pétrologie structurale et métallogénie du complexe granitique de Lovios-Geres. Le modèle de mise en place de la mine de Las Sombras (Sn-W-Mo-Bi) (Sud Galice-Espagne). Thèse Docteur Spécialité, Université de Nancy I, 226 p (1979)
- Eulry, M., Vargas, M.: Les altérations météoriques antéliasiques des Cévennes méridionales. Leur rôle dans la métallogenèse des concentrations uranifères. Thèse Docteur Spécialité, Université de Nancy I - E. N. S. G., 388 p (1979)
- Giuliani, G.: Découverte de minéralisations en Sn-W-Mo dans le pluton granitique des Zaër (Massif Central marocain). *C. R. A. S.*, Paris, T. 290, Série D, pp 1397-1399 (1980)
- Giuliani, G.: Contribution à la géologie du massif granitique des Zaër (Maroc Central). Etude des minéralisations à W-Sn-Mo associées. Thèse Docteur Spécialité. Institut National Polytechnique de Lorraine. INPL, Nancy (1982)
- Goguel, J.: La cause de l'orientation des minéraux dans les roches métamorphiques *Bull. Soc. Géol. France*, (7), VII, pp 747-752 (1965)
- Gratier, J. P.: Déformation et changement de volume dans un marbre à stylolites de la région de Rabat

- (Maroc). Bull. Soc. Géol. France, T. 18, n°6, pp 1461-1469 (1976)
- Gratier, J.P. : Mise en évidence de relations entre changement de composition chimique et intensité de déformation dans les roches à schistosité. Bull. Soc. Géol. France, 1979, (7), t. XXI, n° 1, pp 95-104 (1979)
- Holland, H.D., Malinin, S.D. : The solubility and occurrence of non-ore minerals. In *Geochemistry of Hydrothermal ore deposits*, 2nd edition, H.L. Barnes, ed. (1979)
- Julivert, M., Martinez, F.J., Ribeiro, A. : The Iberian segment of the European Hercynian foldbelt. 26ème Congrès Géologique International, Paris, Colloque 06, Géologie de l'Europe, pp 132-158 (1980)
- Kennedy, G.C. : A portion of the system silica-water. *Econ. Geol.*, USA, 45, pp 629-653 (1950)
- Kerrick, R. : An historical review and synthesis of research on pressure solution. *Zentbl. Geol. Paleont.*, H 5/6, pp 512-550 (1977)
- Le Mailloux, Y. : Prospection, exploitation et valorisation des minerais de tungstène-molybdène dans la Serra do Gerês (Mine de Carris) Portugal. Rapport de fin d'études, E.N.S.G., Nancy (1971)
- Leroy, J. : Métallogénèse des gisements d'uranium de la Division de la Crouzille (Cogema-Nord Limousin, France), Sciences de la Terre, Nancy, Mém. n° 36, 276 p (1978)
- McClay, K.R. : Pressure solution and Cobble creep in rocks and minerals. A review. *J. Geol. Soc. Lond.*, Vol. 134, pp 57-70 (1977)
- Mahmood, A., Couturié, J.P. : Etude de la structure zonée du pluton granitique hercynien des Zaër (Massif Central Marocain). C.R.A.S., Paris, T. 289 (1979)
- Mahmood, A. : Etude pétrologique du granite hercynien des Zaër (Massif Central Marocain). Thèse Doctorat d'Etat, Clermont-Ferrand, 412 p (1980)
- Marignac, C. : Observations préliminaires sur des indices de scheelite liés à des épisyénites dans le stock granitique du Veinazès (Massif Central). Deuxième Réunion annu. Sci. Terre, Pont-à-Mousson (Nancy), 22-26 avril 1974, p 274 (1974)
- Michard, A. : *Eléments de Géologie Marocaine. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 252, 408 p (1976)
- Moreau, M., Ranchin, G. : Altérations hydrothermales et contrôles tectoniques dans les gîtes filoniens d'uranium intragranitiques du Massif Central français. In "Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux". Coll. Sci. E. Raguin, Ed. Masson, Paris, pp 77-100 (1971)
- Oen Ing Soen : Granite intrusion, folding and metamorphism in Central Northern Portugal. *Bol. Geol. y Minerol, Esp.*, t. 81, pp 271-248 (1970)
- Phillips, W.J. : Hydraulic fracturing and mineralization. *J. Geol. Soc. Lond.* Vol. 128, pp 337-359 (1972)
- Pique, A. : Evolution structurale d'un segment de la chaîne hercynienne: la Meseta marocaine Nord-Occidentale. Thèse Doctorat d'Etat, Strasbourg, 253 p (1979)
- Sarcia, J., Sarcia, J.A. : Gîtes et gisements du Limousin. In "Les minerais uranifères français", ed. PUF Paris, tome II, pp 195-292 (1962)
- Termier, H., Owodenko, B., Agard, J. : Les gîtes d'étain et de tungstène de la région d'Oulmès (Maroc). Etude géologique, pétrographique et métallogénique. Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc, 82, 328 p (1950)
- Tex, E. Den, Floor, P. : A synopsis of the geology of western Galicia. In "Histoire structurale du Golfe de Gascogne", t. 1, Publ. Inst. Franc. Pétrole, ed. Technip. 1.3 to 1.3-13 (1971)

A. Cheilletz et G. Giuliani
Centre de Recherches Pétrographiques
et Géochimiques, CRPG, B.P. 20
54501 Vandoeuvre-les-Nancy
France