



HAL
open science

**Granitoïdes, granites à métaux rares et
hydrothermalisme associé. Géologie, minéralogie et
géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord
du Portugal)**

Benbadis Helal

► **To cite this version:**

Benbadis Helal. Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé. Géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord du Portugal). Géochimie. Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, 1992. Français. NNT : . tel-01026232

HAL Id: tel-01026232

<https://theses.hal.science/tel-01026232>

Submitted on 21 Jul 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

N° D'ORDRE : 65 GD

THESE

Présentée par

Benbadis HELAL

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE

(Spécialité : Géologie et Recherche Minière)

**Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé :
géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes
(Nord du Portugal)**

soutenue à SAINT-ETIENNE le 7 décembre 1992

COMPOSITION du JURY :

Monsieur Bernard GUY.....	Président
Messieurs	
Michel CUNEY.....)	Rapporteurs
Jean-Marc MONTEL.....)	
Eurico PEREIRA.....	Examineurs
Essaïd BILAL.....	*
Daniel GARCIA.....	*

N° D'ORDRE : 65 GD

T H E S E

Présentée par

Benbadis HELAL

pour obtenir le titre de

DOCTEUR

DE L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE PARIS ET DE
L'ECOLE NATIONALE SUPERIEURE DES MINES DE SAINT-ETIENNE

(Spécialité : Géologie et Recherche Minière)

**Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé :
géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes
(Nord du Portugal)**

soutenue à SAINT-ETIENNE le 7 décembre 1992

COMPOSITION du JURY :

Monsieur Bernard GUY.....

Président

Messieurs

Michel CUNEY.....)

Rapporteurs

Jean-Marc MONTEL.....)

Eurico PEREIRA.....

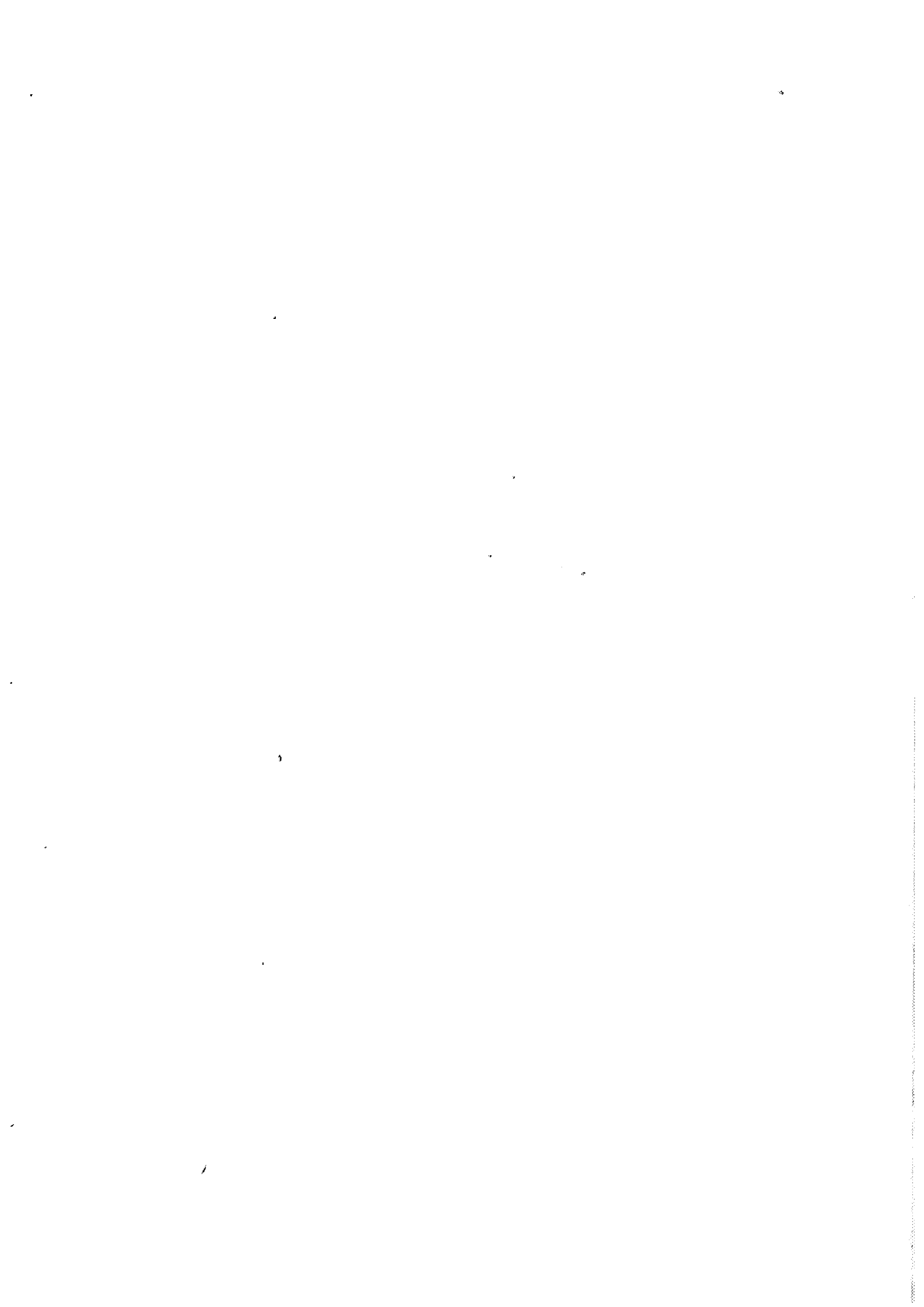
Examineurs

Essaïd BILAL.....

"

Daniel GARCIA.....

"



AVANT-PROPOS



Que toutes les personnes qui ont participé à l'élaboration de ce mémoire soient assurées de ma reconnaissance.

Cette étude a été menée dans le Laboratoire de Géologie de l'Ecole des Mines de Saint-Etienne sous la direction de M. Perrin, qui a eu la gentillesse de m'accueillir dans son équipe, et par la suite de B. Guy que je tiens à remercier de présider le jury de cette thèse et de m'avoir permis de travailler dans une indépendance complète.

M. Cuney et J.M. Montel ont accepté de juger ce travail. Je leur exprime toute ma reconnaissance.

Je remercie tout particulièrement D. Garcia d'avoir accepté de lire et de juger ce manuscrit. Ces critiques parfois très vives m'ont permis d'améliorer la qualité de ce travail.

E.S. Pereira m'a toujours chaleureusement accueilli au Portugal où il a guidé mes premiers pas sur le terrain. Il me fait l'honneur de venir du Portugal pour juger ce travail. Qu'il soit assuré de ma reconnaissance.

B. Essaid m'a apporté son soutien moral tout au long de ce travail. Je le remercie de sa constante disponibilité, de son aide et d'avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à remercier J. Moutte pour ses conseils en informatique, son aide fréquente et sa correction du résumé en anglais.

A. Touil, B. Tessier, L. Raimbault, V. Croze, A. Zahm, C. Jiang, N. Takeno, M. Nasraoui, A. Sedqui, H. Nalini, H. Jaquemin et J.L. Bouchardon ont formé mon environnement quotidien durant ces années de thèse et pour certains sont devenus des amis. Je remercie tous ceux qui, de près ou de loin, ont participé à ce travail.

Enfin, B. Velde a été la première personne qui m'ait initié à la recherche. Je lui en tiens une profonde reconnaissance.

Je voudrais remercier tous ceux qui m'ont apporté leur aide technique au cours de cette thèse :

J.J. Gruffat, Y. Baud, C. David, P. Benaben et P. Péchot pour la réalisation des analyses chimiques ;

C. Picault et M.T. Cherblanc pour la fabrication des lames minces ;

N. Hospital pour son aide efficace et généreuse ;

J. Verney pour son aide pour la pagination du manuscrit final ;

M.C. Forette pour son assistance lors des analyses à la microsonde et pour sa gentillesse.

Je dois des remerciements particuliers à P. Péchot et J.J. Gruffat pour leur aide et à Y. Baud, C. David pour leur gentillesse : nos petites discussions post-déjeuner me manqueront.

Je voudrais aussi remercier Gallo Corinne pour son aide et son soutien.

Je tiens à remercier tous ces portugais des villages de Lamas de Olo, Arnal, Borba da Montanha qui m'ont offert un verre et parfois même ont partagé leur repas avec moi. Ils avaient assez d'humanité pour reconnaître, dans l'étranger de passage que j'étais alors, un homme. Je remercie aussi cette petite fille, qui au Portugal, un de ces jours sombres où la solitude vous pèse, m'a sourit

Le travail présenté ici a bénéficié du soutien financier de la CEE, dans le cadre du contrat MAIM-004-C "Ta-Nb-W-Sn-Mo mineralizations associated with acid magmatism".



ABSTRACT



ABSTRACT

The large volume of calc-alkaline biotite-dominated monzogranitic to granodioritic plutons is one of the main features of the Central-Iberian Zone.

The hercynian Celorico de Basto batholith consists mainly of a late- to post-tectonic biotite-dominated granite. Post-tectonic granitoids form rather small bodies intrusive both in this granite and in its well developed aureole of contact metamorphism. The mode of variation of SiO_2 and compatible elements (Mg, Fe, Mn...) suggests that all these post-tectonic granitoids constitute a single highly differentiated suite, but this suite is actually composed of two distinct components: on one hand mafic enclaves which form two complex acid-basic associations, with heterogeneous granodiorites and the moderately peraluminous (biotite-dominated) G2 granite, and on the other hand later fine-grained peraluminous granites and associated pegmatites.

The granodioritic plutons have the normal zoning of calc-alkaline granitoid complexes, with mafic enclaves (gabbroites to diorites) occurring mainly near the margins, and granodiorites becoming progressively more leucocratic from margins to core. This zoning, which corresponds to linear trends on geochemical variation diagrams, is inconsistent with an evolution by fractional crystallization. Biotite fractionation is indicated by its large magmatic crystallization since the gabbroic stage and by the decrease of Ti, Zn and Ba contents along with the Mg content, but this is in contradiction with the increase of Li and A/CNK. The solubilities of apatite and zircon in a silicate melt are known to be functions of melt composition and temperature (Harrison and Watson, 1984 ; Watson and Harrison, 1983). In our case, as granodiorites seem to be apatite saturated with respect to apatite (P decreases along with Mg), we can use the phosphorus geothermometer to estimate temperatures of extraction of the granodiorites. These temperatures increase with decreasing Mg content of the rocks, and that is inconsistent with the increase of Mg solubility with the melt temperature. In fact, the compositional zoning of the granodioritic plutons is due to the hybrid character of the granodiorites: they result from the mixing between several differentiated mantle-derived magmas, whose compositions are close to those of the dioritic enclaves, and a granitic melt, whose composition is close to that of the relatively Li-rich, moderately peraluminous G2 granite. Detailed mineralogical analysis shows that, because of liquid immiscibility, hybridization involves several complex mechanisms like magma mingling, assimilation of earlier formed mingled magmas by later mafic ones, and physical disaggregation during flow of later mafic intrusions. This hybridization of mantle-derived magmas and granitic magmas is a major petrogenetic process. It begins at depth and continues near the level of intrusion until a threshold in temperature and viscosity is reached.

Mafic enclaves, which form acid-basic associations with the moderately peraluminous G2 granite have a microgranular doleritic texture. Their magmatic origin is demonstrated by mingling at their contact with the granitic host, by obvious primary igneous textures and by evidences, like acicular apatite, of crystallization in undercooling condition. Partially resorbed xenocrysts of granitic origin give them a porphyritic texture. K-feldspars are rounded and mantled by plagioclases (rapakivi texture) whereas plagioclases, although partly retain its original shape, show patchy zoning (euhedral zoning is lost). These mafic microgranular enclaves have an intermediate composition (MgO = 5.7 to 2.7%) relatively rich in compatible elements (Cr and Ni up to 550ppm and 160ppm resp.). Similar Ca and Sr contents and same plagioclase compositions in the enclaves and the host granite reflect chemical exchanges and final crystallization under same physical conditions. The primary ferromagnesian minerals are replaced by a biotite in equilibrium with the surrounding granite. As MgO is inert, the enclaves with the highest content of primary ferromagnesian minerals are the most enriched in the elements that are strongly partitioned into biotite, namely Fe, Mn, Rb, Sn, Li, Zn. Lack of Al enrichment and absence of K-feldspar in enclaves suggest that Al and K required for biotite crystallization come from the K-feldspar component in mafic magma, and indicate that equilibration with the host granite occurs at a magmatic stage, probably by diffusion. Inert elements during this equilibration are compatible elements like Mg, Cr, Ni, Sc, Co, Ti the content of which is too high in enclaves to be appreciably modified and, because the enclaves crystallizes in an undercooled state, incompatible elements, like P, Zr, Nb, LREE, whose diffusivities are relatively low, .

Taking in account only these inert elements, gabbroitic to dioritic enclaves in the granodiorites and microgranular enclaves in the G2 granite constitute a single differentiated basic series characterized by strong enrichments in P, Zr and LREE consistent with late-stage crystallization of apatite, zircon and allanite in dioritic terms. The rather cumulative character of gabbroitic enclaves is an evidence of liquid evolution by fractional crystallization. The parental magma of the Celorico basic series was a silica-rich basalt, as evidenced by the abundance of orthopyroxene in gabbroite and the low Ti and Al contents of clinopyroxene. The high Cr content of gabbroite pyroxenes indicate a primitive character. The crystallization sequence (clinopyroxene, orthopyroxene, plagioclase) and the lack of olivine in gabbroitic enclaves suggest a H_2O -poor liquid line of descent at relatively high pressure which is consistent with the main features of dioritic terms: compared to calc-alkaline diorites, dioritic enclaves in granodiorites have a low Ca/Mg (clinopyroxene instead of olivine

fractionation) ratio and high Sr/Ca (clinopyroxene then plagioclase fractionation), K_2O/SiO_2 ratios. In spite of Ni fractionation by Ni-bearing pyrrhotite (cumulus phase in gabbro-norites) the Ni/Mg ratio is slightly higher than in calc-alkaline diorites. These characters suggest that the Celorico basic serie could be a plutonic equivalent of the shoshonitic series which one of the main features is to appear in thick crust context, and that is consistent with the high pressure crystallization of the Celorico basic serie parental magma. Like shoshonitic series, and in general potassic and ultrapotassic volcanic rocks, Celorico basic serie is characterized by high contents both in compatible and incompatible elements. Whatever the mechanisms envisaged (assimilation, selective contamination), crustal contamination of a primitive basalt fails to explain this high content in incompatible elements. High P_2O_5 content, for example, is of a primary magmatic origin and the parental magma of the Celorico basic suite is probably generated in a metasomatized mantle enriched in crustal component during the late stage of the Hercynian orogeny.

Therefore, crustal contamination of the Celorico basic serie is very likely because its plutonic character and the interactions with granitic melts (hybrid granodiorites), and can explain the few differences with the shoshonitic series like the richness in Zr of the Celorico basic serie.

Dioritic terms of Celorico de Basto basic serie are similar to the vaugnerites associated with magnesio-potassic granites in French Massif Central. Differentiated terms of the Celorico basic serie form an acid-basic association with the moderately peraluminous G2 granite. This high-K calc-alkaline granite displays some characteristics of magnesio-potassic granites like low Ca/Mg ratio and a high content in LREE, Zr and Th. The consanguinity of G2 granite and associated enclaves suggests some kind of cogenetism consistent with the continuous chemical variations for inert elements during equilibration between enclaves and the host granite. Curved trends (e.g. TiO_2 versus MgO diagram) suggest a fractional crystallization process. Biotite fractionation indicated by TiO_2 , Sc, Co, Cr variations and its early crystallization in the Celorico basic serie is incompatible with the increase of A/CNK: enclaves in G2 granite were metaluminous before equilibration with the host granite and G2 is moderately peraluminous. The presence of metasedimentary enclaves in the G2 granite and its peraluminous composition suggest that low-level crustal assimilation occurred before mixing with dioritic terms of the Celorico basic serie: hybrid granodiorites show a progressive increase of A/CNK with decreasing Mg content of the rocks. The Celorico basic serie have a shoshonitic affinity but G2 is a calc-alkaline granite probably because of crustal assimilation. So G2 is a mixed granite with both a mantellic and crustal origin which is consistent with the relatively low initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios (<0.708) of other calc-alkaline biotite-dominated monzogranitic of the Central-Iberian Zone.

Chemical variations of the fine-grained peraluminous granites indicate a fractional crystallization process. The low Sc and HREE content of the fine-grained peraluminous granites and their weak Eu anomalie whereas G2 granite have a pronounced Eu anomalie show that these granites are not cogenetic. Parental magmas of the fine-grained peraluminous granites have probably a crustal origin. Extreme fractionation and intrusion of the fine-grained peraluminous granites into shallow levels, which post-dates the peak of regional metamorphism, suggest partial melting under water-undersaturated and high-temperature conditions. Partial melting was probably induced by mantle-derived magmas of the Celorico basic serie which provide the additional thermal energy.

In SE margin of the Celorico de Basto batholith (Seixoso area), a fine-grained peraluminous granites pluton outcrops in form of two main apices (Seixoso and Outeiro intrusions) and of numerous and small apices or dike-like bodies. Seixoso and Outeiro intrusions are characterized by a horizontal magmatic layering accentuated by post-magmatic pervasive albitization and greisenization which become more intense upwards: they grade from biotite-bearing facies at depth, through two-mica or muscovite-tourmaline facies into roof of apex. Apical facies (apogranites) are highly evolved and sometimes (in Seixoso intrusion) poorly mineralized in cassiterite.

The Seixoso Sn-Ta-Nb-Li-Be-bearing pegmatite field consists in a main subhorizontal pegmatite which laterally takes root in top of Seixoso intrusion and about ten dike-like veins. These pegmatites display mineralogical and chemical features, like low contents of silica, REE, transition elements and high contents of alumina, alkalis, fluorine, phosphorus, tin, Nb and Ta, that are comparable with those of some rare-elements granites in French Massif Central. Internal structure of each pegmatite is weakly developed but a stocksheider-like marginal facies, characterized by coarse grained albite is systematically observed. Seixoso pegmatites consist mainly of a facies (GSP facies) with a typically granitic and extremely porphyritic texture: K-feldspar megacrysts are enclosed in a fine-grained matrix which consists in elongated weakly zoned albite laths, quartz, interstitial K-feldspar and minor muscovite. Cassiterite, Li-aluminophosphates of the amblygonite-montebrazite serie, Ti,Sn-rich chrysoberyl, pseudo-ixiolite (Ti,Sn-rich disordered columbite -tantallite) and F-apatite are the characteristic accessory minerals. These pegmatites had been affected, like Seixoso and Outeiro intrusions, by late-stage albitization and greisenization.

Biotite-bearing facies, apogranites of Seixoso or Outeiro intrusions and Seixoso pegmatites (the most evolved terms) are considered as belonging to a single differentiation series. The apogranite-pegmatite transition is characterized by a sodolithic type of evolution : there is a decrease in SiO₂ and K₂O accompanied by an increase in Al₂O₃, Na₂O, P₂O₅, Li, F, Sn, Ta, Nb, Be.

This type of evolution is in close relation with high contents in P and volatiles, namely F, Li and B. P enrichment is due to its high solubility in peraluminous residual melts where it forms AlPO₄ species. High AlPO₄ activity is evidenced by the richness in P of primary feldspars and zircon (substitution of two Si⁴⁺ by one Al³⁺ and one P⁵⁺) and by the magmatic crystallization of amblygonite. F enrichment is a consequence of its speciation (F coordinates with Al to form aluminofluoride complexes in haplogranitic melt) and of the weak biotite fractionation due to the low Fe and Mg content in residual melts.

Addition of F, B, Li and P in haplogranitic melts results in lowering the viscosity (depolymerization of the silicate framework), lowering solidus and liquidus temperatures, it increases diffusion coefficients (Dingwell, 1985) and causes a shift of the eutectic point towards more feldspar-rich compositions (expansion of the liquidus field of quartz). Mysen et al. (1981) views of phosphorus solution in highly polymerized silicate melts suggest that P have the same effect than F.

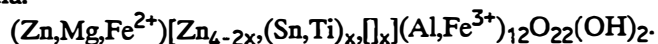
Addition of F (Shaller and al., 1992) and probably P in granitic melts increase the solubility of high field strength like Sn, Nb, Ta by making nonbridging O atoms available to form complexes with these cations . So the presence of volatiles and probably P, which results in extreme fractionation, leads to strong enrichments in high field strength like Sn, Nb, Ta. All this indicate that the composition of Seixoso pegmatites is consistent with an origin by magmatic differentiation of evolved peraluminous granitic melts.

Experiments with peraluminous Macusani glass (London, 1989), considered as volcanic equivalent of Seixoso pegmatites, show that a vapour-undersaturated but volatile-rich liquid line of descent best approximates mineralogical and chemical zonation similar to those found in Seixoso pegmatites and is compatible with the evolution at the apogranite-pegmatite transition. These vapour-undersaturated conditions are consistent with the following facts: the melt-H₂O miscibility increases with addition of B, Li; the assemblage chrysoberyl+ quartz is stable at a magmatic stage in Seixoso pegmatites; the high B content of the pegmatites evidenced by the systematic late-stage tourmalinization of their wallrocks: a vapour-saturated differentiation should be accompanied by a loss in vapour and element like B strongly partitioned into vapour.

Fluid exsolution at the end of the crystallization of pegmatitic magmas results in an alteration halo around each Seixoso pegmatite, through fluid transport of incompatible elements (Sn, Nb, Ta, B, F) out of the pegmatite. Pelitic wallrocks around each pegmatite have recorded four episodes of hydrothermal alteration, successively: development of fluor-rich ferromagnesian phosphates, development of nigerite-bearing quartz, andalousite, fibrolite marginal facies coeval with tourmalinization, then greisenization, and then argillic alteration.

Contrasted compositions between pegmatite-derived fluids and pelitic surroundings result in "exotic" secondary minerals like Fe,Nb,Ta,Sn-rich rutiles and nigerite, which is a peraluminous mineral, always associated with aluminium silicate and/or muscovite in wich Sn, Zn and Fe are essential constituents.

In Seixoso area, nigerite occurs along the contacts of the pegmatites with pelitic wallrocks and in pelitic xenoliths found in top of the highly evolved Outeiro intrusion. Nigerite is a secondary mineral formed during the interaction between pelitic rocks and a Sn,Zn-rich and S-poor fluid, initially in equilibrium with pegmatitic or granitic magma. Nigerite occasionally crystallizes at a late-magmatic stage in samples of the GSP facies contaminated by pelitic xenoliths. Compared to nigerite from the other occurrences, Seixoso nigerite have a high content of Ti (rutile always present) and a variable Sn/Zn ratio (high in presence of cassiterite) due to the substitution of one Sn by two Zn in B sites. On account of this substitution, we propose a new nigerite structural formula:



The post-tectonic Lamas de Olo intrusion consists in high-K calc-alkaline adamellites. Compared to peraluminous granites of the Celorico de Basto batholith, Lamas de Olo adamellites have high Ca/MgO, HREE/LREE ratios (presence of xenotime) and moderate LREE, Zr and Th. Their calcic character (allanite instead of monazite except in differentiated adamellites) and metaluminous to slightly peraluminous compositions lead to a low berlinite (AlPO₄) activity, evidenced by the low P content of feldspars and zircon, and a low P solubility. This results in xenotime crystallization and important apatite fractionation which explain the low P content of Lamas de Olo adamellites compared to peraluminous granites of the Celorico de Basto batholith.

The Lamas de Olo intrusion is characterized by an exogranite-endogranite structure. The endogranite is more differentiated than the exogranite and is later. The endogranite outcrops in form of a main apex fringed by a stocksheider marginal facies and two minor apices.

The Mo-W-Be (molybdenite, wolframite, scheelite, beryl) mineralized veins (quartz vein with greisenized wallrocks, greisens and muscovitites) are related to the main apex. The latter is slightly greisenized (pervasive

alteration) but alteration processes are strongly controlled by the fracturation, particularly NNE-SSW vertical fractures, often formerly filled by late aplites which represents the late stage of the magmatic history of the intrusion. The Mo-W-Be mineralized veins are related to convective circulations generated by the endogranite which at least provided heat.

One of the originality of the hydrothermal activity in the Lamas de Olo intrusion is the existence of "beryllites". These rocks are equivalent to greisens, the sole difference being that the aluminous mineral replacing the granitic feldspars is not muscovite but beryl, because of the high Be content of the fluids.

In high-K calc-alkaline Serra do Geres intrusion (North Portugal), which is very similar to Lamas de Olo intrusion, Mo-W-Be ore deposits are most of time related to late endogranites. The Mo-W-Be mineralized veins and the paragenetic associations are similar in both intrusions; this similarity, in spite of strong differences in the surrounding rocks, suggests an essentially magmatic origin for Mo, W and Be.

RESUME



RESUME

L'abondance des granodiorites et des monzogranites calco-alcalins à biotite dominante est l'une des principales caractéristiques de la zone Centro-Ibérique qui forme l'ossature de la chaîne varisque.

Le batholite hercynien de Celorico de Basto est essentiellement constitué par un granite calco-alcalin tardi-à post-tectonique à biotite dominante. Des granitoïdes post-tectoniques sont intrusifs dans ce granite et dans son auréole de métamorphisme de contact. Les variations de Mg, Fe, Mn et les relations âge de mise en place-degré d'évolution suggèrent que tous ces granitoïdes post-tectoniques sont les termes d'une même suite très différenciée. En fait, cette suite est composée de roches basiques formant deux associations acide-basique complexes avec d'une part des granodiorites hétérogènes et d'autre part le granite modérément peralumineux à biotite dominante G2, et de granites fins peralumineux plus tardifs associés à des aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li-Be.

Les intrusions de granodiorites hétérogènes ont la zonation normale des complexes calco-alcalins : les granodiorites sont de plus en plus leucocrates vers le coeur des intrusions et les enclaves gabbronoritiques à dioritiques occupent les bordures des intrusions. Cette zonation, qui se traduit par des variations linéaires dans les diagrammes inter-éléments est incompatible avec une évolution par cristallisation fractionnée : le fractionnement important de la biotite dès le stade gabbronoritique, confirmé par la baisse de Ti, Zn et Ba, est en contradiction avec l'enrichissement en Li et l'augmentation du taux de saturation en alumine (A/CNK) ; les températures d'extraction des granodiorites, estimées à l'aide des données expérimentales de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite, augmentent alors que les teneurs en MgO des roches baissent. En fait, cette zonation est une conséquence du caractère hybride des granodiorites qui résultent du mélange entre plusieurs magmas basiques différenciés, de composition proche de celle de leurs enclaves dioritiques, et un magma granitique, de composition proche de celle du granite G2. En raison de l'immiscibilité entre magmas basiques et granitiques et de la succession des injections basiques, l'hybridation est complexe et inachevée comme en témoignent les nombreuses figures de mélanges.

Les enclaves basiques du granite G2 ont une texture doléritique. Des xénocristaux partiellement résorbés provenant de G2 leur donnent un aspect porphyroïde. Ces enclaves intermédiaires relativement riches en éléments compatibles ont subi des rééquilibrages avec le granite G2. Ces rééquilibrages par diffusion se produisent au stade magmatique par lessivage de Ca et Sr et par biotitisation des minéraux ferromagnésiens de cristallisation précoce ce qui se marque des enrichissements en éléments portés par la biotite, Fe, Mn, Rb, Sn, Li, Zn. Les éléments inertes lors de ces rééquilibrages sont certains éléments compatibles (Mg, Sc, Co, Ni, Ti) et les éléments incompatibles dont les coefficients de diffusion dans les magmas sont relativement faibles comme P, Zr, Th et les terres rares.

En ne tenant compte que de ces éléments inertes, les enclaves basiques du granite G2 prolongent l'évolution amorcée par les enclaves basiques des granodiorites. Ces deux types d'enclaves apparaissent comme des termes d'une même série basique, dite de Celorico, caractérisée par des enrichissements remarquables en Zr, P, LREE en accord avec la cristallisation tardive de l'apatite, du zircon et de l'allanite dans les enclaves dioritiques des granodiorites.

Le caractère cumulatif des enclaves gabbronoritiques des granodiorites témoigne d'une évolution de la série basique de Celorico par cristallisation fractionnée et a permis de conserver la paragenèse anhydre (pyroxènes et plagioclase) caractéristique des stades précoces de cristallisation des termes gabbroïques et dioritiques de cette série. Cette paragenèse anhydre fournit des données primordiales sur l'origine des magmas parents de la série basique de Celorico. L'abondance de l'orthopyroxène, la pauvreté en Al et Ti des clinopyroxènes et leur richesse en Cr indiquent que le magma parent de la série basique de Celorico était un basalte peu différencié relativement riche en silice. La séquence de cristallisation de la paragenèse anhydre (clinopyroxène, orthopyroxène puis plagioclase) et l'absence de l'olivine indiquent une différenciation des magmas parents de la série basique de Celorico dans des conditions de haute pression et de sous-saturation en H₂O, en accord avec les principales caractéristiques des termes dioritiques de la série : comparées aux diorites calco-alcalines, les enclaves dioritiques des intrusions de granodiorites ont un faible rapport Ca/Mg (fractionnement du clinopyroxène au lieu de l'olivine) et des rapports Sr/Ca (le plagioclase cristallise après le clinopyroxène) et K₂O/SiO₂ élevés. L'ensemble de ces caractères suggèrent que la série basique de Celorico est un équivalent plutonique des séries shoshonitiques dont la principale caractéristique est d'apparaître en contexte de croûte épaisse, ce qui est en accord avec la cristallisation à haute pression des magmas parents de la série basique de Celorico. Comme les laves basiques potassiques en général, la série basique de Celorico présentent des teneurs élevées, à la fois en éléments compatibles et en éléments incompatibles. Quelque soit le mécanisme envisagé (assimilation, contamination sélective), une contamination crustale ne peut rendre compte de la richesse en éléments incompatibles. La richesse en P₂O₅, par exemple est primaire et les magmas parents de la série

basique de Celorico sont probablement issus d'un manteau subcontinental enrichi en éléments incompatibles, par recyclage de matériel crustal lors d'une phase de subduction ou en liaison avec des grands chevauchements intra-crustaux caractéristiques des chaînes de collision. Cependant, les différences avec les séries shoshonitiques comme la richesse en Zr de la série basique de Celorico peuvent être dues à une contamination crustale liée au caractère plutonique de cette série.

L'ensemble des caractéristiques des termes dioritiques de la série basique de Celorico les rapprochent des vaugnérîtes associées aux granites magnésio-potassiques du Massif Central français. Les termes différenciés de la série basique de Celorico forment une association acide-basique avec le granite modérément peralumineux G2. Ce granite calco-alcalin potassique présentent certaines caractéristiques des granites magnésio-potassiques, comme un faible rapport Ca/Mg et des teneurs élevées en LREE, Zr et Th. La consanguinité entre le granite G2 et ses enclaves basiques suggère un cogénéisme en accord avec le fait que le granite G2 prolonge l'évolution définie par la série basique de Celorico. La courbure des trends dans les diagrammes TiO₂, terres rares légères, Zr versus MgO témoigne d'une évolution par cristallisation fractionnée. Le fractionnement de la biotite indiqué par les variations de TiO₂, Sc, Co, Cr et par sa cristallisation précoce dans la série basique de Celorico est incompatible avec l'augmentation de A/CNK : le granite G2 est modérément peralumineux alors que ses enclaves étaient métaalumineuses avant les rééquilibrages par diffusion. La présence d'enclaves métasédimentaires dans G2 et sa composition peralumineuse suggère une assimilation crustale profonde, avant que ne se produisent les mélanges avec les termes dioritiques de la série basique de Celorico : les granodiorites hybrides se caractérisent par une augmentation régulière du taux de saturation en alumine avec la baisse des teneurs en MgO. Cette assimilation crustale est probablement la raison pour laquelle le granite G2 a un caractère calco-alcalin alors que les termes basiques à intermédiaires de la série basique de Celorico ont une affinité shoshonitique. En conclusion, G2 aurait une origine mixte, à la fois mantellique et crustale en accord avec les rapports ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr initiaux intermédiaires (<0.708) d'autres granites calco-alcalins à biotite dominante de la zone Centro-Ibérique.

Des granites fins peralumineux sans enclaves et les aplopegmatites à éléments rares associées sont les dernières manifestations du magmatisme hercynien dans la moitié Ouest de la zone de Celorico de Basto. Les variations chimiques de ces granites indiquent une différenciation par cristallisation fractionnée. La relative pauvreté en Sc et en HREE et l'anomalie modérée en Eu de ces granites permet d'exclure une origine par différenciation du granite modérément peralumineux G2 qui se caractérise par une anomalie en Eu prononcée. Les magmas parents des granites fins peralumineux ont probablement une origine purement crustale. La mise en place épizonale, post-tectonique, tardive par rapport au pic du métamorphisme régional, et la différenciation extrême qui les caractérisent suggèrent une fusion partielle de haute température et dans des conditions de sous-saturation en H₂O. Cette fusion est probablement induite par les magmas mantelliques de la série basique de Celorico dont le rôle dans les processus de granitisation et dans l'évolution thermique de la croûte au cours de l'orogénie hercynienne est probablement primordial.

Dans le secteur de Seixoso (bordure SE du batholite de Celorico de Basto), une intrusion de granite fin peralumineux affleure sous la forme de nombreux filons et de deux apex principaux : stocks de Seixoso et de Outeiro. Ceux-ci se présentent un litage magmatique horizontal accentué par une albitisation relativement "acide" et une greisénisation pervasives qui deviennent de plus en plus intenses vers les zones apicales : les faciès les moins différenciés parfois à biotite seule sont caractéristiques des zones profondes des intrusions alors que les faciès les plus évolués occupent les zones apicales (apogranites). Ces apogranites sont toujours plus ou moins altérés et généralement à deux micas, parfois même à muscovite et tourmaline.

Des aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li sont étroitement associées aux zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux et souvent même s'y enrachent : cette relation est particulièrement claire dans le secteur de Seixoso. Ces pegmatites présentent les caractéristiques minéralogiques et chimiques de certains granites à éléments rares du Massif Central français telles que des teneurs en silice modérées, une pauvreté en terres rares et éléments de transition et des teneurs élevées en alumine, P₂O₅, Sn, Nb, Ta, Li, F.

Les aplopegmatites ne montrent pas de zonation bien définie mais comportent systématiquement un faciès de bordure apparenté à certains stocksheider et caractérisé par la croissance orientée de grosses albites. L'essentiel de ces aplopegmatites est représenté par un faciès (faciès GSP) porphyroïde à texture granitique : des mégacrists de feldspath potassique perthitique sont englobés dans une matrice à grain fin d'aspect saccharoïde constituée d'un enchevêtrement de lattes d'albite, de quartz, de feldspath potassique interstitiel et de muscovite accessoire. Les minéraux porteurs de la minéralisation à éléments rares, sont la cassitérite, les pseudo-ixiolites (niobotantalates riches en Ti et Sn), les phosphates lithinifères et alumineux de la série amblygonite-montebrazite, la fluorapatite et le chrysobéryl.

Les granites fins peralumineux, depuis les faciès profonds à biotite dominante jusqu'aux faciès évolués des zones apicales des intrusions (apogranites) et les aplopegmatites associées représentent un ensemble de liquides

ayant évolué par cristallisation fractionnée. La transition entre apogranites et aplopegmatites est caractérisée par une évolution de type sodolithique : les teneurs en SiO_2 et K_2O baissent corrélativement à une hausse de Al_2O_3 , Na_2O , P_2O_5 , Li, F, Sn, Ta, Nb et Be.

L'évolution terminale particulière des granites fins peralumineux est une conséquence de leur richesse en phosphore et en volatils. L'enrichissement en phosphore est dû à sa forte solubilité dans les magmas peralumineux où il forme des complexes alumineux de type berlinite (AlPO_4). La forte activité de la berlinite est attestée par la richesse en phosphore des feldspaths primaires et des zircons (substitution $2\text{Si}^{4+} = \text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+}$) et par la cristallisation magmatique des phosphates de la série amblygonite-montebrazite. L'enrichissement en fluor est une conséquence de sa stabilisation dans les liquides sous la forme de complexes alumineux et du faible fractionnement de la biotite en liaison avec la faible activité de Fe et Mg dans les liquides résiduels. Le faible fractionnement de l'apatite est une cause supplémentaire de l'enrichissement en fluor.

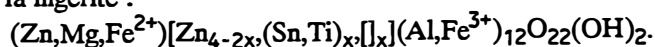
L'ajout de F, B, Li dans les magmas haplogranitiques conduit à un abaissement de la viscosité (dépolymérisation), à une diminution de la température du liquidus et du solidus, à une augmentation des coefficients de diffusion (Dingwell, 1985) et à une dilatation du domaine de stabilité de l'association quartz+liquide. La dépolymérisation qu'il provoque dans les liquides silicatés fortement polymérisés (Mysen et al., 1981) suggère que P a un effet comparable à celui du fluor.

F (Shaller et al., 1992), et probablement P, créent des oxygènes non liés à la structure silicatée ce qui conduit à la stabilisation des cations fortement chargés tels que Sn, Nb, Ta dans les liquides et permet aux systèmes granitiques d'atteindre des degrés de différenciation extrêmes et des enrichissements remarquables en éléments rares.

Le travail expérimental de London (1989) sur les verres peralumineux de Macusani, que l'on peut considérer comme des équivalents volcaniques des aplopegmatites de Seixoso, montrent que seule une différenciation dans des conditions de sous-saturation en eau permet d'obtenir une zonation chimique et minéralogique comparable à celles des aplopegmatites de Seixoso et une évolution des liquides conforme à ce qui est observé à la transition entre granites fins peralumineux et ces aplopegmatites. Ces conditions de sous-saturation en eau sont en accord avec les faits suivants : la richesse initiale en B des aplopegmatites démontrée par l'intense tourmalinisation de leurs épontes ; une différenciation dans des conditions de saturation en eau doit s'accompagner d'une perte en fluide et donc en éléments comme le bore fortement partagés en faveur de la phase fluide ; l'augmentation de la miscibilité entre magma et H_2O avec l'ajout de B ; la stabilité de l'assemblage chrysobéryl+quartz au stade magmatique dans les aplopegmatites de Seixoso.

L'exsolution de fluides enrichis en éléments incompatibles (Sn, Nb, Ta, F, B) à la fin de la cristallisation des aplopegmatites de Seixoso a entraîné la formation de halos d'altération autour de chaque aplopegmatite. L'encaissant pélitique ou grésopélitique aux épontes des aplopegmatites montre la superposition de quatre épisodes d'altération hydrothermale qui sont, successivement : développement de phosphates ferromagnésiens riches en fluor ; tourmalinisation et développement du faciès marginal à quartz, andalousite, sillimanite et nigérite ; greisénisation ; argilisation.

Le contraste de composition entre les fluides issus des aplopegmatites et l'encaissant pélitique explique la composition souvent originale des minéraux d'altération (rutilés riches en Fe, Sn, Nb, Ta) dont certains, comme la nigérite, sont relativement rares. La nigérite est un minéral alumineux toujours associé à des silicates d'alumine ou à la muscovite, ou bien encore à la tourmaline, dans lequel Sn, Zn, Fe sont des constituants essentiels. Dans le secteur de Seixoso, la nigérite est toujours observée aux épontes altérées des aplopegmatites et dans les xénolithes métasédimentaires altérés des apogranites du stock de Outeiro. La nigérite est un minéral secondaire qui résulte de l'interaction entre des roches pélitiques et des fluides riches en Sn et Zn et pauvres en S initialement en équilibre avec des magmas granitiques ou aplopegmatitiques évolués. La nigérite, associée dans ce cas à la tourmaline, cristallise au stade magmatique dans les aplopegmatites lorsque celles-ci sont contaminées par l'encaissant grésopélitique. Comparée à la nigérite des autres gisements connus, la nigérite du secteur de Seixoso est riche en titane à cause de son association systématique avec le rutilé et a une gamme de variation du rapport Sn/Zn plus importante. Ce rapport est élevé lorsque les fluides sont saturés en Sn en présence de la cassitérite. La variabilité du rapport Sn/Zn de la nigérite est possible à cause de la substitution de Sn^{4+} par 2Zn^{2+} dans le site B. Ce mécanisme de substitution nous conduit à proposer une nouvelle formule structurale pour la nigérite :



Les adamellites calco-alcalines et potassique de Lamas de Olo sont intrusives dans les granites à deux micas du batholite syn-tectonique de Vila Real. Elles constituent une intrusion de taille relativement réduite. Comparées aux granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto, les adamellites de Lamas de Olo ont des rapports Ca/Mg et HREE/LREE (présence du xénotime) élevés et des teneurs modérées en LREE, Zr, Th. Leur caractère calcique et leur composition métaalumineuse à modérément peralumineuse conduit à une

faible activité du constituant berlinite (AlPO_4) mise en évidence par la pauvreté en phosphore des feldspaths et des zircons. La faible solubilité du phosphore conduit à la cristallisation du xénotime et de la monazite dans les adamellites très différenciées et à un fractionnement important de l'apatite qui explique l'extrême pauvreté en phosphore des adamellites de Lamas de Olo comparées aux granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto.

Le massif de Lamas de Olo se caractérise par une architecture du type exogranite-endogranite. L'endogranite est plus différencié et tardif que l'exogranite et affleure sous la forme de deux apex mineurs et d'un apex principal dont le contact avec l'exogranite est jalonné par un stocksheider. Des filons quartzeux à épontes greisénisées, des greisens et des muscovitites minéralisés en Mo-W-Be (molybdénite, wolframite, scheelite, béryl) sont étroitement associées à l'apex principal de l'endogranite. Ces veines minéralisées sont les manifestations d'un circuit convectif hydrothermal engendré par l'apex principal de l'endogranite.

Une des originalités du massif de Lamas de Olo est l'existence de roches remarquables : les "béryllites". Ces "béryllites" sont en tout point identiques aux greisens mais le minéral alumineux qui se développe au dépens des feldspaths n'est pas la muscovite mais le béryl en raison de la richesse en Be des fluides.

La nature des minéralisations (W-Mo-Be), leur expression filonienne et la succession paragénétique qui les caractérisent sont étonnamment similaires dans les massifs de Lamas de Olo et dans les gisements du massif de la Serra do Geres (Nord du Portugal) lui-même de type calco-alcalin potassique qui par ailleurs, semblent étroitement liés à des coupoles de type endogranite. L'éloignement géographique des deux massifs, la différence de nature de leur encaissant montrent que les métaux de la minéralisation ont une origine essentiellement magmatique.

SOMMAIRE



SOMMAIRE

Liste des figures

Liste des tableaux

Liste des planches photographiques

INTRODUCTION

3

CHAPITRE I: CONTEXTE GEOLOGIQUE

-1 Le segment ibérique de la chaîne hercynienne	9
-2 structure de la zone de Celorico de Basto	13
-3 Phases de déformation	15
3-1 Phase 1 régionale: F1	15
3-2 F2	15
3-3 Régime distensif inter F2-F3	17
3-4 Phase 2 régionale: F3	17
3-5 Fracturation hercynienne et tardi-hercynienne	17
3-6 Réactivation tardive de la fracturation hercynienne et tardi-hercynienne	20
-4 Métamorphisme	20
4-1 Définition des zones de métamorphisme	21
4-2 Morphologie des zones de métamorphisme	21
4-3 Relations entre déformations et métamorphisme	21
4-3.1 Dans l'autochtone	24
4-3.2 Dans l'allochtone	24
4-4 Conditions du métamorphisme	25
4-5 Conclusion	25
-5 Magmatisme hercynien	25

CHAPITRE II: LE BATHOLITE HERCYNIEN DE CELORICO DE BASTO

-1 Individualisation et caractères généraux du batholite de Celorico de Basto	31
-2 Granodiorite porphyroïde à biotite seule anté à syn-F3 (granodiorite précoce)	31
2-1 Introduction	32
2-2 Mise en place	32
2-3 Caractères macroscopiques et éléments pétrostructuraux	33
2-4 Altérations	33
2-5 Enclaves	33
-3 Granites porphyroïdes à biotite dominante tardi à post-F3 de Celorico de Basto et d'Amarante	33
3-1 Introduction	33
3-2 Mise en place	34
3-3 Caractères macroscopiques	34
3-4 Altérations	34

3-5 Enclaves	
3-6 Eléments pétrostructuraux	
3-7 Fracturation	35
-4 Granitoïdes tardifs (post-F3) du batholite de Celorico de Basto	35
4-1 Repartition des granitoïdes tardifs en quatre groupes	
4-2 Mise en place et relations structurales entre les granitoïdes tardifs	36
4-3 Granitoïdes métaalumineux (granodiorites) à enclaves basiques (groupe 1)	
4-3.1 Zonation des intrusions de granodiorites et position des enclaves	37
4-3.2 Les enclaves de gabbroïdite	
a) Caractères macroscopiques	
b) Pétrographie	39
c) Ordre de cristallisation de la paragenèse précoce anhydre	42
d) Origine de la paragenèse tardi-magmatique hydratée	
e) origine des agrégats à amphibole-biotite	
f) Rétromorphoses hydrothermales tardives	
4-3.3 Les enclaves de diorites à grain moyen	43
a) Caractères macroscopiques	
b) Pétrographie	
c) Ségrégations pegmatitiques	46
4-3.4 Les enclaves microgrenues dioritiques	46
a) Caractères macroscopiques	
b) Pétrographie	
c) Ségrégations leucocrates riches en xénotime	47
4-3.5 Les granodiorites mélanocrates à intermédiaires à agglomérats de plagioclases	47
a) Caractères macroscopiques	
b) Pétrographie	48
4-3.6 Granodiorites leucocrates à agglomérats de plagioclases et phénocristaux de feldspath potassique	50
4-4 Granite porphyroïde, modérément peralumineux G2, à biotite dominante et à enclaves métasédimentaires et microgrenues basiques	53
4-4.1 Introduction	
4-4.2 Pétrographie	
4-4.3 enclaves microgrenues basiques à biotite seule	54
4-5 Granites fins peralumineux, sans enclaves (groupe 3), à biotite et muscovite subordonnée, exceptionnellement à biotite seule	55

CHAPITRE III: INTRUSIONS PERIBATHOLITIQUES (SECTEUR DE SEIXOSO) : GRANITES PERALUMINEUX, APLOPEGMATITES ET HYDROTHERMALISME ASSOCIES

1 Granites fins peralumineux (groupe 3) dans l'auréole du batholite de Celorico de Basto	59
1-1 Stock de Seixoso et ses extensions profondes	59
1-1.1 Introduction	
1-1.2 Granites de Seixoso et de Seixoso-Redelhos à biotite dominante et à tendance porphyroïde	59
1-1.3 Altérations hydrothermales du stock de Seixoso	60
a) Albitisation	
b) Greisenisation	61
1-1.4 Granites des zones apicales (apogranites) à biotite chloritisée et muscovite (minéraux accessoires : rutile, cassitérite, nigérite)	64
1-1.5 Stocksheids	65
1-2 Stock de Outeiro	67

2 Aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li-Be associées	67
2-1 Introduction	
2-2 Mise en place des aplopegmatites	
2-3 Métamorphisme de contact des aplopegmatites	69
2-4 Structure interne des aplopegmatites	69
2-5 Altérations hydrothermales visibles sur le terrain	70
2-6 Le faciès granitique saccharoïde porphyroïde (GSP)	71
2-6.1 Les minéraux principaux: quartz, albite, feldspath potassique et muscovite	
2-6.2 L'andalousite	
2-6.3 Les minéraux porteurs de Sn, Nb, Ta, Ti	72
a) La cassitérite	74
b) Les niobotantalates (pseudo-ixiolites)	
2-6.3 Les minéraux porteurs du béryllium	74
a) Le chrysobéryll	
b) Le Béryl	74
2-6.4 Les minéraux porteurs du phosphore et du lithium	76
a) Amblygonite-montebrazite $\text{LiAl}(\text{F-OH})[\text{PO}_4]$	
b) Apatite $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F-OH})$	78
c) Phosphates tardifs: eosphorite-childrenite, goyazite-crandallite, xanthoxénite, vivianite	
2-7 faciès granitique saccharoïde porphyroïde (GSP) à tendance pegmatitique	79
2-8 Les faciès dérivés du GSP	79
2-8.1 par albitisation	
2-8.2 par développement de l'association quartz-albite de type granophyrique	81
2-8.3 par greisénisation	82
2-8.4 par déformation protoclastique	82
3 Altérations et transformations aux épontes des aplopegmatites	83
3-1 Ampleur des phénomènes	83
3-2 Nature de l'encaissant de l'aplopegmatite principale	
3-3 Altérations et transformations développées au toit de l'aplopegmatite principale	86
3-3.1 Zone de recristallisation	
3-3.2 Sous-zone de contact (incluse dans la zone de recristallisation) riche en phosphates de fer et de magnésium et en nigérite (Sn-Zn)	86
3-3.3 Zone à rutilite riche en Sn-Ta-Nb-Fe	
3-3.4 Altérations hydrothermales	89
a) Tourmalinisation	
b) Greisénisation	
c) Argilisation	
3-3.5 Chronologie relative des transformations et altérations	90
3-4 Altérations et transformations développées aux épontes d'un filonnet satellite de l'aplopegmatite principale	90
3-4.1 Zone de recristallisation de l'encaissant	
3-4.2 Sous-zone de contact riche en apatite	93
3-4.3 Zone à rutilite riche en Sn-Ta-Nb-Fe	
3-4.4 Altérations hydrothermales	93
a) Tourmalinisation	
b) Chloritisation	
c) Greisénisation	
d) Argilisation	
3-4.5 Chronologie relative des transformations et altérations	95
3-5 Comparaison entre les altérations liées à l'aplopegmatite principale et celles liées à son filonnet satellite	95

3-6 Zone à quartz-andalousite-chrysobéryl (-nigérite) au toit d'une aplopegmatite subhorizontale

CHAPITRE IV: LE MASSIF POST-TECTONIQUE DE LAMAS DE OLO

1 Introduction	101
2 Mise en place des différents faciès du massif de Lamas de Olo	101
2-1 Mise en place de LOGgn	
2-2 Dispositif central: endogranite Lagoa, granodiorite LOGmp	102
2-2.1 Mise en place des apex LOLa, LOG1 et LOG2 (adamellite leucocrate de type Lagoa)	
2-2.2 Mise en place de LOGmp	103
2-3 Schéma de mise en place	103
3 Profondeur de mise en place du massif de Lamas de Olo	104
4 Teneur en eau des adamellites de Lamas de Olo	
5 Les minéralisations à Mo-W et Be	105
5-1 Fracturation du massif de Lamas de Olo	
5-2 Relations entre la fracturation, le dispositif exogranite-endogranite et la minéralisation	
5-3 Description sommaire des corps minéralisés	105
5-3.1 Les filonnets quartzo-feldspathiques	
5-3.2 Les filons de quartz	107
5-3.3 Les greisens et les muscovitites fissuraux	
5-3.4 Les zones rubéfiées	107
5-3.5 Les "béryllites"	109
6 Conclusions	109

CHAPITRE V: MINERALOGIE DES GRANITOIDES

1 Les pyroxènes des enclaves de gabbronorite	117
1-1 Rappel des relations texturales entre les pyroxènes	
1-2 Composition chimique des pyroxènes	
1-2.1 Introduction	
1-2.2 Les clinopyroxènes	117
1-2.3 Les orthopyroxènes	123
1-2.4 Zonation des pyroxènes	123
1-3 Géothermométrie et distribution de Fe, Mg, Ca entre orthopyroxènes et clinopyroxènes	126
1-4 Essai d'Identification du magma à l'origine des enclaves de gabbronorite	128
2 Les amphiboles des granodiorites tardives et de leurs enclaves	131
2-1 Introduction	
2-2 Rappel des différents types d'amphibole	
2-3 Composition chimique des amphiboles	131
2-3.1 Calcul de la formule structurale	
2-3.2 Caractères généraux	133
2-3.3 Mise en évidence des substitutions	136
2-4 Evolution de la composition des amphiboles	136
2-4.1 Introduction	
2-4.2 Evolution de la composition moyenne des amphiboles	
2-4.3 Variations de la composition des amphiboles dans chaque faciès	138
a) Dans les enclaves de gabbronorite	

b) Dans les enclaves de diorite	138
c) Dans les granodiorites	138
2-4.4 Augmentation du rapport Mg/Mg+Fe des amphiboles au cours de la cristallisation	142
2-4.5 Rapport Al_{IV}/Al_{total} et activité de la silice	143
2-5 Conditions de cristallisation des amphiboles	143
2-5.1 Pression	
2-5.2 Température	143
2-5.4 Fugacité d'oxygène	146
3 Les biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo	147
3-1 Situation texturale des biotites dans les adamellites du massif de Lamas de Olo	
3-2 Situation texturale des biotites dans les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto	147
3-3 Cristallochimie des biotites	147
3-4 Chloritisation de la biotite	153
3-4.1 Influence de la composition et de la structuration des granites	
3-4.2 Description de la chloritisation	153
3-4.3 Modification de la composition des biotites	
3-4.4 Conclusions	156
3-5 Zonations des biotites des adamellites de Lamas de Olo	158
3-5.1 Biotites banales de la matrice	
3-5.2 Composition particulière des biotites précoces en inclusion dans le quartz	158
3-6 Zonations des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto	158
3-7 Origine des différents types de biotite dans les enclaves gabbronoritiques	159
3-8 Evolution de la composition des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo	161
3-9 Comparaison entre les biotites de la zone de Celorico de Basto et les biotites de divers granitoïdes français	166
4 Origine de la muscovite dans les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées	170
4-1 Les différents types de muscovite dans les granites fins peralumineux (groupe3)- Critères texturaux	
4-1.1 La muscovite dans les granites fin peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto	
4-1.2 La muscovite dans les granites fins peralumineux de l'auréole du batholite de Celorico de Basto : secteur de Seixoso	170
a) Stock de Seixoso	
b) Stock de Outeiro	171
4-2 La muscovite dans les aplopegmatites du secteur de Seixoso	
4-3 Mise en évidence des substitutions dans les muscovites	171
4-4 Estimation du rapport $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ des muscovites	178
4-5 Zonations des muscovites	178
4-6 Origine essentiellement secondaire de la muscovite dans les granites fins peralumineux et dans les aplopegmatites associées	179
5 Les minéraux accessoires des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo	184
5-1 Nature et ordre de cristallisation des minéraux accessoires	184
5-2 Les zircons des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et des adamellites du massif de Lamas de Olo	186
5-2.1 Cristallochimie des zircons	
5-2.2 Composition des zircons	186
5-2.3 Zonation des zircons	188
5-2.4 Comparaison entre les zircons des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et les zircons des adamellites de Lamas de Olo	188
5-3 Les apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto	189

5-3.1 Cristallochimie des apatites	
5-3.2 Composition des apatites	189
5-3.3 Evolution de la composition des apatites	191
5-4 Les allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto	193
5-4.1 Cristallochimie des allanites	
5-4.2 Composition des allanites	195
5-4.3 Spectre de terres rares des allanites	
5-5 Les monazites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto	195
5-5.1 Cristallochimie des monazites	
5-5.2 Composition des monazites	197
5-5.3 spectres de terres rares des monazites	197
5-6 Le xénotime dans les adamellites du massif de Lamas de Olo	200
5-7 Influence du chimisme des granitoïdes sur la nature et le rôle des minéraux accessoires	

CHAPITRE VI: MINERALOGIE DES APLOPEGMATITES

1 Cassitérites et niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso, niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo. Interrelations et évolution comparées	205
1-1 Morphologie et distribution des cassitérites et des niobotantalates dans les aplopegmatites de Seixoso	
1-2 Cathodoluminescence des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso	207
1-3 Cristallochimie des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso	207
1-3.1 Cassitérites automorphes disséminées dans le GSP	209
1-3.2 Cassitérites interstitielles	211
1-3.3 Cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique	
1-3.4 Cassitérites tardives	
a) cassitérites des greisens	211
b) Cassitérites des zones déformées	213
c) Cassitérites de l'encaissant transformé zone à quartz, andalousite, chrysobéryl	
1-4 Origine des zones colorées en taches dans les cassitérites	213
1-5 Cristallochimie des niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso et des niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo	215
1-5.1 Niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso	219
a) Introduction de Ti et Sn. Conséquences sur la structure des niobotantalates	219
b) Echange entre (Nb,Ta) et (Fe,Mn)	221
1-5.2 Niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo	221
1-6 Comparaison entre niobotantalates des aplopegmatites et niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo	224
1-6.1 Rapports Ta/(Ta+Nb) et Mn/(Mn+Fe)	
1-6.2 Comportement contrasté de Sn et de W	224
1-7 Relations entre les cassitérites des aplopegmatites et leurs inclusions de niobotantalates	
1-8 Origine essentiellement magmatique de la minéralisation en Sn-Nb-Ta ; influence du mode de cristallisation sur le fractionnement entre Nb et Ta	227
2 Rutiles à Sn-Ta-Nb ou à W-Nb des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso)	230
2-1 Introduction	
2-2 Description des échantillons	230
2-3 Origine hydrothermale des rutiles	232
2-4 Cathodo-luminescence (CL) des rutiles	234
2-5 Cristallochimie des rutiles	
2-5.1 Nature des mécanismes de substitution	234
2-5.2 Estimation du rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ des rutiles	241
2-6 Zonations des rutiles (traversées)	243

2-7 Chimisme comparé des rutilés du Secteur de Seixoso	247
2-7.1 Evolutions des teneurs en Ta, Nb, Sn	
2-7.2 Rutilés à W-Nb et rutilés à Sn-Ta	249
2-8 Conclusions	250
Nigerite in rare-element pegmatites and associated granites of Seixoso area (Northern Portugal)	
I. Introduction	253
II. Geological setting	
III. Nigerite in Seixoso pegmatite	253
IV. Nigerite in Outeiro granite	255
V. Nigerite structural formula	255
VI. Discussion and conclusions	256
References	257
4 Le phosphore dans les feldspaths des aplopegmatites de Seixoso	258
4-1 Introduction	
4-2 Mode d'incorporation du phosphore dans les feldspaths	
4-3 Nature et altérations des feldspaths des aplopegmatites	258
4-4 Teneurs en phosphore des feldspaths sains. Comparaison avec les feldspaths des différents types de pegmatites	260
4-5 Teneurs en phosphore des feldspaths altérés	260
4-6 Conséquences sur la chimie du milieu de cristallisation	261
 CHAPITRE VII: GEOCHIMIE	
Introduction	265
I Données géochimiques	267
1 Méthode de travail adoptée	267
2 Caractères chimiques des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto	269
3 Distribution des lanthanides (terres rares)	271
3-1 Dans les granodiorites et leurs enclaves basiques	271
3-2 Dans le granite modérément peralumineux G2	273
3-3 Dans les granites fins peralumineux du groupe 3 et les aplopegmatites associées - Comparaison avec les tuffs et les verres de Macusani	
3-4 Dans les granites fins Gfin.VP en lentilles dans le granite G2	273
4 Variations internes à l'intérieur de quelques faciès	275
4-1 Nature partiellement cumulative des enclaves basiques des granodiorites	275
4-2 Variations internes dans les granites porphyroïdes modérément peralumineux (à biotite dominante) du type de G2	279
4-2.1 Variations liées à des ségrégations localisées : schlierens biotitiques et concentrations en feldspath potassique	
4-2.2 Variations liées à des ségrégations à grande échelle	280
a) répartition en deux sous-groupes de composition	
b) variation à l'intérieur des deux sous-groupes	280
4-2.3 Conclusion	281
5 Variations de composition liées au mode de gisement	282
5-1 Les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2	

5-1.1 origine magmatique des enclaves	
5-1.2 Transferts mécaniques dans le sens G2-enclaves	282
5-1.3 Rééquilibrages G2-enclaves	283
5-2 Altérations des granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto : exemple de la zone apicale du stock de Seixoso	286
5-2.1 Comportement parfaitement inerte de TiO ₂ , Nb ₂ O ₅ , P ₂ O ₅	287
5-2.2 Conservation du volume au cours de l'albitisation et la greisénisation	
5-2.3 Modifications de la composition chimique des granites altérés	287
5-2.4 Origine probablement magmatique des fluides hydrothermaux responsables des altérations	291
6 Evolution des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto	292
6-1 Introduction	
6-2 Les causes de la dispersion dans la partie granitique de l'évolution	297
6-3 Eléments montrant une tendance évolutive unique pour l'ensemble des granitoïdes tardifs	
6-3.1 Elements inertes lors des rééquilibrages entre G2 et ses enclaves basiques	297
6-3.2 Elements peu mobiles lors des rééquilibrages entre G2 et ses enclaves basiques	298
6-4 Distinction entre les granodiorites et les enclaves de G2	
6-5 Les granodiorites considérées comme les termes intermédiaires entre les enclaves basiques des granodiorites et le granite modérément peralumineux G2	298
6-5.1 Tendances évolutives générales	
6-5.2 Discontinuités faibles ou apparentes à la transition entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2	299
6-6 Les enclaves du granite modérément peralumineux G2 considérées comme les termes intermédiaires entre ce granite et les enclaves basiques des granodiorites	299
6-7 Discontinuités au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux	300
6-8 Transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées	301
6-8.1 Introduction	
6-8.2 Problème de la représentativité des échantillons	301
6-8.3 Principales caractéristiques chimiques des aplopegmatites	
6-8.4 Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées	303
6-8.5 Fractionnement d'apatite et enrichissement en phosphore	309
6-8.6 Comportement contrasté de F et de Cl au cours de la différenciation	311
6-8.7 Enrichissement en bore- Influence de la stabilité de la tourmaline	312
6-8.8 Origine de l'enrichissement en Sr	313
6-8.9 Comparaison des aplopegmatites avec des équivalents volcaniques ou subvolcaniques probables	315
6-9 Conclusions	316
II Discussion et modélisation	319
1 Identification des processus pétrogénétiques à l'origine des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto	319
2 Test de la différenciation par cristallisation pour les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto	321
2-1 Géométrie du domaine de composition de liquides cogénétiques	
2-2 Différences de comportement entre les éléments en traces	
2-3 Utilisation des éléments réellement en traces (alcalins et alcalino-terreux rares) et de la hiérarchie des coefficients de partage des éléments de transition par rapport à Mg	321
2-4 Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner	323
2-4.1 Trend 1 : enclaves basiques des granodiorites -granodiorites -granite G2	

2-4.2 Trend 1': enclaves basiques des granodiorites -enclaves de G2 -granite G2	326
2-4.2 Trend 2 : différenciation interne des granites fins peralumineux	
2-4.3 Trend 2' : granite G2-granites fins associés Gfin.VP	326
2-5 Conclusions	328
3 Genèse des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto	330
3-1 Les granodiorites	
3-1.1 Origine hybride des granodiorites	330
3-1.2 Choix des pôles du mélange magmatique	332
3-1.3 Test de mélange de Fourcade et Allegre (1981)	332
3-1.4 Les mélanges font intervenir plusieurs magmas basiques différenciés	335
3-2 Mise en évidence de la série basique de Celorico : enclaves basiques des granodiorites- enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2	335
3-2.1 Mode de gisement des différents termes de la série basique de Celorico	335
3-2.2 Nature et origine des magmas parents la série basique de Celorico	
3-2.3 Affinité shoshonitique et contribution crustale pour la série basique de Celorico	
3-2.4 Comparaison entre les termes dioritiques de la série basique de Celorico et les vaugnérites du Massif Central français	341
3-3 Genèse des granites porphyroïdes modérément peralumineux (à biotite dominante) du type de G2	342
3-4 Genèse des granites fins peralumineux tardifs du batholite de Celorico de Basto	344
3-5 Genèse des aplopegmatites de Seixoso	347
3-5.1 Introduction	
3-5.2 Origine essentiellement magmatique des aplopegmatites	347
3-5.3 Différenciation interne des aplopegmatites	349
3-5.4 Conditions de cristallisation des aplopegmatites	351
3-5.5 Conclusion	357
 III Massif de Lamas de Olo	 362
1 Introduction	
2 Evolution et mode de différenciation des adamellites de Lamas de Olo	362
3 Comparaison avec les granites à deux micas du batholite de Vila Real et avec le microgranite tardif et les aplites associées	369
4 Origine de la minéralisation en Mo-W-Be-(Nb)	371
4.1 Rôle limité des préconcentrations magmatiques	371
4.2 Importance des processus hydrothermaux	373
4.3 Conclusion	373
 IV Caractérisation du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto - Comparaison avec le magmatisme hercynien du Nord du Portugal	 375
1 Introduction	
2 Données sur quelques suites hercyniennes du Nord du Portugal	375
3 Données sur des suites plutoniques et des séries volcaniques de référence	377
4 Caractéristiques principales du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto	377

5 Comparaison avec le magmatisme hercynien du Nord du Portugal	379
5-1 Teneur en MgO des termes saturés en alumine des différentes suites	379
5-2 Caractère plus ou moins potassique des suites	383
5-3 Caractère plus ou moins calcique des suites	
5-4 Rapport TiO ₂ /MgO des suites	383
5-5 Teneurs en phosphore des termes différenciés des suites	385

SYNTHESE ET CONCLUSIONS GENERALES

1 Le batholite hercynien de Celorico de Basto	389
1-1 Le batholite dans son cadre géologique régional	
1-2 Les différentes étapes d'édification du batholite : mise en évidence d'une suite tardive différenciée	
2 Caractéristiques principales de la suite tardive de Celorico de Basto	
2-1 Nature des différents termes de la suite	389
2-2 Zonation normale des intrusions de granodiorites	390
3 Transition entre les domaine métaalumineux (granodiorites et leurs enclaves basiques) et peralumineux (granite G2) - Origine hybride des granodiorites	390
3-1 Zonation chimique des intrusions de granodiorites	
3-2 Incohérences avec une différenciation par cristallisation fractionnée pour les granodiorites	391
3-3 Les granodiorites sont des mélanges entre des magmas basiques différenciés (conservés en enclave) et un magma acide de composition proche du granite modérément peralumineux G2	391
3-4 Complexité des processus de mélange - Figures de mélanges dans les granodiorites	392
4 Mise en évidence de la série basique de Celorico : enclaves basiques des granodiorites - enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2	393
4-1 Origine magmatique des enclaves du granite G2	
4-2 Déstabilisation des xénocristaux provenant du granite G2 - Image précoce des processus de mélange à l'origine des granodiorites	393
4-3 Rééquilibrages entre enclaves et granite G2 hôte - Identification des éléments inertes	394
4-4 Evolution par cristallisation fractionnée pour la série basique de Celorico	395
4-5 Nature et origine des magmas parents de la série basique de Celorico	396
4-6 Affinité shoshonitique et contribution crustale pour la série basique de Celorico	
4-7 Comparaison entre les termes dioritiques de la série basique de Celorico et les vaugnérites du Massif Central français	397
5 Origine mixte des granites porphyroïdes, modérément peralumineux, à biotite dominante du type de G2	397
6 Granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto et de son auréole de métamorphisme de contact	399
6-1 Zonation et évolution post-magmatique des zones apicales des intrusions	
6-2 Différenciation par cristallisation fractionnée	400
6-3 Origine crustale pour les magmas parents des granites fins peralumineux	400
7 Apløpegmatites associées aux granites fins peralumineux	402
7-1 Relations avec les granites - Description	
7-2 Les apløpegmatites sont des termes extrêmement différenciés des granites fins peralumineux - Comparaison avec les obsidiennes peralumineuses de Macusani (SE du Pérou)	403

7-3 Transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites - Influence des volatils sur les taux de différenciation et l'enrichissement en éléments rares	404
7-4 Origine essentiellement magmatique de la minéralisation en éléments rares	408
7-5 Les altérations hydrothermales aux épontes des aplopegmatites	410
7-5.1 Diversité des altérations	
7-5.2 Rutilés riches en Fe, Nb, Ta et Sn	410
7-5.3 La nigérite dans le secteur de Seixoso	411
8 Le magmatisme tardi-hercynien de type calco-alkalin potassique dans le Nord du Portugal : exemple du massif post-tectonique de Lamas de Olo	412
8-1 Caractéristiques chimiques des adamellites du massif de Lamas de Olo	
8-2 Architecture du type-exogranite-endogranite à stocksheider et minéralisation en Mo-W-Be	
Références bibliographiques	415
Analyses de roches	439
Analyses de minéraux	455
Carte géologique de la bordure sud du batholite de Celorico de Basto (secteur Seixoso)	
Carte géologique du massif de Lamas de Olo	



LISTE DES FIGURES



Liste des figures

CHAPITRE I

- Figure I-1 : Essai de corrélation des principales unités varisques d'Europe moyenne et occidentale à la fin des plissements hercyniens. Extrait de Ribeiro et al. (1980), d'après Cogné (1971).
- Figure I-2 : Principales subdivisions paléogéographiques et géotectoniques du massif Hespérique d'après Pereira (1987).
- Figure I-3 : Relations entre les structures majeures et l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne ibéro-armoricaine, d'après Matte et Ribeiro (1975).
- Figure I-4 : Modèle schématique d'une virgation de type ibéro-armoricain, d'après Matte et Ribeiro (1975).
- Figure I-5 : Le métamorphisme dans le Nord-ouest de la péninsule ibérique d'après Martinez et al. (1990).
- Figure I-6 : Les unités allochtones du Nord-ouest de la péninsule ibérique d'après Ribeiro et al. (1990).
- Figure I-7 : Structure de la zone de Celorico de Basto.
- Figure I-8 : Géotransverse Porto (WSW) - Miranda do Douro (ENE) d'après Ribeiro et al. (1990).
- Figure I-9 : Trace de la linéation d'intersection L_3 dans les métasédiments de la zone de Celorico de Basto et déformation des granites à deux micas syn-tectoniques, d'après Pereira (1987).
- Figure I-10 : Carte géologique simplifiée de la zone de Celorico de Basto d'après la carte au 1/50000 de Pereira (1987).
- Figure I-11 : Granitoïdes dans le Nord-ouest de la péninsule ibérique. D'après Tex (1977).

CHAPITRE III

- Figure III-1 : Echantillons 181A-B-C prélevés au coeur d'une aplopegmatite. Cassitérite interstitielle, xénomorphe, faiblement zonée avec inclusion d'albite et cassitérite automorphe dans le facies saccharoïde à albite-quartz-muscovite.
- Figure III-2 : Zone à tendance pegmatitique (échantillons 175A1-2). La cassitérite montre une forte zonation oscillatoire. De nombreux niobotantalates orientés sont en inclusion dans les zones claires correspondant à une cassitérite presque pure.
- Figure III-3 : Greisen minéralisé en cassitérite. Echantillons 173A-B-C. La cassitérite forme des amas rassemblant de nombreux individus contenant des inclusions de pseudo-ixiolites de quartz et de muscovite.
- Figure III-4 : Filon d'aplopegmatite concordant à léger pendage vers le NE intrusif dans un encaissant finement rubané (alternances lits pélitiques-lits gréseux). Aux épontes, l'encaissant est injecté par un matériel aplitique à albite-quartz dont la texture est comparable à celle de la zone à texture granitique.
- Figure III-5 : Injection de matériel aplitique, transformations et altérations hydrothermales superposées aux épontes d'une aplopegmatite.
- Figure III-6 : Altération d'un lit pélitique au contact avec l'aplopegmatite.
- Figure III-7 : Transformations et altérations hydrothermales superposées aux épontes et en bordure d'un filonnet aplopegmatitique.
- Figure III-8 : Altérations hydrothermales superposées sur le filonnet aplopegmatitique 179.
- Figure III-9 : Détail de la figure III-8.
- Figure III-10 : Zone à quart-andalousite-chrysobéryl développée au toit d'une aplopegmatite concordante avec la stratification (direction N100 pendage 10° vers le NNE).

CHAPITRE IV

- Figure IV-1 : Støcksheider au contact entre l'exogranite (LOGgn) et l'apex principal (LOLa) de l'endogranite.

- Figure IV-2 : Exemple de zonation aux épontes d'une muscovite fissurale. Apex principal (LOLa) de l'endogranite.
- Figure IV-3 : Carte géologique de la Serra do Geres d'après F. Noronha.
- Figure IV-4 : Massif de Lovios-Geres. Carte des principales occurrences d'épisyénites feldspathiques et des filons minéralisés en tungstène-étain du secteur de Las Sombras - Dos Carris. D'après A. Cheilletz et G. Giuliani (1982).
- Figure IV-5 : Carte géologique simplifiée de la zone de Borralha. d'après F. Noronha (1979).

CHAPITRE V

- Figure V-0 : Position des clinopyroxènes (croix) et des orthopyroxènes (carrés) des gabbros-norites dans le diagramme triangulaire [Ca]-[Mg]-[Fe] en atomes de Poldervaart et Hess (1951).
- Figure V-1 : Comparaison des pyroxènes des enclaves de gabbronorites avec les pyroxènes des séries tholéitiques, calco-alcalines et alcalines.
- Figure V-2 : Diagramme SiO_2 versus Al_2O_3 en poids d'oxydes et diagramme triangulaire $[\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}]$ - $[\text{Ca} + \text{Na} + \text{K}]$ - $[\text{Mg}]$ en atomes de LeBas (1962) pour les clinopyroxènes des gabbronorites.
- Figure V-3 : Position des clinopyroxènes (croix) des gabbros-norites dans les diagrammes Ti versus Ca, Al(total) versus Ca, Ti versus Na, Cr versus Ca de Leterrier et al. (1982).
- Figure V-4 : Les éléments mineurs des clinopyroxènes en fonction de leur rapport Fe/Fe+Mg.
- Figure V-5 : Les éléments mineurs des orthopyroxènes en fonction de leur rapport Fe/Fe+Mg.
- Figure V-6 : A- Distribution de Fe^{2+} et Mg entre clinopyroxène et orthopyroxène ou pigeonite dans les roches magmatiques et dans les roches métamorphiques, d'après Kretz (1963). Dans les enclaves de norites de Celorico de Basto. B- Distribution de Ca en fonction de $\text{LnK}^{\text{Opx-Cpx}}(\text{Mg-Fe})$ dans les roches ignées et dans les roches métamorphiques d'après Saxena (1968). C-Dans les enclaves de gabbros-norites de Celorico de Basto et dans le complexe de Burguillos del Cerro (Sierra Morena occidentale -Espagne d'après Pons (1982).
- Figure V-7 : Position des des pyroxènes des enclaves de gabbronorite dans le diagramme WO-EN-FS de Turnock et Lindsley (1981) à P = 5Kb.
- Figure V-8 : Estimation de Fe^{3+} des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto avec l'équation d'équilibre des charges de Papike et al. (1974).
- Figure V-9 : Position des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme Mg/Mg+Fe versus Si de Leake (1978) et dans le diagramme Al_2 versus $(\text{Na} + \text{K})_A$.
- Figure V-10 : Position des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme le diagramme Ca + Al_2 versus Si + Na + K et dans le diagramme Al_{total} versus Al_2 .
- Figure V-11 : Substitutions dans les amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto. Diagramme Fe versus Mg et Ti versus Al_2 .
- Figure V-12 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes $(\text{Mg}, \text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe})_{\text{amphibole}}$ versus $\text{MgO}_{\text{roche}}$.
- Figure V-13 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes $(\text{Si}, \text{Al}_{\text{total}}, \text{Ti}, \text{Cr})_{\text{amphibole}}$ versus $\text{MgO}_{\text{roche}}$.
- Figure V-14 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes $(\text{Na} + \text{K})_A$ versus $\text{MgO}_{\text{roche}}$ et K versus $\text{MgO}_{\text{roche}}$.
- Figure V-15 : Géothermomètre de Otten (1984) basé sur les teneurs en titane des amphiboles. Application aux amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto

- Figure V-16 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo. Diagrammes R^{2+} versus R^{3+} , Al_{total} versus Al_{IV} , $Fe + Mn$ versus Mg et $R^{2+} + R^{3+}$ versus Ti .
- Figure V-17 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo. Diagrammes Cations site $_{VI}$ versus R^{2+} , R^{2+} versus Ti , Cations site $_{VI}$ versus Al_{VI} et R^{3+} versus Ti .
- Figure V-18 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo. Diagramme $[R_{2+} + Ti] - [Al_{total} + 2/3Ti] - [Si]$ (a./f.u.): correction de l'effet de Ti .
- Figure V-19 : Variations de la composition des biotites plus ou moins chloritisées des granites tardifs peralumineux du batholite de Celorico de Basto. Diagrammes FeO , TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , MnO , SiO_2 versus K_2O (% en poids d'oxydes).
- Figure V-20 : Variations de la composition des biotites plus ou moins chloritisées des adamellites de Lamas de Olo. Diagrammes FeO , TiO_2 , MgO , Al_2O_3 , MnO , SiO_2 versus K_2O .
- Figure V-21 : Variations de la composition des biotites des adamellites de Lamas de Olo en fonction de la composition ($MgO\%$) de ces dernières.
- Figure V-22 : Distinction entre les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme $30Mn-Fe-Mg$.
- Figure V-23 : Variations de la composition des biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition ($MgO\%$) de ces derniers.
- Figure V-24 : Les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme Al_{VI} versus $Fe/Fe + Mg$ biotite.
- Figure V-25 : Champs des biotites de divers massifs de granitoïdes français dans le diagramme $MgO-FeO-TiO_2-Al_2O_3$. D'après Chevremont et al. (1988).
- Figure V-26 : Les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme Al versus Mg de Nachit et al. (1985).
- Figure V-27 : Substitutions dans les muscovites des granites fins peralumineux du stock de Seixoso (Secteur Seixoso: auréole de métamorphisme de contact du batholite de Celorico de Basto).
- Figure V-28 : Variations de Ti , Si , R^{2+} , Al_{total} en fonction de $Na/Na + K$ (fraction de paragonite) pour les muscovites des granites fins peralumineux du stock de Seixoso.
- Figure V-29 : Substitutions dans les muscovites des granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto et dans les muscovites des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.
- Figure V-30 : Variations de Ti , Si , R^{2+} , Al_{total} en fonction de $Na/Na + K$ pour les muscovites des granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto et dans les muscovites des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.
- Figure V-31 : Estimation de Fe^{3+} dans les muscovites des granites peralumineux et dans les muscovites des aplopegmatites associées à l'aide du diagramme Al_{IV} versus $(Al_{VI} - 1) + 2Ti$ de Cathelineau (1981).
- Figure V-32 : Les biotites, les muscovites et les tourmalines des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme $\log(FeO)$ versus $\log(MgO)$.
- figure V-33 : Substitutions dans les zircons. Exemple des zircons des adamellites de Lamas de Olo.
- figure V-34 : Comparaison entre les zircons des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et les zircons des adamellites de Lamas de Olo dans les diagrammes La versus Y et Al versus Ca .
- figure V-35 : Les apatites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto dans les diagrammes Mn versus Fe et Y versus Ce .
- figure V-36 : Evolution de la composition des apatites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto en fonction de celle des granitoïdes hôtes ($MgO\%$).
- figure V-37 : Substitutions dans les allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
- figure V-38 : Spectre de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

- figure V-39 : Substitutions dans les monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
- figure V-40 : Spectre de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

CHAPITRE VI

- Figure VI-1 : Cassitérite zonée d'une zone à tendance pegmatitique. Variation des teneurs en Fe, Nb, Ta, Ti. La teneur en Fe est proche de la valeur de $0.5(Nb+Ta)$ imposé par la substitution 1) $Sn^{4+} = (Nb,Ta)^{5+} + Fe^{2+}$.
- Figure VI-2 : Diagramme Fe+Mn versus Nb+Ta. Le rapport $(Fe+Mn)/(Nb+Ta)$ est très proche de 0.5 qui est la valeur imposée par la substitution 1). Diagramme Nb versus Ta.
- Figure VI-3 : Diagramme Ta/Ta+Nb versus Ta+Nb. Toutes les cassitérites montrent une augmentation du rapport Ta/Ta+Nb avec les teneurs en Nb+Ta indiquant une préférence de la cassitérite pour Ta. Diagramme Ta/Ta+Nb versus Ti.
- Figure VI-4 : Le diagramme Fe+Mn+Ti+Ta+Nb versus Sn. Diagramme Ti versus Sn. Les cassitérites de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl développée à partir d'un encaissant riche en biotite sont les plus riches en Ti.
- Figure VI-5 : Diagramme triangulaire [Nb+Ta]-[Sn+Ti]-[Fe+Mn]. L'essentiel des variations de composition des cassitérites est due à la substitution 1).
- Figure VI-6 : Diagrammes Nb versus Ta et Fe versus Mn. Mise en évidence des substitutions $Nb^{5+} = Ta^{5+}$ et $Fe^{2+} = Mn^{2+}$. Les columbo-tantalites hydrothermales sont riches en Nb et Mn. Les columbo-tantalites indépendantes, disséminées dans le faciès granitique, sont riches en Ta et pauvres en Mn.
- Figure VI-7 : Le diagramme Ti+Sn+W versus (Nb+Ta) fait apparaître l'écart à la stoechiométrie du site B. Les columbo-tantalites des aplopegmatites sont du type désordonné (pseudo-ixiolites). Le diagramme Ti+Sn+W versus Fe+Mn montre une corrélation mal définie entre Ti+Sn+W et l'écart à la stoechiométrie du site A.
- Figure VI-8 : Domaines de composition des wodginites ixiolites et pseudo-ixiolites dans le diagramme triangulaire $[Ta_2O_5+Nb_2O_5]$ - $[TiO_2+SnO_2+WO_3]$ - $[FeO+MnO]$ de Cerny (1982). Diagramme triangulaire [Nb+Ta]-[Ti+Sn]-[Fe+Mn].
- Figure VI-9 : Diagramme Ta/Ta+Nb versus Mn/Mn+Fe. Diagramme (Somme des cations) versus Nb+Ta/Fe+Mn. Corrélation entre écart à la stoechiométrie et rapport Nb+Ta/Fe+Mn indiquant un échange entre (Nb,Ta) et (Fe,Mn) suivant 5).
- Figure VI-10 : Diagrammes Ti versus Sn et Ti versus W. Influence du milieu de cristallisation. Les columbo-tantalites des aplopegmatites à cassitérite sont riches en Sn. Les columbo-tantalites des greisens à wolframite sont riches en W.
- Figure VI-11 : Diagramme Ta/Ta+Nb versus Mn/Mn+Fe. Composition des cassitérites de leurs inclusions de niobotantalates et des niobotantalates associés.
- Figure VI-12 : Image X (microscope électronique à balayage de l'Ecole des Mines de Saint Etienne) d'un rutile homogène (une seule phase) du stock de Outeiro. Comparaison avec des rutiles à exsolutions de rutile ou de columbite.
- Figure VI-13 : Image X (microsonde électronique de l'Ecole des Mines de Fontainebleau) du rutile de la figure VI-12.
- Figure VI-14 : Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme Fe versus (Nb+Ta) et dans le diagramme W versus $Fe-0.5(Nb+Ta)$.
- Figure VI-15 : Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme $Fe-0.9W$ versus (Nb+Ta).
- Figure VI-16 : Rapports $Fe/(Nb+Ta)$, Al/Nb et Al/Ta des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.
- Figure VI-17 : Rapports $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.
- Figure VI-18 : Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme triangulaire [Ta]-[Fe-0.9W]-[Nb].
- Figure VI-19 : Zonation des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.

- Figure VI-20 : Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans les diagrammes Ta/Nb versus Sn, W versus Sn, Ta versus Nb.
- Figure VI-21 : Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme W/W+Sn versus Ta/Ta+ Nb.
- Figure VI-22 : Comparaison entre les teneurs en phosphore des feldspaths des aplopegmatites de Seixoso et les teneurs en phosphore des feldspaths de différents types de pegmatites à éléments rares.

CHAPITRE VII

- Figure VII-1 : Taux de saturation en alumine (A/CNK) des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto : les termes intermédiaires granodioritiques sont métaalumineux à modérément peralumineux. Trend courbe de type calco-alcalin dans le diagramme A/FM : les granodiorites et leurs enclaves basiques sont relativement magnésiens.
- Figure VII-2 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (analyses par activation neutronique).
- Figure VII-3 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (analyses par ICP).
- Figure VII-4 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granites fins de Seixoso (*Seix*) et des aplopegmatites associées (*APSei*) comparés à ceux des tuffis (*Tuff.Mac*) et des verres peralumineux (*Verr.Mac*) de Macusani au Pérou (Pichavant et al, 1987).
- Figure VII-5 : Nature partiellement cumulative des enclaves gabbronoritiques et dioritiques des granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto.
- Figure VII-6 : Variations de composition liées à l'accumulation différentielle des minéraux de cristallisation précoce dans les granites porphyroïdes à biotite dominante du batholite de Celorico de Basto.
- Figure VII-7 : Rééquilibrages entre enclaves basiques et granite modérément peralumineux (à biotite dominante) G2 hôte.
- Figure VII-8 : Altérations des granites fins peralumineux tardifs de Celorico de Basto. Exemple de la zone apicale du stock de Seixoso.
- Figure VII-9 : Composition d'une solution de chlorures sodi-potassiques en équilibre avec deux feldspaths alcalins en fonction de la molalité totale en chlorures (m) à 645°C (a) et à 600°C (b) d'après Lagache et Weisbrod (1977).
- Figure VII-10 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs (post-tectoniques) du batholite de Celorico de Basto. MgO est choisi comme indice de différenciation.
- Figure VII-11 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
- Figure VII-12 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
- Figure VII-13 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
- Figure VII-14 : Le diagramme triangulaire Al-(K+Na+2(2Na/98)),P,Li (composition moyenne estimée du plagioclase : An₂) montre que dans les aplopegmatites, Li est porté par les phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrazite.
- Figure VII-15 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.
- Figure VII-16 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.
- Figure VII-17 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.
- Figure VII-18 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.
- Figure VII-19 : Comparaison des aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux avec des équivalents volcaniques ou subvolcaniques probables.
- Figure VII-20 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner.
- Figure VII-21 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner.
- Figure VII-22 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner.

- Figure VII-23 : Incohérences avec l'hypothèse d'une différenciation par cristallisation fractionnée pour les granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto. Utilisation des données expérimentales de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite et de Watson et Harrison (1983) sur la solubilité du zircon.
- Figure VII-26 : Conditions de cristallisation des aplopegmatites de Seixoso.
- Figure VII-27 : La stabilité de l'association chrysobéryl+quartz dans les aplopegmatites de Seixoso et dans leurs xénolithes pélitiques indique une cristallisation et une différenciation interne dans des conditions de sous-saturation en fluide.
- Figure VII-29 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo. Comparaison avec les granites à deux micas du batholite syn-tectonique de Vila Real. TiO_2 est choisi comme indice de différenciation.
- Figure VII-30 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo.
- Figure VII-31 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo.
- Figure VII-32 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo.
- Figure VII-33 : Les spectres de terres rares des adamellites de Lamas de Olo sont cohérents avec une évolution par cristallisation fractionnée.
- Figure VII-34 : Caractérisation du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto. Comparaison avec quelques suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal. Localisation de ces dernières dans une carte simplifiée montrant le métamorphisme et le magmatisme hercynien de la Péninsule ibérique d'après Martinez et al. (1990).
- Figure VII-35 : Caractérisation chimique des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto. Diagramme $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 (Kuno, 1968). Diagramme $\log(CaO/Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2 (indice de Peacock, 1931)
- Figure VII-36 : Caractérisation chimique des adamellites du massif post-tectonique de Lamas de Olo. Diagramme $Na_2O + K_2O$ versus SiO_2 (Kuno, 1968) et diagramme AIFM.
- Figure VII-37 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence. Diagramme $Al/NA + K + 2Ca$ versus $\log MgO$. Diagramme K_2O versus MgO .
- Figure VII-38 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence. Diagrammes CaO versus MgO et $CaO/Na_2O + K_2O$ versus MgO .
- Figure VII-39 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence. Diagramme TiO_2 versus MgO . Diagramme P_2O_5 versus MgO .

LISTE DES TABLEAUX

LISTE DES PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES



Liste des tableaux

CHAPITRE I

Tableau I-1 : Relations entre déformation et métamorphisme dans la zone de Celorico de Basto.

CHAPITRE II

Tableau II-1 : Zonation des intrusions de granodiorites. Nature et position des enclaves. Paragenèse, xénocristaux et rétro-morphoses des granodiorites et de leurs enclaves. Le granite G2 et ses enclaves basiques.

CHAPITRE III

Tableau III-1 : Albitisation et greisénisation des zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux. Description des différentes zones d'altération.

CHAPITRE IV

Tableau IV-1 : Type géologique de quelques gisements à Mo-W du Nord du Portugal.

CHAPITRE V

Tableau V-O : Composition des pyroxènes de la série volcanique de Mogollon plateau (Fodor, 1971).

Tableau V-1 : Utilisation du thermomètre de Blundy et Holland (1990) pour les amphiboles des granodiorites et de leurs enclaves gabbroïtiques en supposant $P = 2 \text{ Kb}$.

CHAPITRE VII

Tableau VII-1 : Différenciation interne des aplopegmatites de Seixoso.

Liste des planches photographiques

CHAPITRE II

Planche II-1 : Enclaves de gabbroïte dans les intrusions de granodiorite.

Planche II-2 : Enclaves de diorite dans les intrusions de granodiorite - Allanite métamicté dans les granodiorites.

Planche II-2 : Les biotites des granodiorites leucocrates du coeur des intrusions - Les biotites des enclaves microgrenues du granite modérément peralumineux G2.

CHAPITRE III

Planche III-1 : Zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux et aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.

Planche III-2 : Cassitérites et niobotantalates (pseudo-ixiolites) dans le GSP (faciès principal des aplopegmatites de Seixoso).

Planche III-3 : Amblygonite du GSP (faciès principal des aplopegmatites de Seixoso) - Altération du feldspath potassique - Minéraux hydrothermaux riches en lithium.

Planche III-4 : Altérations aux épontes des aplopegmatites de Seixoso.

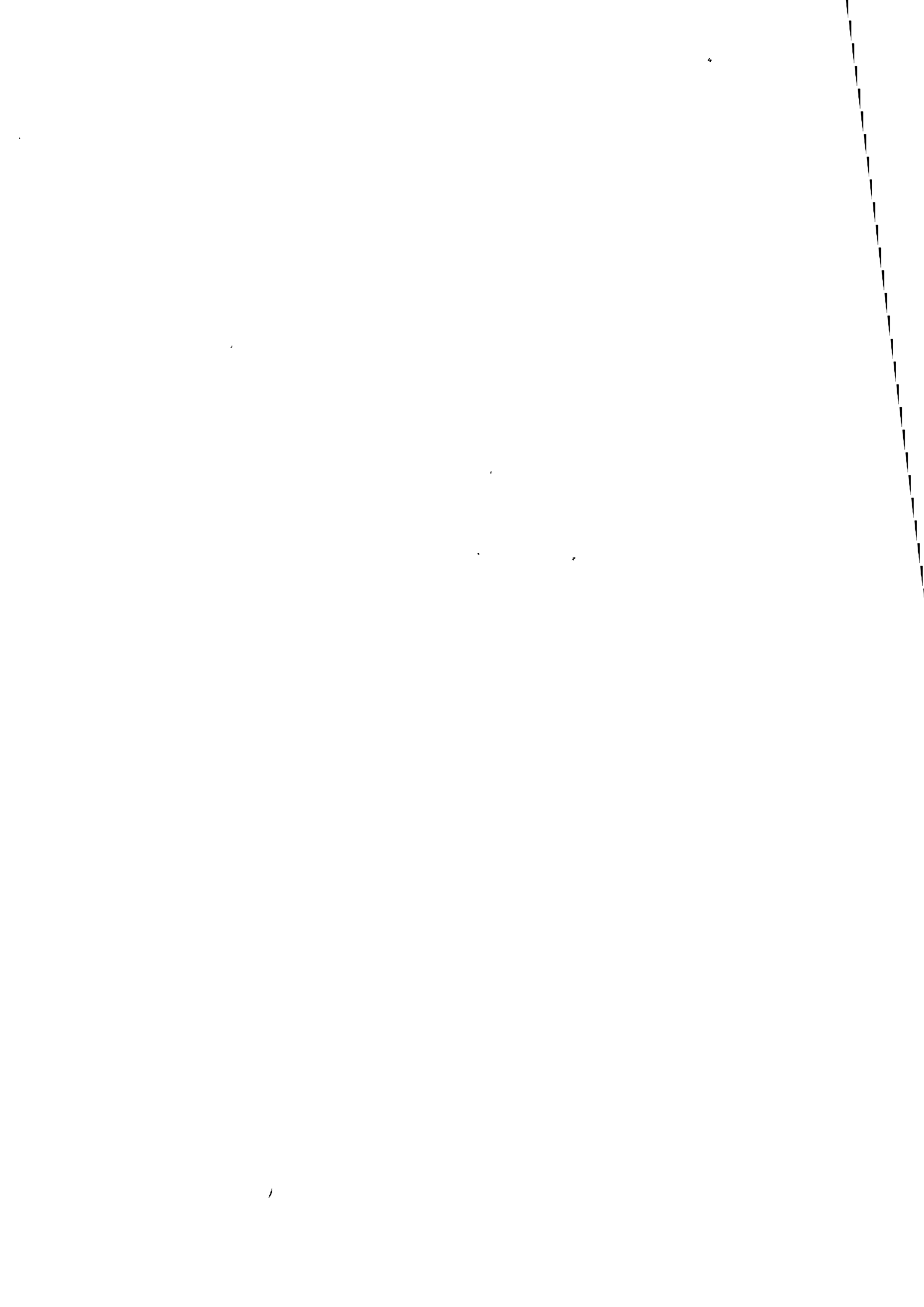


...et là nous bûmes, bouche ouverte, le vent du désert, aisé, vide, régulier, qui palpait devant nous. Cette lente respiration avait pris naissance quelque part au-delà du lointain Euphrate, et avait tracé sa voie à travers tant de jours et de nuits d'herbe morte jusqu'à son premier obstacle, les murs faits de main d'homme de notre palais en ruine. Le vent paraissait s'agacer et s'attarder autour d'eux, dans un murmure enfantin. "Ceci", m'ont-ils dit, "c'est le mieux : ça n'a aucun goût." Les arabes tournaient le dos au parfums et au luxe, choisissant ce en quoi l'humanité n'avait pas eu de part ou d'effet.

T.E. Lawrence
Les sept piliers de la sagesse

On a souvent besoin, dans le commerce des hommes, d'une dissimulation bienveillante par laquelle on feint de ne pas percevoir à jour les motifs de leur conduite.

F. Nietzsche
Humain, trop humain



INTRODUCTION



Dans la péninsule ibérique, et en particulier dans la zone Centro-Ibérique, le magmatisme hercynien a donné lieu à la production abondante de granitoïdes. Ceux-ci ont été répartis en deux grands groupes (Capdevila et Floor, 1970) : les leucogranites peralumineux à deux micas, désignés comme alcalins ; les monzogranites à biotite dominante, granodiorites et roches basiques associées désignés comme granitoïdes calco-alcalins.

Les granitoïdes calco-alcalins sont les plus importants en volume et se mettent essentiellement en place après la tectogenèse. Ils constituent d'énormes batholites qui s'alignent suivant des arcs parallèles aux structures majeures de la chaîne varisque, depuis les Sierras Centrales (prolongement Ouest de la Cordillère Centrale espagnole) jusqu'en Galice occidentale (Capdevilla et al., 1973).

La zone de Celorico de Basto (Nord du Portugal) occupe une partie de la zone Centro-Ibérique. Elle est drainée par un affluent du fleuve Douro, le Rio Tamega, qui est bordé à l'Ouest par les plateaux de Fafe et de Guimaraes et dominé à l'Est par la Serra do Marao et la Serra do Alvao. Le rio Tamega marque la limite entre la province du Minho à l'Ouest, et la province de Tras-os-Montes, dont le nom signifie littéralement "au-delà des monts" (de la Serra do Marao), à l'Est.

La moitié Ouest de la zone de Celorico de Basto est occupée par la terminaison Sud du batholite hercynien de Celorico de Basto. Ce batholite est essentiellement constitué par le granite tardi- à post-tectonique de Celorico de Basto. Ce monzogranite modérément peralumineux à biotite dominante fait partie du groupe des granitoïdes calco-alcalins. Il contient des enclaves métasédimentaires et de très rares enclaves basiques.

Des granitoïdes franchement post-tectoniques se mettent en place sous forme de petites intrusions bien individualisées dans le granite de Celorico de Basto ou dans son auréole de métamorphisme de contact. Leur mise en place s'est faite pendant et sous le contrôle de la fracturation tardi-hercynienne qui a accompagné la période de surrection finale de la chaîne hercynienne (Ribeiro, 1980; Pereira, 1987). Les variations de SiO_2 et de la plupart des constituants compatibles ainsi que les relations âge de mise en place-degré d'évolution suggèrent que tous ces granitoïdes post-tectoniques sont les termes d'une même suite très différenciée.

Cette suite tardive est composée de roches basiques gabbronoritiques à dioritiques formant deux associations acide-basique complexes avec, d'une part des granodiorites hétérogènes, et d'autre part un monzogranite modérément peralumineux à biotite dominante (granite G2) dont le chimisme, la minéralogie et la nature des enclaves (les enclaves basiques sont toutefois plus abondantes) sont comparables à ceux du granite tardi- à post-tectonique de Celorico de Basto. Des granites fins peralumineux à biotite dominante ou à deux micas (zones apicales des intrusions) sont les termes les plus tardifs de cette suite. Ces granites, souvent désignés sur le terrain par le terme de leucogranite, sont associés à des aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li apparentées à certains granites à métaux rares du Massif Central français : granites de Montebras, d'Echassières (Aubert, 1969), granite de Beauvoir (Cuney et al., 1985).

Le premier objectif de ce travail a été d'apporter une contribution à la géochimie des granitoïdes post-tectoniques du Nord du Portugal. Dans cette première étape, nous nous sommes appuyé, sur une cartographie d'ensemble (1/50000) de la zone de Celorico de Basto réalisée par Pereira (1987). La nécessité de procéder à un échantillonnage suffisamment important pour mener une étude géochimique détaillée nous a ensuite conduit à établir une cartographie précise (1/12500) de la bordure Sud du batholite de Celorico de

Basto qui présentait l'intérêt de rassembler, sur une surface relativement réduite, l'ensemble des granitoïdes de la suite tardive. Cette première étape a rapidement fait apparaître la complexité des relations entre les différents granitoïdes de cette suite.

Le deuxième objectif de ce travail a donc été de préciser les caractéristiques géochimiques et les relations mutuelles des granitoïdes de cette suite. Pour cela, nous avons utilisé les données géochimiques comme traceurs des différents processus pétrogénétiques impliqués dans leur genèse. Les résultats ont été confrontés aux données de terrain (plusieurs campagnes de terrain ont été menées), aux observations pétrographiques et aux travaux expérimentaux disponibles.

L'intérêt majeur de la suite tardive de Celorico de Basto réside dans sa "longueur" en termes de variations chimiques et dans les transitions et les relations qu'elle permet de documenter entre des portions de l'évolution magmatique (au sens large) qui, dans le cas général, ne sont observées que de façon partielle ou indépendante :

- relations acide-basique ;
- transition entre les termes intermédiaires métaalumineux (granodiorites hétérogènes) et les monzogranites modérément peralumineux (granite G2, granite de Celorico de Basto) ;
- Relation entre les monzogranites et les leucogranites (granites fins peralumineux) ;
- transition entre les leucogranites et les granites (aplopegmatites) à métaux rares.

La zone de Celorico de Basto est un cas particulièrement favorable pour répondre à un certain nombre de questions qui concernent les granitoïdes de la chaîne hercynienne d'Europe moyenne et Occidentale :

- Quelles sont les relations entre les monzogranites modérément peralumineux à biotite dominante de type G2 et les masses ou enclaves basiques à intermédiaires associées ?
- Les leucogranites résultent-ils de la différenciation des monzogranites du type G2 ou au contraire sont-ils indépendants comme l'ont affirmé Capdevilla et al. (1973) pour la Péninsule Ibérique ?
- Les granites à éléments rares, sont-ils des termes extrêmement différenciés des leucogranites à deux micas ou à biotite dominante associés ?
- Dans ce cas, quelle est la nature des mécanismes qui interviennent aux stades ultimes de la différenciation des granites et peut-on évaluer leur part dans l'enrichissement en éléments rares ?

Plus largement, l'étude de la suite tardive de Celorico de Basto peut nous permettre, d'apporter des éléments de réponse à des questions qui concernent la genèse des complexes calco-alcalins et d'identifier quelque uns des mécanismes qui conduisent, en contexte orogénique, à une organisation des granitoïdes en suites. De plus, une telle étude permet, sinon de déterminer l'origine de certains granites, au moins d'éliminer certaines hypothèses. Un des principaux résultats de cette thèse est d'ailleurs de montrer que l'on ne peut répondre de manière univoque au problème tant débattu de la genèse des granites calco-alcalins.

Dans la moitié Est de la zone de Celorico de Basto, le groupe des granitoïdes calco-alcalins post-tectoniques est représenté par le massif de Lamas de Olo. Une cartographie précise (1/12500) de ce massif a été produite au cours de ce travail.

Le massif de Lamas de Olo est intrusif dans le batholite syn-tectonique de Vila Real, lui-même constitué d'un assemblage complexe d'intrusions de leucogranites peralumineux à deux micas. Le massif de Lamas de Olo est différencié et constituée d'adamellites généralement à biotite seule au caractère calco-alkalin potassique bien marqué. L'évolution relativement simple de ces adamellites servira de point de comparaison avec l'évolution plus complexe des granites fins peralumineux de la suite tardive de Celorico de Basto. Par ailleurs, ce massif présente l'intérêt de montrer une association métallique à Mo-W-Be relativement rare dans le Nord du Portugal.

La méthode géochimique d'étude des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto a comporté plusieurs étapes. Préalablement à l'étude de l'évolution globale de la composition chimique des granitoïdes de la suite tardive, plusieurs types de variations de composition ont été analysées : les variations internes à chaque faciès ; les variations de composition liées au mode de gisement particulier de certains faciès.

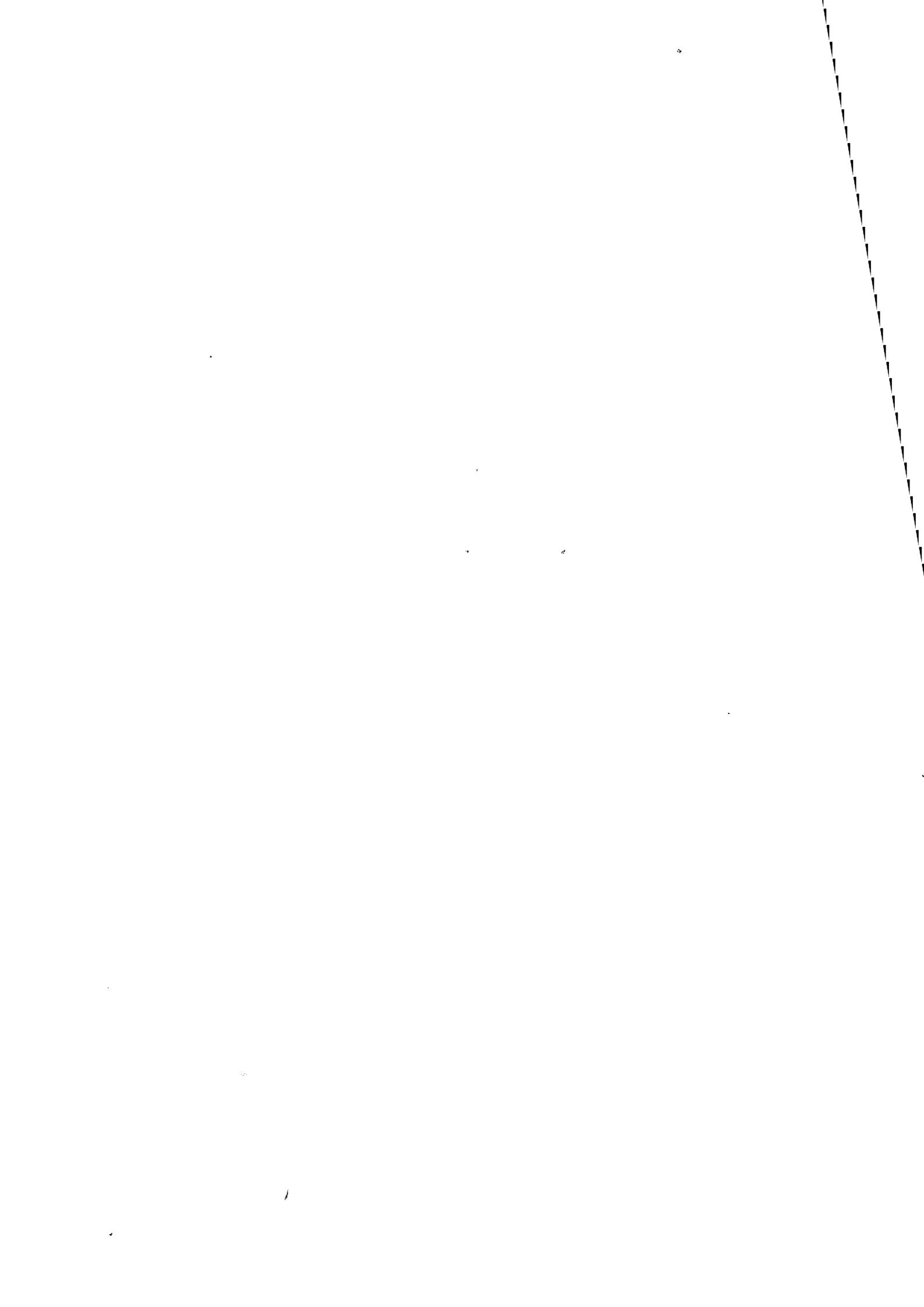
Les variations internes à chaque faciès sont le plus souvent liées à l'accumulation différentielle entre les minéraux de cristallisation précoce. On rencontre là une des difficultés majeures de l'étude des granites qui est d'identifier les compositions des roches à des liquides.

Le deuxième type de variations de composition concernent d'une part, les rééquilibrages entre enclaves basiques et granites hôtes et d'autre part, les modifications de composition liées à l'évolution post-magmatique des zones apicales des intrusions granitiques. Dans ces deux cas, une analyse précise des variations de composition d'échantillons judicieusement choisis permet d'identifier les éléments parfaitement inertes lors des rééquilibrages ou des altérations hydrothermales.

La géochimie des éléments en traces a largement contribué à la compréhension des processus magmatiques impliqués dans le volcanisme. Dans le plutonisme, les modifications des propriétés chimiques des éléments en traces dans les roches acides, en raison du rôle prépondérant de certains minéraux accessoires dans leur distribution, rendent leur utilisation plus délicate. La différenciation par cristallisation fractionnée, est presque systématiquement discutée dans les études pétrogénétiques portant sur les granitoïdes.

Dans cette étude, l'évaluation graphique et qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner est basée sur les éléments en traces qui ne sont jamais minéralogiquement exprimés ce qui permet d'utiliser la loi de Henry (loi des solutions diluées) et des coefficients de partage constants. Dans la partie granitique de l'évolution, seuls les éléments de transition, les alcalins et les alcalino-terreux rares ont donc été utilisés.

Près de l'équilibre, la hiérarchie des coefficients de répartition des éléments traces ou majeurs est essentiellement contrôlée par les structures cristallines hôtes et n'est que peu affectée par la composition des magmas (Matsui et al., 1977) ce qui permet de s'affranchir de la dépendance entre les coefficients de partage et la composition des magmas. Dans le cas des éléments de transition, l'évaluation des assemblages minéralogiques à fractionner a été menée en utilisant la hiérarchie des coefficients de partage de ces éléments par rapport à Mg qui est un constituant majeur des minéraux ferromagnésiens.



CHAPITRE I

CONTEXTE GEOLOGIQUE

1 Le segment ibérique de la chaîne hercynienne

La chaîne hercynienne d'Europe occidentale et moyenne présente une disposition en arc (fig. I-1) : les structures (plis et failles) dessinent une virgation à convexité ouest et déversements préférentiels vers l'Est et résultent de la superposition de deux phases majeures de déformation (Ribeiro et al., 1980). Dans la péninsule ibérique, la chaîne hercynienne peut être divisée en cinq zones qui présentent des caractéristiques différentes du point de vue paléogéographique, tectonique, métamorphique et magmatique (Lotze, 1950). Ces zones sont : la zone Cantabrique, la zone Ouest Asturienne Leonienne, la zone Centro-Ibérique, la zone Ossa Morena et la zone Sud Portugaise (fig. I-2). Il apparaît une différenciation de premier ordre entre les zones internes où le Précambrien et le Paléozoïque inférieur sont bien représentés, la déformation plus intense, le magmatisme et le métamorphisme syn-orogéniques plus répandus et les deux zones externes (Cantabrique et sud Portugaise) où le Paléozoïque supérieur est plus étendu, la déformation moins intense et plus tardive et où le magmatisme et le métamorphisme syn-orogéniques sont moins accentués. Quand la corrélation entre secteurs est possible, il apparaît que la déformation hercynienne migre des zones internes vers les zones externes. Ce travail de corrélation entre secteurs a été effectué entre autres par Noronha et al. (1979).

En dehors des zones externes, la déformation majeure (phase 1) s'est produite sous le front de schistosité. Cette phase majeure tangentielle a donné soit des plis couchés liés à des chevauchements dans la partie centrale de la virgation, soit des plis à plan axial plus raide liés à des décrochements ductiles dans la branche sud de la virgation (Matte et Ribeiro, 1975). Dans la branche sud de la virgation, les plis d'amplitude hectométrique de phase 1 ont une direction NW-SE à N-S et se disposent en échelons senestres au voisinage de grandes failles subverticales de direction NW-SE à WNW-ESE. Ces failles paraissent avoir joué en décrochement sénestre dès cette phase 1. Malgré la virgation des plis de phase 1, la direction d'allongement maximal fini reste constante et voisine de la direction de déplacement le long des grands accidents décrochants ou chevauchants (fig. I-3) ce qui conduit Matte et Ribeiro (1975) à proposer un modèle schématique qui peut être appliqué à l'arc ibéro-armoricaïn dans son ensemble (fig. I-4). La phase 2 est une phase de serrage qui ne donne que rarement des structures pénétratives.

Dans la zone Centro-Ibérique qui forme l'ossature de la chaîne (fig. I-2), on peut mettre en évidence une sixième zone, dite de Galice moyenne Tras-os-Montes, allochtone et caractérisée par la présence de massifs polymétamorphiques (faciès schistes vert au faciès granulite) à composition essentiellement mafique et ultramafique (Ribeiro, 1980) (fig. I-2 et I-6). Cette sous-zone est affectée par trois phases de déformation. La première phase donne des plis couchés à schistosité de plan axial, S1. La deuxième phase donne aussi des plis couchés avec schistosité de crénulation ou de flux à proximité des plans de chevauchements. La troisième phase, qui correspond à la phase 2 régionale, donne des plis à plan axial subvertical qui plissent les chevauchements.

L'orogénèse hercynienne est accompagnée par un métamorphisme régional qui affecte surtout les zones internes (fig. I-5). Le métamorphisme appartient généralement au faciès schiste vert mais l'on peut distinguer des zones à plus haut degré de métamorphisme. La pression diminuant au cours du temps, le pic du métamorphisme est atteint au cours de la première phase de déformation, pendant l'interphase ou au cours de la deuxième phase dans les zones les plus profondes (Ribeiro, 1980).

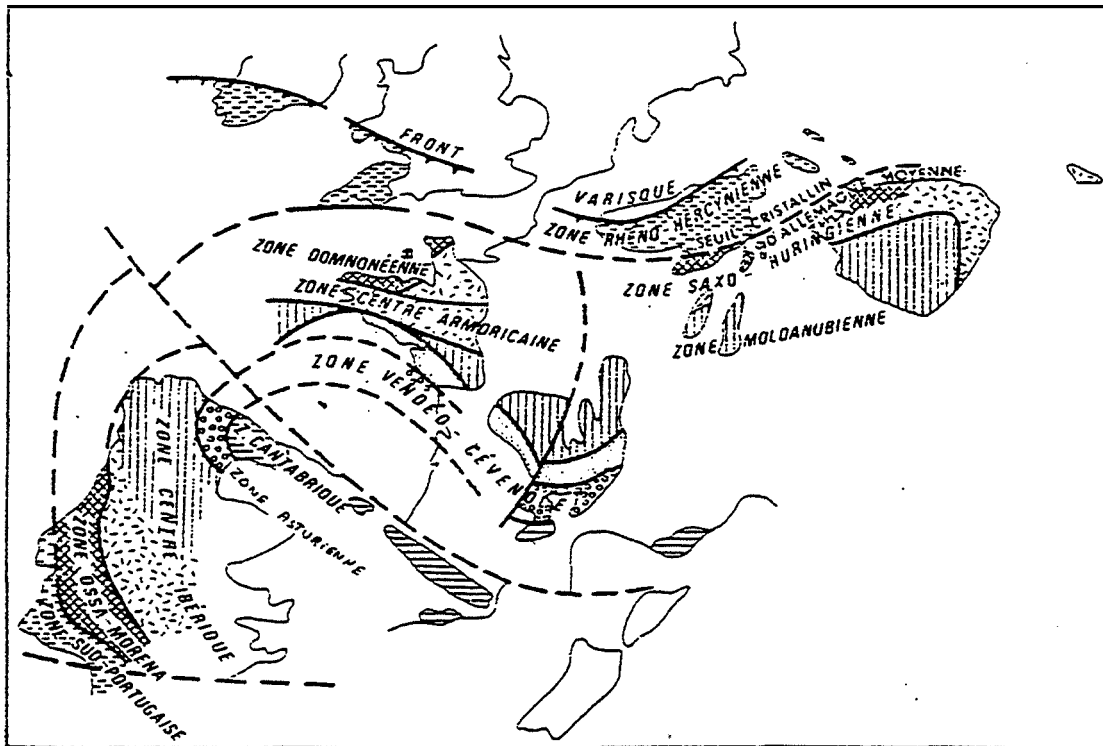


Figure I-1: Essai de corrélation des principales unités varisques d'Europe moyenne et occidentale à la fin des plissements hercyniens. Extrait de Ribeiro et al. (1980), d'après Cogné (1971)

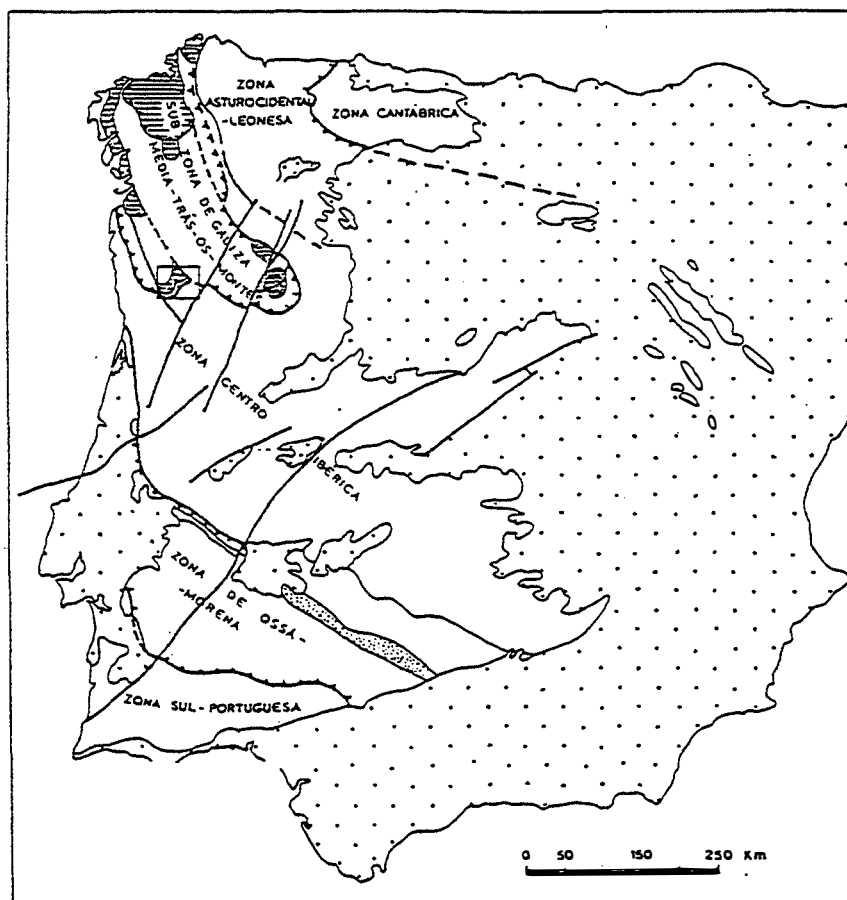


Figure I-2: Principales subdivisions paléogéographiques et géotectoniques du massif Hespérique d'après Pereira (1987).

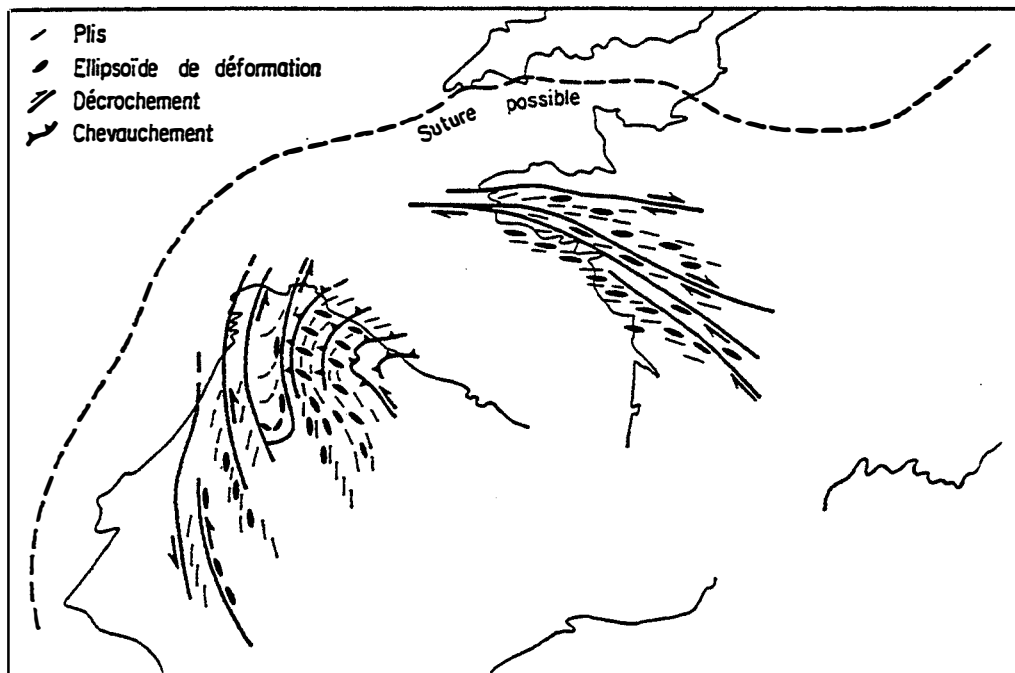


Figure I-3: Relations entre les structures majeures et l'ellipsoïde de déformation dans la virgation hercynienne ibéro-armoricaine, d'après Matte et Ribeiro (1975).

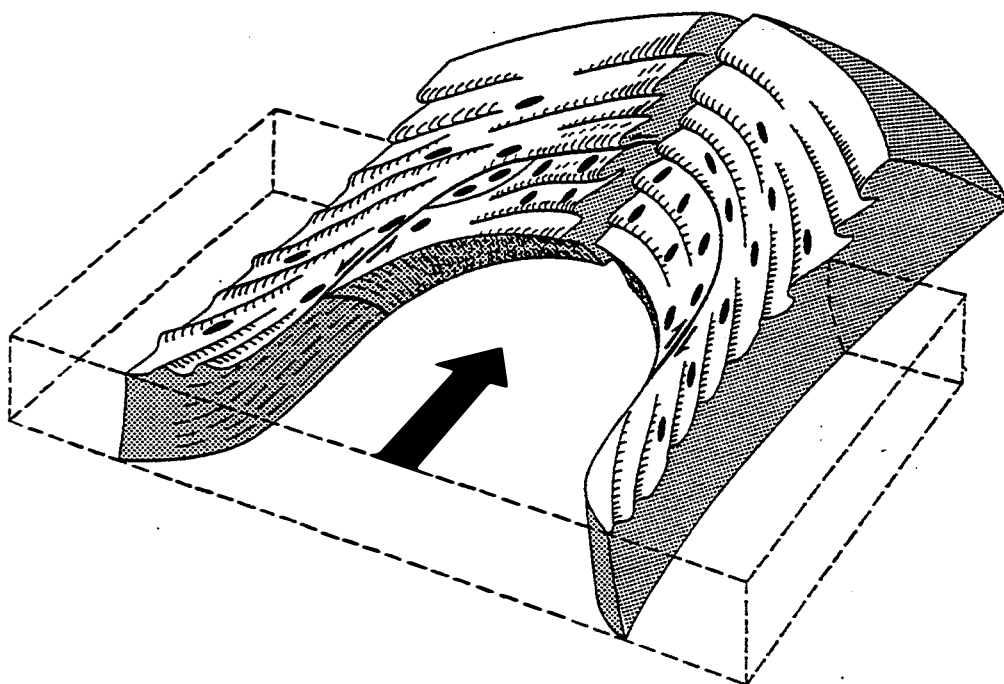


Figure I-4: Modèle schématique d'une virgation de type ibéro-armoricain, d'après Matte et Ribeiro (1975).

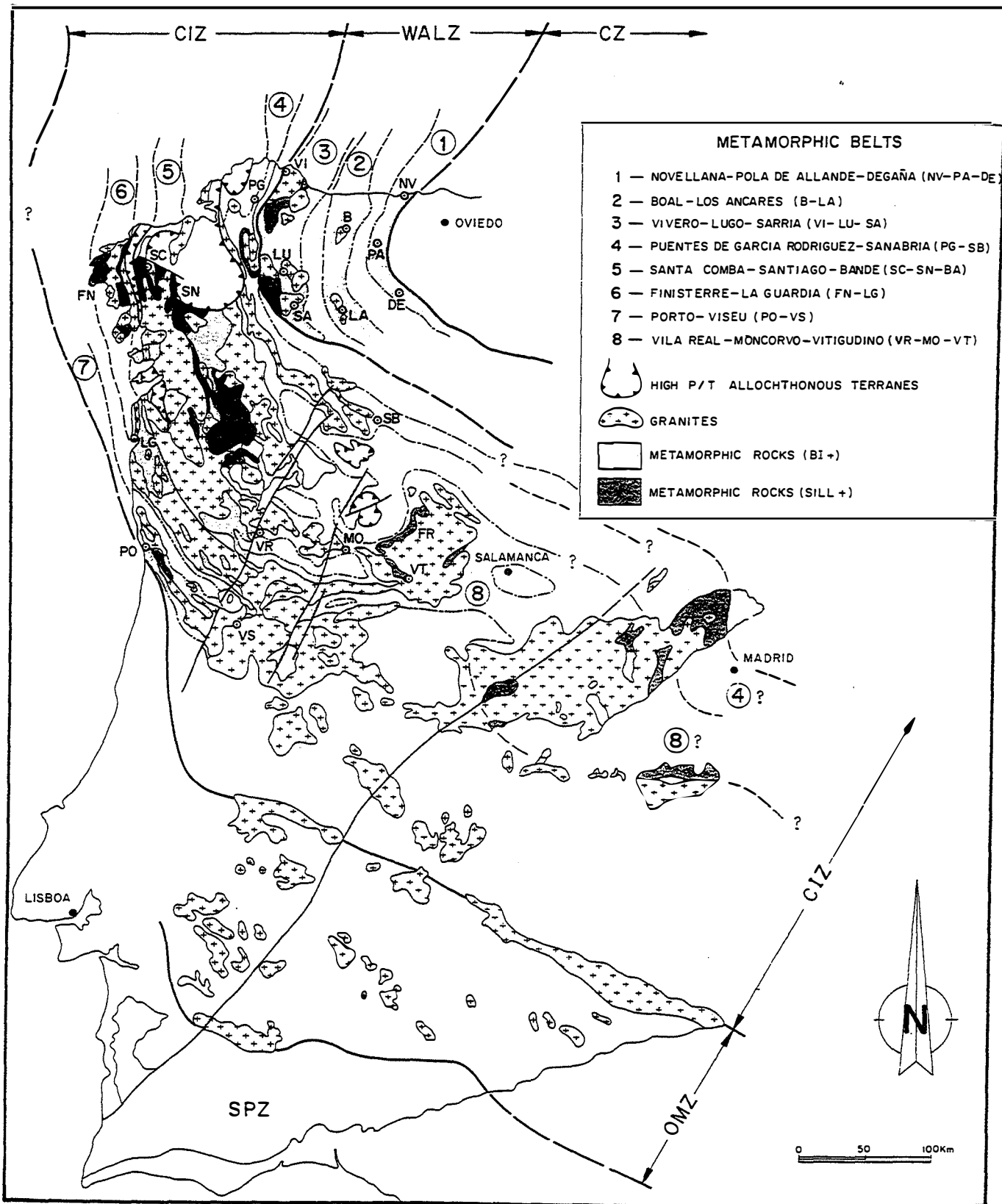


Figure I-5: Le métamorphisme dans le Nord-ouest de la péninsule ibérique d'après Martinez et al. (1990). CIZ: zone Centro-ibérique; WALZ: zone Ouest Asturienne Léonienne; CZ: zone Cantabrique.

Dans la zone Centro-Ibérique, le métamorphisme régional est plurifacial et compris entre le type Barrovien et le type de Basse-Pression intermédiaire. Ce dernier type se dispose en bandes parallèles aux structures de la deuxième phase de déformation avec les faciès de plus haut degré au coeur des antiformes de cette phase (fig. I-5). Localement, on trouve du disthène résiduel ce qui suggère que le type initial était de plus haute pression mais qu'il a été modifié lors de la mise en place des granites. Autour des intrusions épizonales, les isogrades se disposent parallèlement aux contacts des granites discordants par rapport aux structures de l'encaissant. A partir du contact granite-encaissant on traverse les zones suivantes : sillimanite (+- cordiérite) ; andalousite (+- cordiérite) avec almandin dans les niveaux ferrifères et enfin biotite. Ce type de métamorphisme de contact indique des conditions de très basse pression (Ribeiro, 1980).

Dans la sous-zone allochtone de Galice moyenne Tras-os-Montes, le métamorphisme régional appartient au faciès schiste vert (zones de la chlorite, de la biotite, de l'almandin) et est du type Barrovien. Le pic du métamorphisme est atteint pendant la deuxième phase de déformation. Les accidents chevauchants sont soulignés par des sauts de métamorphisme qui montrent que le mouvement des nappes s'est poursuivi après le pic du métamorphisme.

2 Structure de la zone de Celorico de Basto

La zone de Celorico de Basto se situe dans la zone Centro-Ibérique, plus exactement dans la branche sud de l'arc ibéro-armoricain et peut-être inscrit dans un schéma structural admis pour le NW de la péninsule ibérique après les travaux de Matte et Ribeiro (1975), Pereira et Ribeiro (1983), Iglesias et al. (1983), Ribeiro et al. (1983) et Pereira (1987). Dans ce schéma, la structure de ce segment de la chaîne varisque correspond à un empilement d'unités qu'on peut individualiser à partir de critères structuraux, métamorphiques et stratigraphiques et qui sont séparées par des contacts anormaux majeurs: voir les figures I-6, I-7 et I-8. Ces unités sont du bas vers le haut (Ribeiro et al., 1990) :

- Le complexe des nappes para-autochtones ;
- Le complexe inférieur des nappes allochtones ;
- Le complexe des nappes ophiolitiques (Complexe stratifié alpinotype) ;
- Le complexe supérieur des nappes allochtones.

Dans la zone de Celorico de Basto (fig. I-7 et I-10), Pereira (1987) distingue trois unités séparées par des accidents chevauchants et qui se superposent à un autochtone constitué de métasédiments appartenant à un complexe schisto-grauwackeux (flyshoïde) d'âge anté-ordovicien. Ces trois unités sont, du bas vers le haut (fig. 4) :

- les unités de Canadelo et de Mouquim qui apparaissent au coeur d'une synforme de phase 2 régionale sont constitués de métasédiments du Silurien et du Dévonien probables et sont limitées par les chevauchements mineurs de Canadelo et de Mouquim ; ces unités appartiennent au complexe des nappes para-autochtones ;

- l'unité de Vila Nune est charrié sur le paraautochtone et voit son épaisseur se réduire vers l'W où elle repose directement sur l'autochtone. Cette unité est constituée de métasédiments et de vulcanites d'âge Silurien et se rapproche du complexe inférieur des nappes allochtones du point de vue paléogéographique et du complexe des nappes para-autochtones de par son type de métamorphisme. Elle peut donc être considérée comme une unité transitionnelle entre ces deux complexes (Pereira, 1987; Ribeiro et al., 1990).

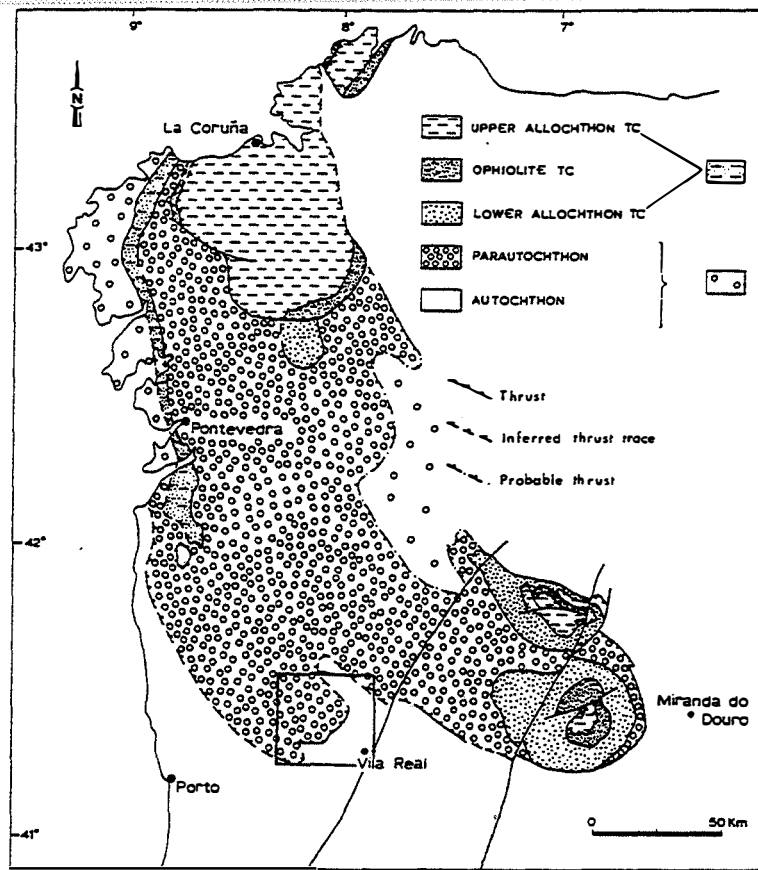


Figure I-6: Les unités allochtones du Nord-ouest de la péninsule ibérique d'après Ribeiro et al. (1990). La zone de Celorico de Basto est encadrée.

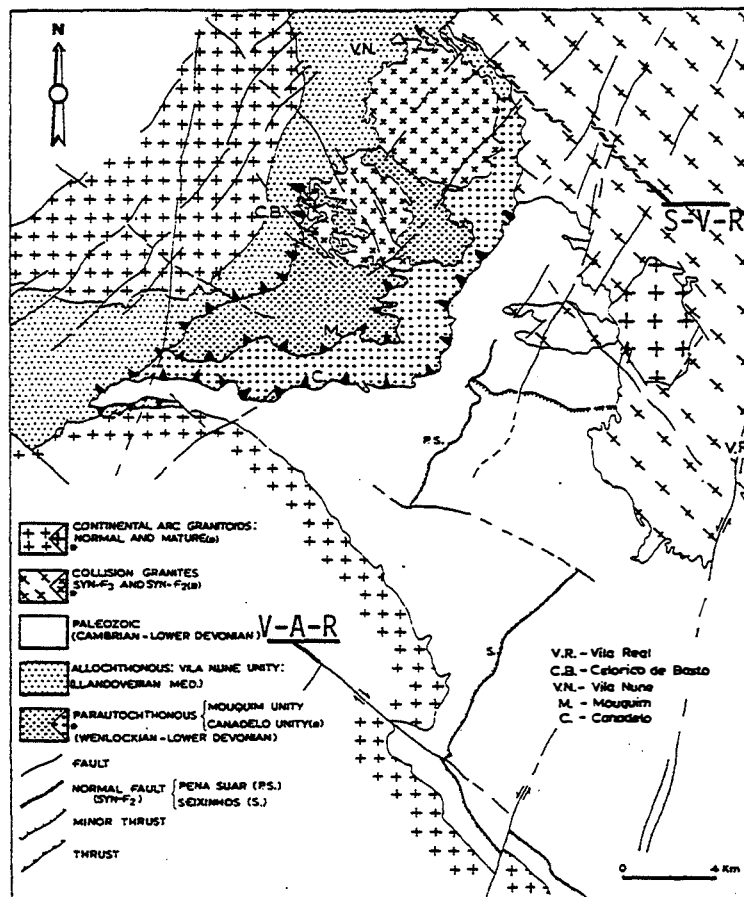


Figure I-7: Structure de la zone de Celorico de Basto. Le décrochement de Vigo-Amarante-Régua (noté V-A-R) et le décrochement parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real (noté S-V.R.) sont reportés sur la carte.

3 Phases de déformation

Dans le secteur étudié, Pereira (1987) met en évidence trois phases principales de déformation hercynienne. F1 et F3 sont omniprésentes et correspondent respectivement aux phases 1 et 2 régionales ; F2 est liée au développement de la déformation cisailante et est bien exprimée à proximité des contacts anormaux liés aux nappes de charriage. L'importance et même le style de ces trois phases de déformation dépendent du domaine considéré (autochtone ou allochtone).

Les phases tardives (postérieures à F3) ne donnent que des systèmes de "kinks bands" orientés parallèlement aux failles tardi-hercyniennes.

3-1 Phase 1 régionale: F1

F1, phase principale de la zone de Celorico de Basto, est la première déformation continue et pénétrative. Tous les terrains, à l'exception des roches très compétentes de type quartzite, montrent une schistosité de flux (S1) bien développée associée à cette phase : S1 est la structure planaire dominante de la plupart des affleurements de la zone Centro-Ibérique.

Dans l'autochtone, comme on se trouve dans la branche sud de la virgation de l'arc ibéro-armoricain (voir figures), les plis F1 ont un axe N150, et un léger plongement vers le SW. La vergence est vers le NE. Les plis F1 se disposent en échelon senestres entre deux grandes failles subverticales de direction NW-SE : la faille de Vigo-Amarante-Régua et la faille parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real (visible dans la région de Covêlo) (fig. I-7 et I-9). Ces failles paraissent avoir joué en décrochement sénestre dès cette première phase de déformation. On note une dispersion du plongement des axes attribuée à l'influence d'une phase Sarde préhercynienne.

Dans l'allochtone, les plis F1 sont plurikilométriques, couchés et accompagnés d'une schistosité de plan axial subhorizontale comme ce qui est observé dans la partie centrale de la virgation de la chaîne varisque. La vergence est vers le SE. Le sens du mouvement des nappes déduit des éléments structuraux est vers le SE. L'âge de F1 est estimé à 380 +/- 10 MA dans les zones internes de la chaîne.

3-2 F2

La déformation progressive et le mouvement continu des nappes de charriage donnent, dans les terrains allochtones, des plis de deuxième phase hercynienne F2 qui déforment S1. Ces plis mineurs fortement asymétriques et à axes de plis courbes sont accompagnés par une schistosité de crénulation et une linéation d'étirement toutes deux de direction constante.

F2 est bien exprimée dans l'allochtone (surtout à proximité des accidents chevauchants) où elle reste cependant moins intense et moins pénétrative que F1. F2 est mal exprimée dans le para-autochtone et absente dans l'autochtone.

F2 est accompagnée par une schistosité de flux à proximité des massifs granitiques (granites à deux micas) de Paradaña et S^{ra} da Graça (fig. I-10) qui sont intrusif dans l'allochtone et le para-autochtone. Ces massifs sont structurés par F2 et considérés par Pereira (1987) comme légèrement tardifs par rapport à cette phase. Ceci s'explique, d'après lui, par une ductilité plus grande des terrains liée à la montée des isothermes accompagnant la mise en place de ces granites.

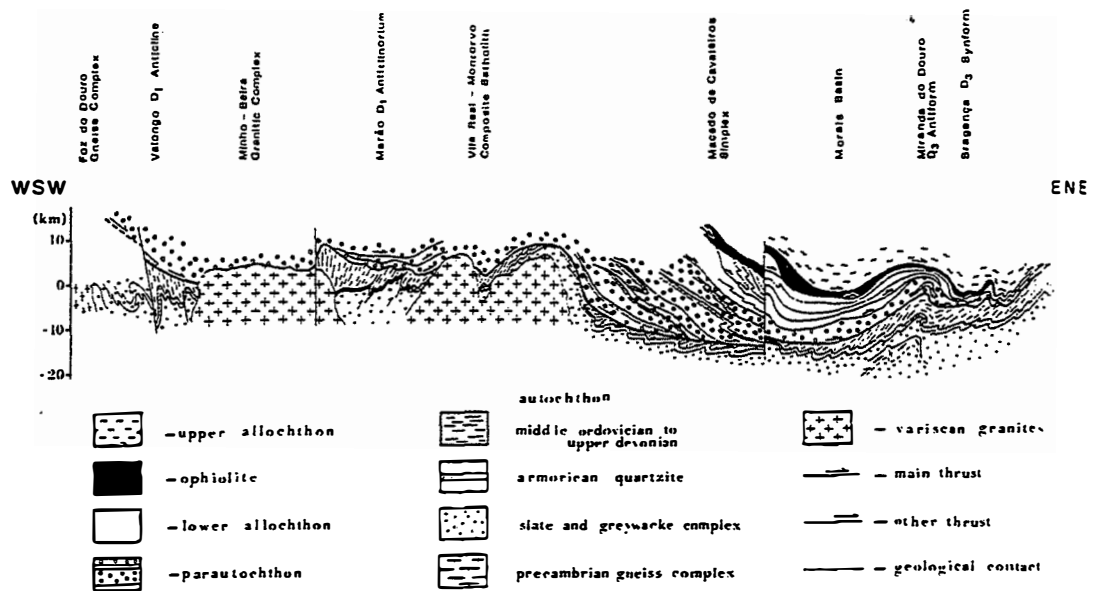


Figure I-8: Géotransverse Porto (WSW) - Miranda do Douro (ENE). D'après Ribeiro et al. (1990).

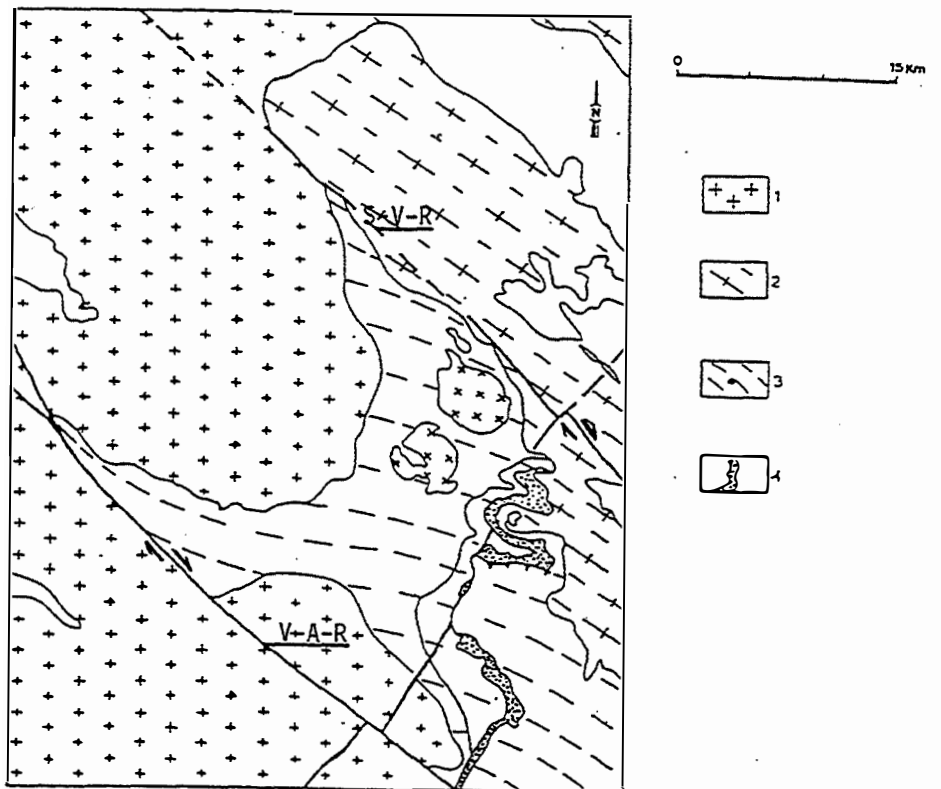


Figure I-9: Trace de la linéation d'intersection L_3 dans les métasédiments de la zone de Celorico de Basto et déformation des granites à deux micas syn-tectoniques.

1- Granites tardi à post-F3; 2- Foliation S_3 dans les granites à deux micas syn-cinématiques; 3- Trace de L_3 (S_3/S_1), (S_3/S_2) dans les métasédiments; 4- Quartzites armoricains.

Le décrochement de Vigo-Amarante-Régua (noté V-A-R) et le décrochement parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real (noté S-V.R.) sont reportés sur la carte.

Les valeurs de l'étirement maximum (qui indique la direction du mouvement) se regroupent autour d'une direction N145. Après une analyse cinématique précise, Pereira (1987) indique que le mouvement des nappes se fait vers le SE. Cependant, des variations locales de la direction de l'étirement maximum conduisent Pereira (1987) à adopter un modèle suggéré par Ribeiro selon lequel les mouvements les plus tardifs des nappes sont guidés, dans ce secteur, par la faille parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real et par le chevauchement E-W de Canadelo.

En conclusion, le développement de F2 est lié au déplacement des nappes qui se fait vers le SE puis vers l'E-SE lors des derniers incréments de F2.

3-3 Régime distensif inter F2-F3

L'empilement des nappes et l'épaississement crustal qui en résulte donne lieu à une inversion de la contrainte maximale qui d'horizontale devient verticale. La conséquence est le passage à un régime distensif responsable de la formation de la faille normale de Pena Suar de direction NNE-SSW, à plongement léger vers l'W (fig. I-7 et I-10). Cet accident plissé par F3 est créé entre F2 et F3 et correspond au début de l'ascension des granites profonds (Pereira, 1987).

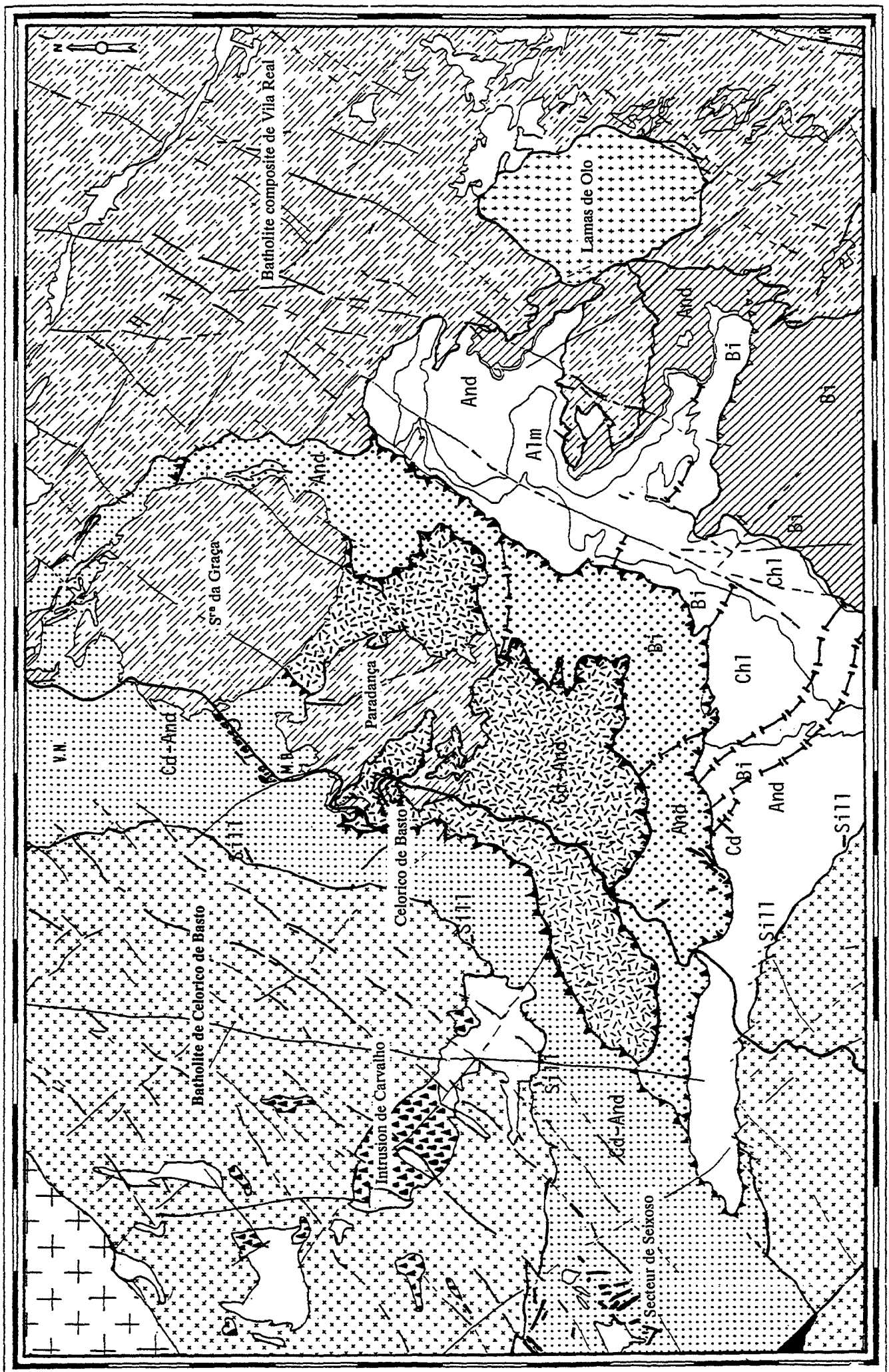
3-4 Phase 2 régionale: F3

La troisième phase (phase 2 régionale) est liée à un raccourcissement de la zone Centro-Ibérique suivant la direction NNE-SSW qui accentue la courbure initiale de l'arc ibéro-armoricain. D'après Balda et al. (1990), ce raccourcissement a été plus ou moins accommodé par le développement de décrochements ductiles. F3 donne des plis à plan axial subvertical de direction N100 à N120 (dans l'autochtone F3 et F1 sont pratiquement homoaxiales) qui déforment les nappes de charriages. F3 se produit donc après l'implantation des nappes. Dans le secteur étudié, les plis F3 sont de faible amplitude et se disposent en échelons dextres, avec une géométrie sigmoïde, entre la faille de Vigo-Amarante-Régua et la faille parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real (fig. I-9). Ces failles qui avaient joué en décrochement sénestre lors de la phase 1 jouent cette fois en décrochement dextre. Il faut noter que F3 donne aussi lieu à des plis de très grande longueur d'onde d'amplitude kilométrique tels que le grand antiforme de Moncorvo-Vila Real et le synforme de Celorico de Basto-Valença (voir figure I-8). Cette phase est datée à 300 +/- 10 M.A. (phase asturienne intra-westphalienne) par les granites qu'elle déforme.

3-5 Fracturation hercynienne et tardi-hercynienne

L'étude de la fracturation qui affectent d'abord les granites à deux micas du batholite syn-F3 de Vila Real, puis les granites à biotite dominante des batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante et enfin les granites du massif post-F3 de Lamas de Olo (fig. I-10) ont permis à Pereira (1987) de définir plusieurs phases successives de compression horizontale orientées successivement NE-SW, puis N-S et enfin NW-SE. Au cours de ces phases de compression ont été créés plusieurs systèmes de failles qui jouent essentiellement en décrochement.

Deux systèmes de fractures syn-cinématiques affectent le batholite composite syn-F3 de Vila Real. Le premier est un système de décrochements conjugués orientés N-S et E-W



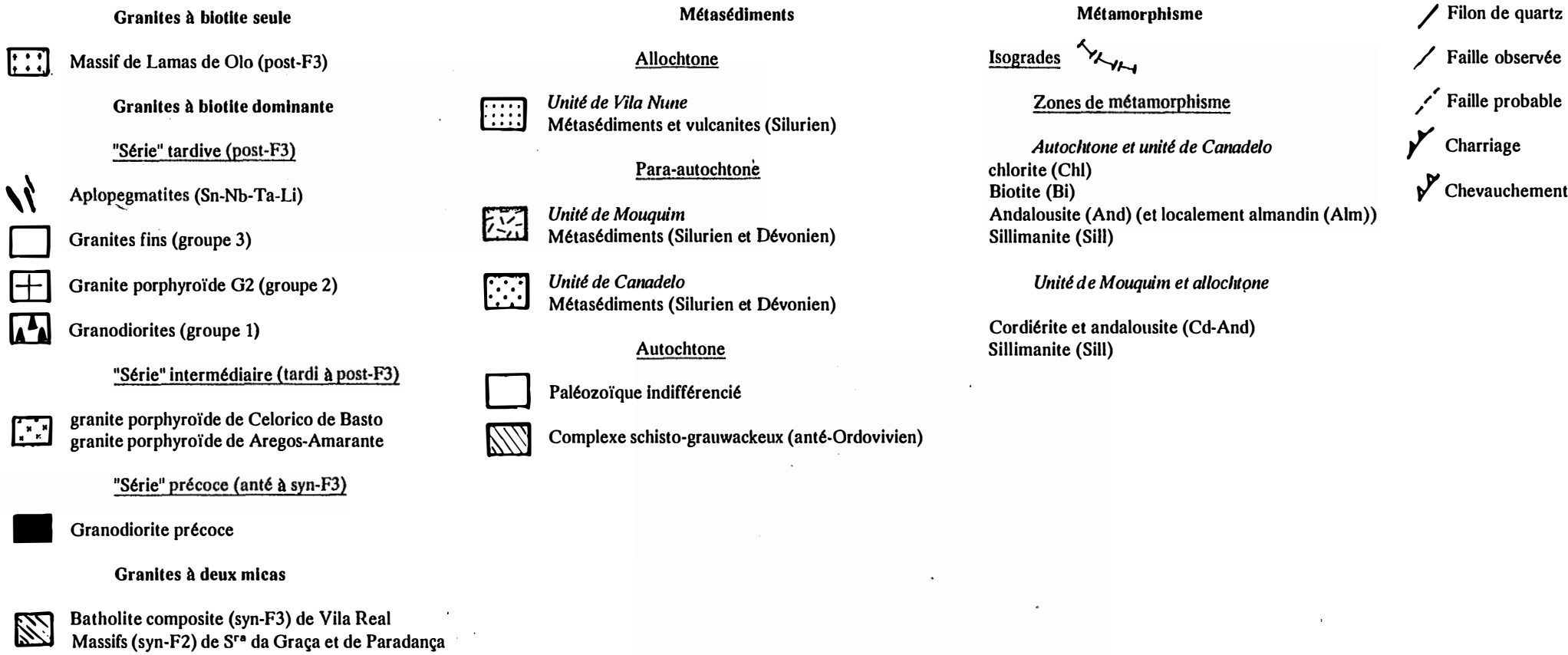


Figure I-10: Carte géologique simplifiée de la zone de Celorico de Basto d'après la carte au 1/50000 de Pereira (1987).

qui jouent respectivement de façon dextre et senestre. D'après Pereira (1987), ce système qui correspond à une compression orientée NE-SW est créé lors de F3 à la transition entre les régimes ductile et fragile. Le second système, qui est aussi visible dans l'encaissant métasédimentaire, correspond à des fractures d'extension (remplies de quartz) et orientées NE-SW à NNE-SSW, c'est à dire perpendiculairement à l'axe du grand antiforme de Moncorvo-Vila Real qui a contrôlé la mise en place du batholite composite de Vila Real.

Ce second système apparemment lié à F3 affecte aussi les batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante.

Postérieurement à F3, les failles d'extension orientées NE-SW à NNE-SSW rejoignent en décrochements senestres alors que sont créés des décrochements dextres conjugués orientés NW-SE. Ce système de décrochements conjugués NE-SW à NNE-SSW et NW-SE, qui correspond à une compression orientée N-S, contrôle la mise en place des granites post-tectoniques (Pereira, 1987) du type de ceux qui constituent le massif de Lamas de Olo. Ce massif est affecté par des décrochements senestres orientés NNE-SSW et par des fractures orientées WSW-ENE. Le mouvement senestre des décrochements NNE-SSW correspond à une compression orientée NW-SE.

3-6 Réactivation tardive de la fracturation hercynienne et tardi-hercynienne

Les mouvements les plus récents dans la zone de Celorico de Basto peuvent être mis en évidence en prenant comme référence la surface d'aplanissement de la Serra do Alvao. D'après Pereira (1987) le système NE-SW est réactivé et rejoue en failles normales responsables de la structure actuelle en horst et graben. Généralement, on observe un abaissement des blocs situés vers l'W. Cependant, des rééquilibrages avec abaissement vers l'E existent tels que ceux qui contrôlent le cours du rio Tamega à l'W du granite de Celorico de Basto. Le jeu en failles normales (avec abaissement vers l'E) du système NE-SW à la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto donnent, cartographiquement, l'apparence de cisaillements dextres aux failles de ce système (fig. I-10).

Une conséquence de ces mouvements tardifs est que dans la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto, le niveau d'observation est de niveau structural plus élevé en allant de l'Ouest vers l'Est.

4 Métamorphisme

4-1 Définition des zones de métamorphisme

Dans les roches à composition pélitique Pereira (1987) définit la succession des zones métamorphiques suivantes:

Dans l'autochtone :

Zone de la chlorite ;

Zone de la biotite ;

Zone de l'andalousite (et almandin dans les niveaux ampélitiques) ;

Zone de la sillimanite au contact du batholite syn-F3 de Vila Real et dans ses pentifs de toit, ainsi qu'au contact du batholite tardi- à post-F3 de Aregos-Amarante.

Dans l'allochtone et le paraautochtone :

Zone de la biotite ;

Zone de l'andalousite ;

Zone de la cordiérite ;

Zone de la sillimanite au contact des batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante.

4-2 Morphologie des zones de métamorphisme

Dans l'autochtone, les isogrades sont conformes aux structures de la phase F1 (voir fig I-10).

La zone de la chlorite apparaît à l'Ouest de la faille normale de Pena Suar dans le compartiment abaissé par cette faille.

La zone de la biotite est représentée par une bande étroite qui limite au Sud la zone de la chlorite et par une bande relativement large qui limite au Nord cette même zone. Localement, le contact zone de la chlorite-zone de la biotite se fait le long de failles, la zone de la biotite est alors plus étroite.

La zone de l'andalousite est représentée par tous les terrains situés au Nord et au Sud des zones de la biotite. On peut remarquer que le batholite de Vila Real mis en place pendant F3 recoupe la limite zone de la biotite-zone de l'andalousite.

L'allochtone et le parautochtone sont presque entièrement situés dans la zone de l'andalousite et de la cordiérite. La zone de la biotite apparaît au cœur d'un synclinal de phase F3 dans la zone frontale de l'unité de Canadelo (unité inférieure du parautochtone). Cette disposition particulière, c'est à dire zone de la biotite dans l'unité inférieure du parautochtone alors que l'unité supérieure est comprise dans une zone de plus haut degré (zone de l'andalousite et de la cordiérite) montre que le métamorphisme régional est en grande partie antérieur à la mise en place des nappes. Le pic du métamorphisme est donc anté à syn-F2 ce que confirment les relations cristallisation-déformation des minéraux typomorphes.

4-3 Relations entre déformation et métamorphisme

L'ensemble des données provient des thèses de Maijer (1962), Priem (1962), Pereira (1987) et sont résumées dans le tableau I-1.

4-3.1 Dans l'autochtone

Dans l'autochtone, F1 est accompagnée par une schistosité de flux. F2 ne donne une schistosité qu'à proximité immédiate du contact anormal séparant l'autochtone de l'unité inférieure du parautochtone (unité de Canadelo). Les grands plis ouverts plurikilométriques de la phase F3 ne sont accompagnés que par une schistosité de crénulation sans recristallisation métamorphique et déforment les isogrades du métamorphisme régional. Les roches métamorphiques de degré élevé apparaissent d'ailleurs au cœur des synformes F3 (phase 2 régionale). Dans la zone de l'andalousite, la schistosité S3 devient localement plus pénétrative et s'accompagne d'une recristallisation de muscovite et de biotite. A proximité immédiate du batholite syn-F3 de Vila Real, F3 est accompagnée par la cristallisation de biotite, d'andalousite pléochroïque et de fibrolite (sillimanite).

Dans l'autochtone, la blastèse minérale est syn-F1 à syn-F2, mais il existe une blastèse anté-F1 (rares porphyroblastes d'andalousite). Le pic du métamorphisme est atteint, loin de l'influence des granites, entre F1 et F2 (porphyroblastèse d'andalousite syn-F1 et de grenat post-F1 à anté-F2) puisque F2 déforme les porphyroblastes dans les secteurs proches de la limite autochtone-paraautochtone.

AUTOCHTONE

		Zone de la chlorite Secteur de Freixieiro	Zone de la biotite Secteur Bouca	Zone de l'andalousite et de l'almandin		
					Contact avec le granite de Vila Real	Contact avec les granites porphyroïdes de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante
Phase	Déformation	Plis hecto-à kilométriques -axe N150 déjetés à déversés vers le NE (vergence NE) S0 transposée par S1 Schistosité de plan axial plongement 40-45° SW Linéation S0 S1 (linéation d'axe de pli) plongement léger vers E W - dispersion attribuée à la phase sarde (plis ouverts axe NE-SW)	I D E M S0 fortement transposée par S1 (schistosité de flux)	S1: schistosité de flux	I D E M	
	F1	Métamorphisme	Chlorite et biotite disposées suivant S1	Chlorite ou muscovite ou muscovite+biotite disposées suivant S1	I D E M - rare porphyroblastèse d'andalousite ante F1 à syn F1	
Métamorphisme inter F1-F2		Chlorite et chloritoïde parfois sécants sur S1 (blastèse post-F1)	Blastèse post-F1 de chlorite et biotite poecilites	Porphyroblastèse grenat se superpose à S1 sans la déformer: post-F1 Andalousite post-F1, ante-F2 Biotite post-F1 ante-F2		
Phase	Déformation	Grand antiforme: Vila Real-Moncorvo / Synforme Celorico de Basto-Valença plis subverticaux ouverts de direction N145 (sect. Vila Real) à N110 (sect. Celorico de Basto)				
		S3 : schistosité de crénulation subverticale accompagnant les plis métriques		S3 transpose localement S1 et déforme les porphyroblastès d'andalousite	I D E M	
	F3	Métamorphisme	S3 perturbe légèrement S1	S3 localement pénétrative et transpose S1	Recristallisation et réorientation de muscovite et biotite	Recristallisation de muscovite et biotite. Cristallisation de biotite-andalousite-fibrolite pléochroïques
Métamorphisme de contact du massif de Lamas de Olo Post-F3					1 km autour du massif de Lamas de Olo. Cornéennes à andalousite, cordiérite, biotite et muscovite post-F3	Recristallisation de muscovite, biotite, andalousite pléochroïque en arcs polygonaux fossilisant les plis F3. Cristallisation de sillimanite à proximité immédiate des granites

PARAUTOCHTONE ET ALLOCHTONE

		Zone biotite Zone frontale du parautochtone : Unité de Canadelo	Zone de l'andalousite Unité de Canadelo	Zone de la cordiérite et de l'andalousite Parautochtone : Unité de Mouquim Allochtone : Unité de Vila Nune	Au contact des granites porphyroïdes d'Amarante et de Celorico de Basto
F1	Déformation	Plis plurikilométriques couchés et accompagnés d'une schistosité (de flux) de plan axial sub- horizontal (vergence SE)	I D E M	I D E M	
	Métamorphisme	Muscovite, biotite et chlorite disposées suivant F1	Muscovite, biotite suivant S1. Porphyroblastèse d'andalousite syn F1	Muscovite et biotite suivant F1 Andalousite syn F1 Cordiérite syn F1	
Métamorphisme inter F1 - F2		porphyroblastèse de chlorite et biotite	porphyroblastèse d'andalousite et de biotite	porphyroblastèse d'andalousite, biotite et cordiérite	
F2	Déformation	Notable à proximité des contacts anormaux (nappes) Légère transposition de S1 moulant les porphy- blastés de chlorite et biotite inter F1-F2	S2 (schistosité de flux) se superpose à S1 S1 reste visible dans les porphyroblastés	S2 schistosité de flux	
	Métamorphisme	Recristallisation de muscovite et biotite suivant S2	I D E M	I D E M + rare por- phyroblastèse d'anda- lousite et cordiérite	
Métamorphisme inter F2 - F3			Biotite post-F2 près du granite da S.da Graça	Andalousite post-F2 près du granite da S. da Graça	
F3	Déformation	Plis de même type que dans l'autochtone S3 : schistosité de crénulation frustre	I D E M	Schistosité de crénula- tion et rarement schistosité de flux	
	Métamorphisme	pas de recristallisation		Recristallisation de biotite et muscovite quand schistosité de flux et peut-être andalousite et cordiérite	
Métamorphisme de contact des granites porphyroïdes de Celorico de Basto et Aregos-Amarante Post - F3					Cristallisation de muscovite et biotite non orientées. Cristallisation de sillimanite (et FK) à proximité immédiate des granites de Celorico de Basto et d'Amarante-Aregos

Tableau I-1 : Relations entre déformation et métamorphisme dans la zone de Celorico de Basto.

A proximité du batholite syn-F3 de Vila Real, la blastèse minérale se poursuit pendant F3 (porphyroblastèse de biotite, d'andalousite pléochroïque et de fibrolite).

Près des batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante, dans la zone de l'andalousite du métamorphisme régional, la blastèse minérale se poursuit même après F3 : recristallisation de muscovite, de biotite et d'andalousite pléochroïque en arcs polygonaux fossilisant les plis de phase F3 et cristallisation de sillimanite à proximité immédiate des granites.

La mise en place post-tectonique (post-F3) du massif de Lamas de Olo entraîne l'effacement des textures antérieures et la formation de cornéennes à muscovite, biotite, andalousite et cordiérite.

4-3.2 Dans l'allochtone

Dans l'allochtone, F1 est accompagnée par une schistosité de flux, F2 par une schistosité de crénulation ou de flux (à proximité des granites syn-F2 ou des accidents chevauchants). F3 est accompagnée par une schistosité de crénulation et plus rarement par une schistosité de flux (recristallisation de muscovite et de biotite).

La blastèse minérale est essentiellement syn-F1 à syn-F2 mais le pic du métamorphisme est atteint entre F1 et F2 (porphyroblastèse de biotite, d'andalousite et de cordiérite). Cependant, la cristallisation de l'andalousite et de la cordiérite débute dès F1.

A proximité des massifs granitiques de S^{ra}. da Graça et de Paradança, le pic du métamorphisme est atteint pendant la phase qui contrôle sa mise en place, c'est-à-dire F2 (cordiérite syn-F2; andalousite et biotite syn à post-F2).

Près des batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante, la blastèse minérale se poursuit après F3 : recristallisation de muscovite et de biotite non orientées. A proximité immédiate de ces batholites, on observe l'association muscovite-sillimanite puis l'apparition du feldspath potassique.

4-4 Conditions du métamorphisme

Dans l'autochtone, Pereira (1987) décrit un grenat riche en almandin dans les niveaux ferrifères de l'Ordovicien et dans des niveaux ampélitiques du Silurien. Ce type de grenat est absent dans les schistes noirs et les ampélites du Silurien de l'allochtone dont la composition est pourtant proche de celles des ampélites de l'autochtone. Les conditions du métamorphisme sont donc différentes dans les deux unités.

Pereira (1987), en se basant sur la présence ou l'absence d'almandin dans les niveaux ampélitiques et sur sa composition dans le premier cas (faible rapport Fe/Fe+Mg suggérant des pressions intermédiaires), ainsi que sur la succession et la nature des zones métamorphiques dans les roches à composition pélitique définit d'après les nomenclatures de Miyashiro (1961) et Winkler (1976) :

- dans l'autochtone un métamorphisme de bas degré (épizonal à mésozonal) et de pression intermédiaire de type Barrovien ($P=4\text{Kb}$, $T^{\circ}\text{C}=400\text{-}500^{\circ}\text{C}$) ;
- dans l'allochtone un métamorphisme de degré moyen (mésozonal) et basse pression de type Abukuma ($P=2.5\text{-}3\text{Kb}$, $T^{\circ}\text{C}=550\text{-}600^{\circ}\text{C}$).

4-5 Conclusion

Les relations cristallisation-déformation des minéraux typomorphes montrent que le métamorphisme est essentiellement syntectonique et lié au développement de l'orogène.

Les granites à biotite dominante qui constituent l'essentiel des batholites tardi- à post-F3 de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante sont intrusifs dans la zone de l'andalousite de l'autochtone et dans la zone de l'andalousite et de la cordiérite de l'allochtone. Mise à part la zone la plus interne très restreinte où cristallise la sillimanite, il apparaît que la différence entre la température du métamorphisme de contact de ces granites et la température du métamorphisme régional était plus importante dans l'autochtone (Température maximale atteinte: $T^{\circ}\text{C}=400-500^{\circ}\text{C}$) que dans l'allochtone (Température maximale atteinte: $T^{\circ}\text{C}=550-600^{\circ}\text{C}$) : on a une blastèse de muscovite, de biotite et d'andalousite dans l'autochtone et blastèse de muscovite et de biotite dans l'allochtone.

Ces granites à biotite dominante, apparemment de genèse profonde, semblent être à l'origine du flux thermique responsable du métamorphisme régional (Bard, 1978) ; ces granites se mettent en place lors des périodes de relaxation des contraintes, c'est-à-dire avant et après F3 (Pereira, 1987). A proximité de ces granites, la blastèse minérale se poursuit jusqu'au moment de la phase qui contrôle leur mise en place dans les niveaux crustaux supérieurs, c'est à dire F3. Ces granites disloquent les isogéothermes et confèrent au métamorphisme les caractéristiques d'un métamorphisme de type basse pression.

5 Magmatisme hercynien

Dans la péninsule ibérique, le magmatisme hercynien donne lieu à la production abondante de granitoïdes (fig. I-11).

D'un point de vue chronologique, on distingue classiquement les "oldest" granites, les "older" granites et les "younger" granites. Priem et al. (1967, 1984) datent les "older" à 308 ± 10 M.A., les "younger" à 290 ± 11 M.A. (méthode Rb-Sr sur biotites et muscovites). Pinto et al. (1979) distinguent en outre des "preolder" (322 ± 15 M.A.) et des "newer" granites (280 ± 10 M.A.). Les "oldest" granites se mettent en place dès le début de l'orogénèse hercynienne. Les "older" et "younger" granites sont associés à la phase asturienne intra-westphalienne (F3 de Pereira (1987)). Les "older" granites sont antestéphaniens puisqu'ils se trouvent en galets remaniés dans le Stéphanien. Les "younger" granites sont intrusifs dans la lignée des "older" granites et franchement discordants sur les structures hercyniennes.

Les granitoïdes hercyniens ont été regroupés par Capdevilla et Floor (1970) en deux grandes catégories :

- les leucogranites peralumineux, désignés comme "alcalins", surtout mis en place pendant la tectogénèse et considérés comme étroitement contrôlés par le métamorphisme régional ;

- les monzogranites, granodiorites et roches basiques associées désignés comme granitoïdes calco-alcalins et qui se répartissent en deux groupes d'âge : un premier groupe (granodiorites précoces) mis en place avant la phase 2 régionale (F3 de Pereira) sous la forme de massifs allongés parallèlement aux grands décrochements hercyniens et un deuxième groupe (granodiorites tardives), plus important, mis en place après la tectogénèse sous la forme de massifs circonscrits.

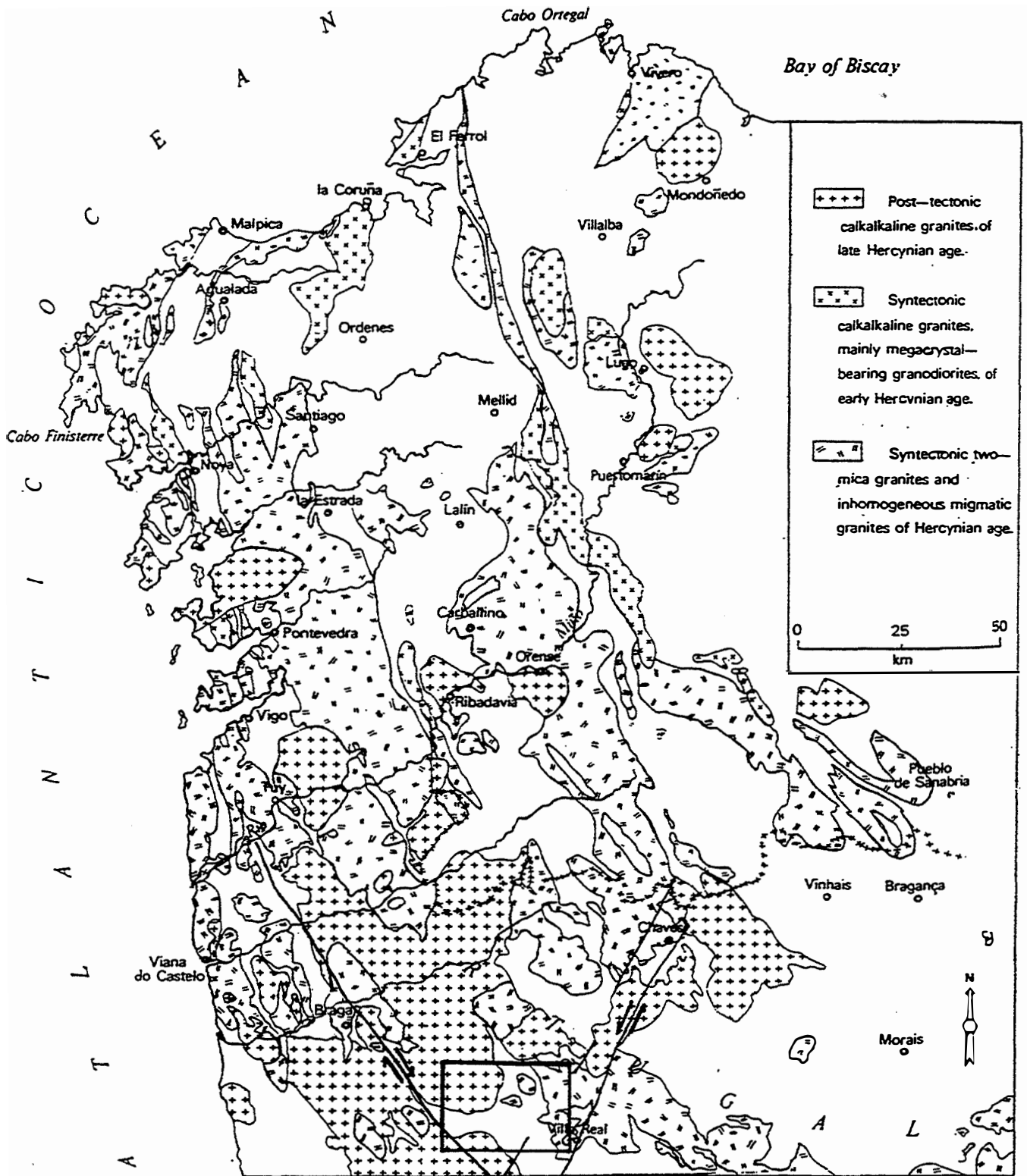


Figure I-11: Granitoïdes Nord-ouest de la péninsule ibérique. D'après Tex (1977). La zone de Celorico de Basto est encadrée.

- "calk-alkaline granites" correspond aux suites calco-alkalines
- "two-mica granites" correspond aux granites peralumineux à deux micas, désignés comme "alcalins" par Capdevilla et Floor (1970).

Dans cette étude nous avons regroupé les ensembles granitiques en groupes plus ou moins différenciés classés d'après le caractère peralumineux plus ou moins bien marqué des termes leucocrates qu'ils contiennent.

Le premier groupe ne comprend que des granites fortement peralumineux parfois très leucocrates (granites à deux micas riches en muscovite) syn-tectoniques (olders granites) qui correspondent aux leucogranites peralumineux, désignés comme alcalins par Capdevilla et Floor (1970). Dans la zone de Celorico de Basto, se rattachent à ce groupe, les granites en massifs circonscrits de S^{ra} da Graça et de Paradança, structurés par F2, ainsi que l'assemblage complexe d'intrusions granitiques qui constitue le batholite de Vila Real; ce batholite occupe le coeur d'une antiforme F3 et est structuré par cette phase.

Le second groupe est le plus important en volume dans le segment ibérique hercynien. Il est essentiellement constitué de granodiorites et de granites à biotite dominante (et muscovite subordonnée) modérément peralumineux qui correspondent aux granitoïdes calco-alcalins de Capdevilla et Floor (1970). Dans ce groupe, les termes leucocrates sont beaucoup moins abondants que dans le premier groupe. Ils sont généralement modérément peralumineux. Pereira (1987) distingue :

- une "série" précoce (anté à syn-F3). Dans la zone Centro Ibérique, les âges radiométriques des granitoïdes de cette série sont compris entre 325 M.A. ("preolder" granites de Pinto et al. (1979)) à 305 M.A. ("older" granites de Priem et al. (1967, 1984)) ;
- une "série" intermédiaire (tardi à post-F3). Les âges radiométriques connus sont compris entre 305 et 290 M.A. ("younger" granites de Priem et al. (1967, 1984)) ;
- une "série" tardive (post-F3). Les âges radiométriques sont compris entre 290 et 280 M.A. ("younger" granites de Priem et al. (1967, 1984) ou "newer" granites de Pinto et al. (1979)).

Précisons que le terme tardi-tectonique est utilisé pour les massifs mis en place sous contrainte tectonique mais dont l'essentiel de la cristallisation se déroule dans des conditions post-tectoniques.

Une comparaison avec la classification de Capdevilla (1970) montre que la "série" précoce est équivalente aux granodiorites précoces alors que la "série" intermédiaire et la "série" tardive sont équivalentes aux granodiorites tardives.

Le troisième groupe est essentiellement représenté par des granites métaalumineux, assez leucocrates, à biotite seule (appelées adamellites par les anglo-saxons). Les termes les plus leucocrates de ce groupe sont généralement juste saturés en alumine mais peuvent aussi localement (zones apicales des intrusions) être modérément peralumineux. Les granitoïdes de ce groupe recoupent les granitoïdes des groupes 1 et 2 et semblent correspondre aux "newer" granites de Pinto et al. (1979).

Dans le secteur ce groupe est représenté par le massif circonscrit de Lamas de Olo. Cette intrusion différenciée à caractère calco-alcalin est franchement post-tectonique. Elle est essentiellement constituée par un granite porphyroïde qui est intrusif dans le batholite de Vila Real. Les contacts de ce granite avec les granites à deux micas du batholite de Vila Real ou avec les métasédiments inclus dans ce dernier sont nets et parallèles aux directions des décrochements conjugués tardi-hercyniens NE-SW à NNE-SSW et NW-SE. D'après Pereira (1987) la mise en place de ce massif s'est faite sous le contrôle de la fracturation tardi-hercynienne lors de la remontée post-tectonique du bâti.

CHAPITRE II

LE BATHOLITE HERCYNIEN

DE CELORICO DE BASTO



1 Individualisation et caractères généraux du batholite de Celorico de Basto

Dans la péninsule ibérique, et en particulier dans la zone Centro-Ibérique qui forme l'ossature de la chaîne varisque, le magmatisme hercynien donne lieu à la production abondante de granitoïdes (Fig. I-5, I-11). Les granitoïdes désignés comme calco-alcalins sont les plus importants en volume dans la péninsule ibérique (Capdevilla et Floor, 1970). L'essentiel de ces granitoïdes se mettent en place après la tectogenèse (granodiorites tardives de Capdevilla (1970)) sous la forme de massifs circonscrits, parfois à structures concentriques, qui s'alignent suivant des arcs parallèles aux structures majeures de la chaîne depuis les Beiras jusqu'en Galice occidentale (Capdevilla et al., 1973).

La coalescence des intrusions de ces granitoïdes constitue d'énormes batholites dont le plus important est celui qui occupe l'essentiel des Sierras centrales (prolongement ouest de la cordillère centrale espagnole).

La zone de Celorico de Basto située au NW de ces Sierras centrales est pour une bonne partie occupée par la terminaison SE d'un de ces batholites : le **batholite hercynien de Celorico de Basto**. Ce batholite est essentiellement constitué par un granite porphyroïde à biotite dominante tardi- à post-tectonique ("série intermédiaire" de Pereira, 1987) : le granite de Celorico de Basto. Dans la partie SW de la zone de Celorico de Basto affleure un granite pratiquement identique au granite de Celorico de Basto. Ce granite dit de Amarante constitue la terminaison NW du grand batholite de Aregos-Amarante. Le batholite de Celorico de Basto et le batholite de Aregos-Amarante sont situés de part et d'autre du décrochement de Vigo-Amarante-Régua (Fig. I-9) orienté NW-SE.

Les granitoïdes post-tectoniques ("série tardive" de Pereira, 1987) se mettent en place sous forme de petites intrusions bien individualisées dans le granite porphyroïde de Celorico de Basto ou dans son auréole de métamorphisme de contact. Cette "série" tardive est en fait une suite de termes métaalumineux (gabbronorites et diorites en enclaves dans des granodiorites) et de termes modérément à fortement peralumineux (granite porphyroïde à biotite dominante G2, granites fins leucocrates à biotite dominante localement à deux micas et aplopegmatites associées). La mise en place de ces granites post-tectoniques s'est faite pendant et sous le contrôle de la fracturation tardi-hercynienne qui a accompagné la période de surrection finale de la chaîne hercynienne (Ribeiro, 1980; Pereira, 1987).

2 Granodiorite porphyroïde à biotite seule anté à syn-F3 (granodiorite précoce)

2-1 Introduction.

Dans la zone de Celorico de Basto, le groupe des granitoïdes calco-alcalins précoces (granodiorites précoces de Capdevilla et Floor, 1970) n'est représenté que par une granodiorite porphyroïde à biotite seule ("série précoce" de Pereira, 1987) qui occupe la terminaison SW de l'intrusion de Felgueiras.

Bien représenté en Galice (surtout occidentale), le groupe des granitoïdes calco-alcalins précoces est essentiellement représenté par des granodiorites et plus rarement par des granites. Cependant, Galan (1987), indique que dans le massif de Vivero situé entre Bayo et Vigo (Galice), ce groupe comprend des termes plus basiques (granodiorites à amphibole avec reliques de clinopyroxène) et même des roches ultramafiques de type cortlandite.

Les granitoïdes calco-alcalins précoces forment des massifs allongés suivant des accidents majeurs qui jouent essentiellement en décrochements. Dans la zone de Celorico de Basto, ces accidents sont représentés par le décrochement de Vigo-Amarante-Régua et

par le décrochement parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real tout deux de direction NW-SE, ainsi que par le cisaillement conjugué de Vila Real de direction NNE-SSW (Fig. I-9).

D'après Capdevilla et Floor (1970), les granitoïdes calco-alcalins précoces ne montrent pas de liens évidents avec le métamorphisme régional. Leur mise en place est toujours antérieure à la phase F3 asturienne intra-westphalienne : ces granitoïdes sont toujours déformés.

2-2 Mise en place.

L'intrusion de Felgueiras. est allongé parallèlement au décrochement de Vigo-Amarante-Régua de direction NW-SE qui semble guidé sa mise en place (Fig. I-10). La granodiorite précoce qui affleure dans la zone de Celorico de Basto montre une orientation des biotites et des phénocristaux de feldspath potassique parallèle à S3 de l'encaissant. Elle est donc anté à syn-F3.

2-3 Caractères macroscopiques et éléments pétrostructuraux.

La granodiorite précoce a un grain moyen à grossier. Le caractère porphyroïde est généralement bien marqué. Les phénocristaux de feldspath potassique sont aplatis suivant (010) et présentent de nombreuses inclusions de biotites orientées parallèlement au surfaces de croissance.

Cette granodiorite est déformée. Sur le terrain on observe une foliation à pendage subvertical définie par l'orientation des phénocristaux de feldspath potassique, les biotites de la matrice et les rares enclaves microgrenues. Cette foliation d'orientation N135 à N130 est parallèle à S3 de l'encaissant

L'intensité de la déformation est très intense le long de couloirs décamétriques dont l'orientation est parallèle à celle du décrochement de Vigo-Amarante-Régua. Dans ces couloirs la foliation est très nette et la roche prend alors une allure d'orthogneiss.

Pereira (1987) indique l'existence de structures C et S. Les plans S (foliation) font un angle faible à nul avec les plans C (plans de cisaillement) ce qui montre, d'après cet auteur, le caractère très ductile du décrochement de Vigo-Amarante-Régua.

En ce qui concerne les joints, l'altération rend les observations difficiles mais une famille de joints subverticaux parfois à pendage vers le NE et de direction NW-SE est visible localement.

2-4 Altérations.

Les seuls affleurements utilisables sont ceux situés en bordure de vallée, dans les zones à forte pente où l'épaisseur de la zone arénisée est moins importante. La granodiorite précoce apparaît souvent lardée de filonnets de quartz centimétriques (rarement décimétriques). On observe parfois des greisens aux épontes de ces filonnets. De l'épidote est parfois visible le long de joints de direction NW-SE.

2-5 Enclaves.

Quelques rares enclaves microgrenues sombres, riches en biotite, sont présentes. Ces enclaves de matériel en apparence plus basique sont habituellement de petite taille et sont étirées et orientées parallèlement à la foliation.

3 Granites porphyroïdes à biotite dominante tardi à post-F3 de Celorico de Basto et d'Amarante

3-1 Introduction.

Ces granites porphyroïdes à biotite dominante sont tardi à post-tectoniques relativement à F3 et développent un métamorphisme de contact qui se surimpose à un métamorphisme régional épizonal à mésozonal essentiellement syn-F2. L'auréole qui en résulte recoupe les structures thermiques du métamorphisme régional syn-F2.

Le caractère circonscrit de ces granites est bien marqué et on note l'absence d'apophyses et de cortège filonien. Nous n'avons observé qu'un seul filon de granite de Celorico de Basto, intrusif dans l'unité de Vila Nune à une cinquantaine de mètres du contact batholite de Celorico de Basto-encaissant et parallèle à ce dernier. Dans ce filon, le granite de Celorico de Basto montre un caractère porphyroïde moins marqué que dans l'ensemble du batholite.

A l'Est de Agilde, le contact granite-encaissant est marqué sur une épaisseur de 2m et très localement par des migmatites d'injection développées sur des cornéennes à sillimanite qui frangent le contact entre le granite de Celorico de Basto et son encaissant métasédimentaire. Les observations faites tout au long du contact montrent le faible développement de ces migmatites et le caractère généralement franc et net du contact.

3-2 Mise en place.

Le batholite de Celorico de Basto et le batholite de Aregos-Amarante sont allongés parallèlement au grand décrochement de Vigo-Amarante-Régua orienté NW-SE (Fig. I-9, I-11). Ils se situent symétriquement et de part et d'autre de cet accident.

Dans le secteur étudié, les plis F3 se disposent en échelons dextres, avec une géométrie sigmoïde, entre la faille de Vigo-Amarante-Régua et la faille parallèle à la bordure SW du massif granitique de Vila Real. Ces failles qui avaient joué en décrochement sénestre lors de la phase 1 jouent en décrochement dextre pendant F3.

Pereira explique la géométrie sigmoïde des plis F3 par une rotation de leur axe de direction initiale N110E jusqu'à une direction parallèle à celle des décrochements, c'est-à-dire NW-SE, à proximité de ces derniers. La carte de la figure I-9 où est reportée la trace de la linéation d'intersection S3/S1 et S3/S2, montre que dans l'autochtone loin du granite de Celorico de Basto les axes des plis F3 ont une direction pratiquement constante et parallèle à celle de ces deux cisaillements c'est à dire NW-SE alors qu'à proximité du granite de Celorico de Basto les plis F3 ont une orientation N110. Suivant l'explication proposée par Pereira (1987), la rotation des axes des plis F3 devrait être facilitée à proximité du granite de Celorico de Basto pour des raisons d'augmentation de la ductilité liée à l'augmentation de température (ces granites développent une auréole de métamorphisme de contact). Il est donc probable que l'orientation N110E des plis F3 à proximité du granite de Celorico de Basto soit due à un rebroussement des couches lié à la mise en place de ce batholite. Ceci indique le synchronisme probable de la mise en place du granite de Celorico de Basto avec

la phase F3. L'absence d'orientation liée à cette phase montre que la consolidation de ce granite lui est postérieure.

3-3 Caractères macroscopiques

Le granite de Celorico de Basto et le granite d'Amarante sont des granites grossiers porphyroïdes essentiellement biotitiques. Le caractère porphyroïde est bien marqué. Dans une mésostase de feldspath potassique, quartz, plagioclase et biotite à grain grossier, on observe des phénocristaux de feldspath potassique d'une taille allant jusqu'à 10 cm et contenant de nombreuses inclusions orientées de petites biotites et parfois de quartz en périphérie. La biotite est le seul minéral ferromagnésien. La muscovite apparaît liée à la biotite. Les minéraux accessoires sont l'ilménite, le zircon, l'apatite et l'allanite.

A l'échelle de l'affleurement, il y a des variations dans la quantité de phénocristaux qui sont presque jointifs dans certains échantillons. Ces concentrations de phénocristaux forment parfois des nids ou des cheminées analogues à celles que l'on observe dans le granite porphyroïde de la Margeride (Massif Central français) (Couturié, 1977) et sont probablement dues au flux magmatique.

3-4 Altérations

L'arénisation est importante, surtout dans les zones de morphologie assez plate. Les phénocristaux forment parfois le seul matériel observable. Dans les zones plus accidentées l'érosion a formé des chaos granitiques en dégageant l'arène. Ces chaos sont constitués d'énormes blocs de granite non altérés dont certains sont partiellement noyés dans l'arène granitique. Il est remarquable que seuls les granites post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto, et en particulier ceux qui présentent un caractère porphyroïde, montrent cette désagrégation en boules.

Quelques greisens fissuraux se développent préférentiellement le long des joints et des fractures de direction NE-SW. Il existe parfois une zonation minéralogique autour des fractures de cette direction. La zone interne est greisénisée (La muscovite se développe au dépens des feldspaths). Dans la zone externe les plagioclases prennent une teinte verdâtre (épidotisation et séricitisation).

3-5 Enclaves

Les enclaves métasédimentaires et les schlierens biotitiques sont rares et on note en général l'absence de phénomènes d'assimilation au niveau actuel d'observation. Les enclaves de matériel plus basique sont exceptionnelles.

3-6 Eléments pétrostructuraux.

Une fabrique magmatique est parfois visible dans le granite de Celorico de Basto et dans le granite d'Amarante. Elle est définie par l'orientation planaire des phénocristaux de feldspath potassique dans une matrice apparemment non orientée. Cette fabrique magmatique est généralement difficilement visible au coeur de l'intrusion. En bordure elle est parallèle aux contacts et parfois à S3 de l'encaissant, en particulier pour le granite d'Amarante. Cependant dans ce dernier cas le contact est lui-même parallèle à cette schistosité. L'orientation des phénocristaux est due au flux magmatique lui-même contrôlé

par la géométrie de l'intrusion. Selon Pereira (1987), la matrice montre parfois des petits décrochements fragiles post-consolidation probablement liés à la fracturation tardi-hercynienne.

Les joints de ces granites sont en majorité verticaux. Les joints horizontaux résultent apparemment de l'altération superficielle (exfoliation). Dans le granite de Celorico de Basto, les directions principales de ces joints sont parallèles aux directions de la fracturation tardive NE-SW et NW-SE. On note parfois l'existence de joints dont l'orientation est liée à la fabrique magmatique.

Dans le granite de Amarante, on observe une direction parallèle et une direction perpendiculaire à la fabrique magmatique. La présence d'aprites et de rares bouffées pegmatitiques le long de ces joints suggèrent que ces derniers sont de formation précoce. Les joints liés aux directions de la fracturation tardi-hercynienne semblent moins bien exprimés. Ces observations suggèrent que les joints du granite de Celorico de Basto sont de formation plus tardive que ceux du granite de Amarante.

3-7 Fracturation.

Un système de failles conjuguées orientées NE-SW et NW-SE ainsi qu'un système de failles N-S affectent le granite de Celorico de Basto et son encaissant métasédimentaire. Le système de fractures dominant est le système NE-SW. Il est marqué par des filons de quartz plus ou moins brèchiques dans le granite de Celorico de Basto et dans son encaissant métasédimentaire. Dans le granite de Celorico de Basto le système NE-SW est aussi souligné par des brèches granitiques cimentées par du quartz.

4 Granitoïdes tardifs (post-F3) du batholite de Celorico de Basto

4-1 Répartition des granitoïdes tardifs en quatre groupes

Tous les granitoïdes tardifs sont dépourvus de foliation et clairement post-tectoniques (post-F3). Ils sont intrusifs dans le Batholite de Celorico de Basto (série intermédiaire) ou dans son auréole de métamorphisme de contact (zone de l'andalousite et de la cordiérite).

On peut, en se basant sur les compositions chimiques des granitoïdes, sur leur relations structurales mutuelles ou avec l'encaissant métasédimentaire (Fig. I-10) ainsi que sur la présence ou l'absence d'enclaves basiques et/ou métasédimentaires, répartir les granitoïdes tardifs de la zone de Celorico de Basto en quatre groupes.

Groupe 1: Granitoïdes métaalumineux à enclaves basiques.

Ce groupe est essentiellement représenté par des granodiorites à hornblende et biotite contenant de nombreuses enclaves de roches basiques : diorites à hornblende et biotite et rares gabbronorites à orthopyroxène, clinopyroxène, amphibole et biotite.

Groupe 2: Granites porphyroïdes, modérément peralumineux, à biotite dominante et à enclaves basiques et métasédimentaires.

Ce groupe est représenté par le granite G2. Ce granite à biotite seule, localement à biotite et muscovite secondaire, contient des enclaves métasédimentaires et des essaims d'enclaves microgrenues dioritiques.

Des granites à grain fin forment localement de rares lentilles subhorizontales de faible extension. Le mode de gisement de ces granites (faciès G_{fin}.VP) diffère nettement de celui des granites fins peralumineux du groupe 3 et indique un cogénéisme avec G2.

Groupe 3: Granites fins peralumineux sans enclaves, à biotite et muscovite subordonnée, exceptionnellement à biotite seule

Les granites de ce groupe forment des stocks de taille généralement modeste dans le granite de Celorico de Basto et dans son encaissant métasédimentaire immédiat (auréole de métamorphisme de contact). Ces granites ont une texture équante, sont à grain fin et à biotite et muscovite subordonnée, exceptionnellement à biotite seule. Les termes les plus différenciés de ce groupe sont à deux micas (stock de Seixoso) ou à muscovite et tourmaline (stock de Outeiro) et occupent les zones apicales des intrusions. Ces "apogranites" ne sont visibles que dans les intrusions mises en place dans l'encaissant métasédimentaire du granite de Celorico de Basto. Ces termes différenciés n'ont pas été observés dans les stocks intrusifs dans le granite de Celorico de Basto, les zones apicales de ces intrusions ayant été décapées par l'érosion.

On peut rattacher à ce groupe le granite dit de Fafe. Ce granite fin peralumineux à biotite dominante (et muscovite subordonnée) est intrusif dans le granite porphyroïde G2 (groupe 2).

Groupe 4: Aplopegmatites minéralisées en Sn-Ta-Nb-Li-Be

L'encaissant métasédimentaire situés dans l'auréole de métamorphisme de contact du grand batholite de Celorico de Basto contient plusieurs champs d'aplopegmatites portant des minéralisations en Sn-Ta-Nb-Li-Be : Seixoso, Vilares-Gontaes, Fontao et Vieiros.

Les relations entre aplopegmatites et granites fins peralumineux sont claires dans le cas du champ d'aplopegmatites de Seixoso. En effet l'aplopegmatite principale (subhorizontale) de ce champ s'enracine au toit du stock de Seixoso. Les relations de terrain permettent donc d'envisager un lien génétique entre les aplopegmatites et les granites fins peralumineux du groupe 3.

4-2 Mise en place et relations structurales entre les granitoïdes tardifs

On peut en utilisant des critères purement cartographiques (Carte au 1/50000 de Pereira, 1984 ; Fig. I-10) et à partir d'observations sur le terrain proposer une chronologie de mise en place des granitoïdes des différents groupes.

La mise en place des granitoïdes tardifs est contrôlée par la fracturation tardi-hercynienne représentée par un système de failles conjugués orientées NE-SW et NW-SE, ainsi que par un système de failles N-S mal exprimé dans le cas des granites fins peralumineux (groupe 3). Ces failles affectent tant le granite de Celorico de Basto que son encaissant métasédimentaire. Dans l'encaissant métasédimentaire, la direction des axes des plis de phase F3 exercent un contrôle supplémentaire sur la mise en place des granites fins peralumineux.

L'intrusion de Carvalho située à 4 Km à l'Ouest de Celorico de Basto est essentiellement constituée par des granodiorites à amphibole et biotite qui passent progressivement (il n'a pas été observé de contact net de type intrusif), vers le coeur de l'intrusion, à des granodiorites leucocrates porphyroïdes (feldspath potassique) à biotite

seule. La composition chimique et la minéralogie de ces granodiorites leucocrates porphyroïdes est très proche de celle du granite modérément peralumineux G2 (groupe 2). Cette intrusion présente donc une zonation pétrographique et chimique qui permet d'envisager un lien génétique entre les granitoïdes métaalumineux du groupe 1 (granodiorites et leurs enclaves basiques) et les granites porphyroïdes modérément peralumineux à biotite dominante du type de G2.

Les relations structurales observées entre les granitoïdes des groupes 1 et 2 suggèrent une mise en place à peu près simultanée au moins dans le cas de l'intrusion zonée de Carvalho.

Les relations entre granitoïdes des groupes 1 et 2 et celle du groupe 3 apparaissent clairement dans le secteur situé autour de l'intrusion de Carvalho. Cette intrusion est allongée suivant la direction NW-SE qui est celle de la faille qui a guidé sa mise en place. Les granites fins peralumineux (groupe 3) constituent quatre petits stocks, très allongés suivant une direction NE-SW et recoupent indifféremment le granite de Celorico de Basto de la série intermédiaire et les granodiorites tardives qui constituent l'intrusion de Carvalho. Les observations faites sur le stock principal de granite fin peralumineux montrent que ce dernier est nettement intrusif et prend en enclave les granodiorites. Les granites fins peralumineux du groupe 3 sont donc plus tardifs que les granitoïdes des groupes 1 et 2. Les aplopegmatites (groupe 4) qui sont enracinées dans les stocks de granites fins du groupe 3 semblent donc représenter la dernière manifestation du magmatisme dans le secteur de Celorico de Basto.

La chronologie relative de mise en place des granitoïdes tardifs de la zone de Celorico de Basto est donc :

- Granitoïdes métaalumineux du groupe 1 et granites modérément peralumineux du type G2 (groupe 2) ;
- Granites fins peralumineux (groupe 3) et aplopegmatites minéralisées en Sn-Ta-Nb-Li-Be.

L'identité des structures (malgré quelques légères variations) qui contrôlent la mise en place des granitoïdes tardifs des groupes 1 et 2 et les relations mutuelles observées dans l'intrusion de Carvalho indiquent que ces granitoïdes se sont mis en place dans un intervalle de temps relativement court. Les granites peralumineux du groupe 3 et les aplopegmatites associées sont plus tardifs.

La répartition globale des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (Fig. I-10) montre que la mise en place des granitoïdes tardifs depuis leur niveau de différenciation ou de production s'est probablement faite, comme dans le cas des granites de la série intermédiaire, sous contrôle de l'accident majeur de Vigo-Amarante-Régua.

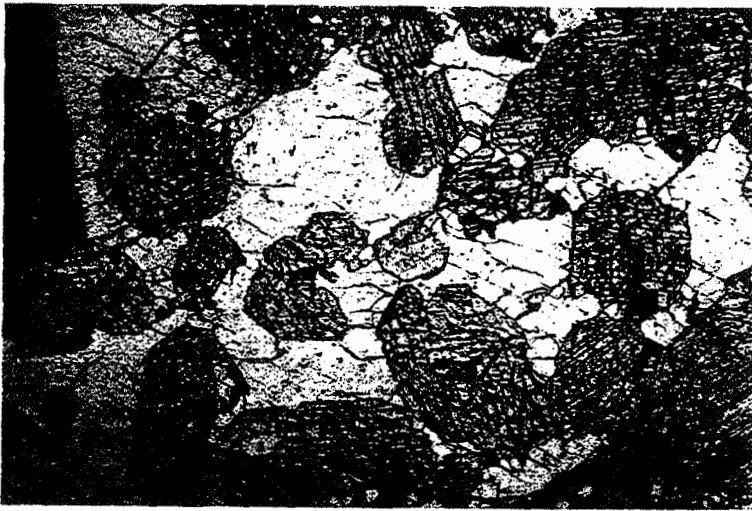
4-3 Granitoïdes métaalumineux (granodiorites) à enclaves basiques (groupe 1)

4-3.1 Zonation des intrusions de granodiorites et position des enclaves

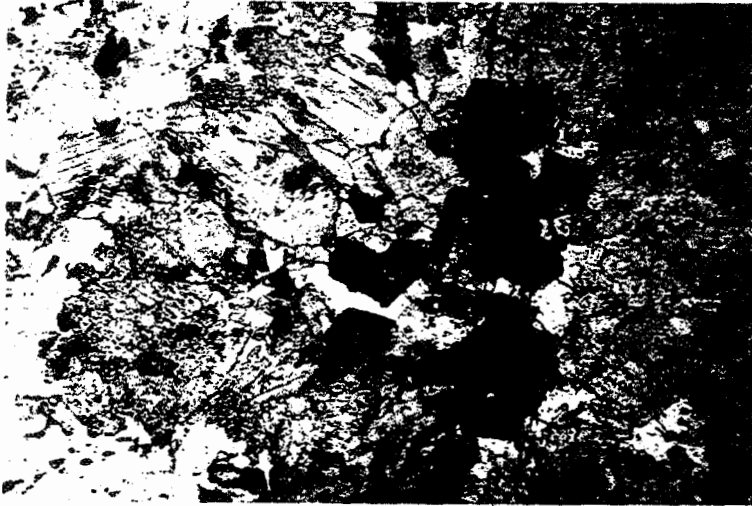
Les granodiorites tardives à enclaves basiques forment de nombreuses intrusions de taille hectométrique à kilométrique.

Dans le cas de l'intrusion de Carvalho on a pu observer une zonation continue entre la bordure et la zone centrale de l'intrusion ; de la zone de bordure vers la zone de centrale on observe :

- des granodiorites mélanocrates à amphibole, biotite et agglomérats de plagioclase contenant des enclaves grenues et microgrenues dioritiques à amphibole et biotite ainsi que de rares enclaves de gabbonorites à deux pyroxènes, amphibole et biotite ;



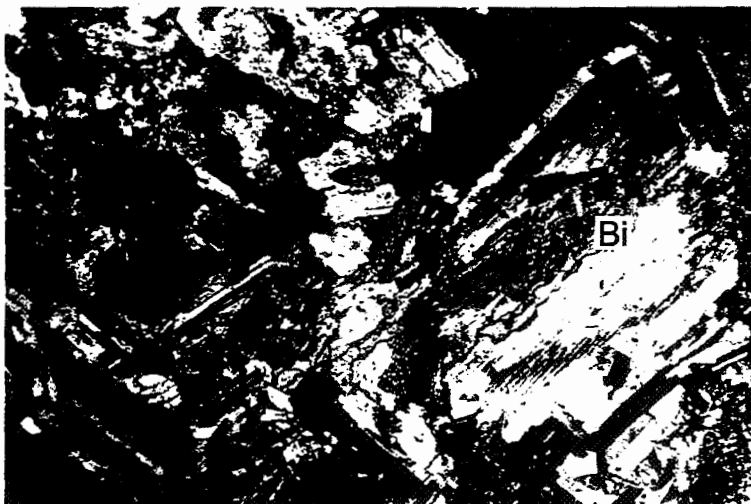
1- Accumulation des pyroxènes dans une matrice à feldspath potassique interstitiel.



2- Développement des "agrégats" à amphibole et biotite accessoire au dépens de la paragenèse précoce anhydre (pyroxènes et plagioclase). La biotite intercumulus est préservée.



3- Amphibole (hornblende actinolitique ou actinolite) tardi-magmatique.



4- Plagioclase complexe avec coeur relique acide corrodé contenant des inclusions de biotites riches en titane ($\text{TiO}_2 = 6\%$ en poids)

Planche II-1 : Enclaves de gabbronorite dans les intrusions de granodiorite.

- des granodiorites intermédiaires qui diffèrent des granodiorites mélanocrates par la nature des enclaves ; on trouve des enclaves microgrenues dioritiques et granodioritiques à amphibole et biotite ;

- des granodiorites leucocrates au caractère porphyroïde (feldspath potassique) parfois très marqué et dépourvues d'amphibole : la biotite est le seul minéral ferromagnésien. Ces granodiorites dont la minéralogie et la composition chimique est proche de celle du granite modérément peralumineux G2 contiennent des micro-enclaves biotitiques.

4-3.2 Les enclaves de gabbronorite.

a) Caractères macroscopiques.

Les enclaves de gabbronorites sont des roches hétérogranulaires très tenaces qui se caractérisent par leur texture nettement grenue (grain moyen) et par l'abondance des pyroxènes et de la biotite. La biotite forme des lamelles de grandes dimensions (souvent plus de 1 cm) qui donnent à la roche une texture cloisonnée caractéristique. Le débit de la roche se fait préférentiellement le long des clivages des biotites ce qui peut faire croire à une abondance encore plus grande de la biotite. Les enclaves de gabbronorites renferment quelques agrégats verdâtres d'amphibole comparables à ceux observés en abondance dans les granodiorites mélanocrates et intermédiaires.

b) Pétrographie

Une caractéristique remarquable des enclaves de gabbronorite est l'absence de la magnétite. L'ilménite est le seul minéral opaque et est toujours associé à la biotite avec laquelle elle forme parfois des associations symplectites.

Dans les gabbronorites, le nombre important de phases est dû à la surimposition d'une paragenèse tardimagmatique hydratée à la paragenèse précoce anhydre à caractère cumulatif composée de plagioclases en lattes, d'orthopyroxènes et de clinopyroxène. Ces minéraux sont automorphes ou subautomorphes. L'orthopyroxène est parfois rétrotransformé (altération hydrothermale) en phlogopite pauvre en titane et parfois serpentinisé (bastite). Le clinopyroxène est souvent ouralitisé (hornblende actinolitique). Les minéraux intercumulus sont la biotite en grandes plages centimétriques, l'apatite, le feldspath potassique (toujours limpide et exempt d'altération) en grandes plages poeciloblastiques englobant les phases cumulus, l'amphibole (hornblende actinolitique) le plus souvent interstitielle et très accessoirement le quartz xénomorphe et interstitiel. L'abondance du feldspath potassique est très variable à l'échelle de la lame mince. Dans certaines zones, il peut être absent et les phases cumulus sont alors presque jointives. Dans d'autres il est abondant et met en valeur le caractère automorphe des pyroxènes et des plagioclases cumulus. Dans ce dernier cas on note parfois l'association avec une amphibole (actinolite) dont l'habitus est comparable à celui des amphiboles des appinites dont le type peut être pris dans le pluton d'Ardara en Irlande (Hall, 1967).

L'abondance plus ou moins grande des phases cumulus et les proportions relatives entre celles-ci, ainsi que l'abondance très variable des minéraux hydratés provoquent des variations de texture à l'échelle même de la lame.

plagioclases

- plagioclase 1

En lattes automorphes à zonation normale modérée (An73 à An50). Le coeur est parfois séricitisé ou saussuritisé. Un de ces plagioclases contient, en bordure, une inclusion subautomorphe de clinopyroxène ce qui indique une syncristallisation au moins partielle de ces deux minéraux. Au contact du feldspath potassique, ces plagioclases sont systématiquement ourlés d'une bordure bien développée de myrmékite;

- plagioclase 2

En surcroissance xénomorphe à zonation normale forte (An50-An27) sur les lattes de plagioclases de type 1. La coupure à An50 entre plagioclase 1 et plagioclase 2 est marquée par une zonation beaucoup plus forte de la surcroissance. La fin du développement de ces surcroissances est synchrone de la cristallisation des phases intercumulus;

- plagioclase complexes de type 3 (généralement un ou deux par lame mince)

Se distinguent des plagioclases en lattes de type 1 par leur aspect plus trapu (Planche II-1.3). Le coeur à zonation oscillatoire (An50: zones étroites, An 30: zones larges) de ces plagioclases apparaît corrodé. Il est limité par une zone intermédiaire en forme d'anneau parfois discontinu riche en anorthite et partiellement séricitisée. Le coeur à zonation oscillatoire contient des inclusions de biotite non automorphes à bordures lobées qui n'ont jamais été observées dans les plagioclases de type 1. Ces biotites sont plus titanifères ($TiO_2=6\%$) que les biotites banales ($TiO_2=4.8-3.8\%$). La zone externe développée sur ce coeur relie à une zonation normale et une composition analogue à celle des plagioclases de type 1. La zone externe d'un de ces plagioclases complexes englobe partiellement un pyroxène plus ou moins rétrotransformé en amphibole. Au contact du feldspath potassique interstitiel cette zone externe est systématiquement ourlée de myrmékite comme le sont habituellement les plagioclases de type 1. L'aspect corrodé, la composition relativement sodique indiquent que le coeur de ces gros plagioclases est probablement un xénocrystal relique provenant d'un matériel acide, peut-être du magma hôte, lors de la prise en enclave du magma basique à l'origine des enclaves de gabbro-norites. La composition particulière des biotites en inclusion dans ces plagioclases plaide aussi en faveur de cette interprétation.

Ces plagioclases, comparables aux plagioclases dendritiques et squelettiques décrits par Hibbard (1981), sont couramment observés dans les associations de roches basiques et acides, plutoniques ou volcaniques pour lesquelles l'hypothèse d'hybridation est généralement acceptée (Sabatier, 1984 ; Cantagrel et al., 1984 ; Gourgaud, 1985).

Pyroxènes

Des variations dans la quantité d'orthopyroxène et de clinopyroxène sont visibles à l'échelle de la lame mince (Planche II-1.1). Les pyroxènes sont abondants lorsque les amphiboles et la biotite le sont moins. Les pyroxènes sont très souvent automorphes ; les sections perpendiculaires à l'allongement montrent bien les faces du prisme .

Les orthopyroxènes peuvent atteindre 3mm. Ils sont souvent observés en inclusions arrondies dans les biotites intercumulus dont la richesse en titane indique une cristallisation au stade magmatique et à une température relativement élevée. Ceci indique qu'au moins une partie de la biotite peut être le produit d'une réaction de type péritectique entre orthopyroxène et magma, le titane provenant de ce dernier puisque l'orthopyroxène est pauvre en titane.

Hypersthène + liquide résiduel --> Biotite + Quartz

La déstabilisation de l'orthopyroxène indique que le liquide résiduel était enrichi en eau et en alcalins. Cette réaction entre pyroxène et liquide résiduel peut être à l'origine du quartz très accessoire et interstitiel des gabbronorites. Le quartz peut cristalliser en même temps que la biotite, ou plus tard à partir du liquide résiduel.

Cette déstabilisation n'affecte pas tous les orthopyroxènes de la roche. Elle peut être absente ou localement très intense à l'échelle même de la lame. Ceci est probablement dû au caractère cumulatif des enclaves de gabbronorites et aux variations locales des proportions entre minéraux cumulus et liquide résiduel.

Amphiboles

Les amphiboles sont des hornblendes actinolitiques ou des actinolites. Elles sont souvent liées à la rétro-morphose des clinopyroxènes mais peuvent aussi être primaires, tardi-magmatiques et indépendantes de ces derniers (Planche II-1.3). Elles sont alors interstitielles par rapport aux phases anhydres précoces. Dans les zones où le feldspath potassique interstitiel est abondant, on note parfois l'association de celui-ci avec des amphiboles dont l'habitus est comparable à celui des amphiboles des appinites (cristaux prismatiques creux).

Agrégats à amphibole

La roche contient des agrégats polycristallins (Planche II-1.2) de quelques millimètres constitués d'intercroissances d'amphibole et de biotite chromifères, de quartz et de très rares clinopyroxènes de composition plus calcique (salite) que les clinopyroxènes cumulus habituels (augite). Ces agrégats ne comportent pas de plagioclase qui est d'ailleurs plus ou moins corrodés au contact de ces agrégats. Ces derniers ont une forme ovoïde et sont 3 à 5 fois plus gros que les plus gros des pyroxènes des enclaves de gabbronorite. On observe parfois une zone centrale riche en quartz autour de laquelle les amphiboles se disposent plus ou moins radialement. Il ne semble pas y avoir de réaction entre la biotite et l'amphibole de ces agrégats.

Biotite

La biotite cristallise à partir du liquide intercumulus en partie au dépens des orthopyroxènes. Elle se présente en plages apparemment discontinues en apparence : chaque cristal (centimétrique à pluricentimétrique) se compose de plusieurs sections homoaxiales séparées par des plagioclases. Au contact de la biotite les plagioclases ne présente pas de surcroissance xénomorphe de type 2 ce qui indique que la biotite et les surcroissances des plagioclases ont cristallisé plus ou moins de manière synchrone.

Phlogopite

Les phlogopites sont peu abondants et toujours texturalement liés aux orthopyroxènes. Ils se développent le long des fractures et clivages de ces derniers autour desquels ils forment parfois une large couronne. Leur cristallisation est donc très tardive. Les très faibles teneurs en titane de ces phlogopites (0.2-0.1%) comparées à celles des biotites banales (4.8 à 3.8%) montrent qu'elles ont cristallisé à basse température. Leur rapport Fe/Mg très faible est identique à celui des orthopyroxènes et très inférieur à celui des biotites banales. Ce gap de composition entre biotites et phlogopites montre qu'il s'est écoulé un certain laps de temps et une forte baisse de température entre la cristallisation de ces deux micas. Ceci indique que les phlogopites résultent de la rétro-morphose sub-solidus de l'orthopyroxène.

Le fait qu'il existe des orthopyroxènes non serpentinisés mais sur lesquels se développe de la phlogopite montre que la serpentinisation (la serpentine est minéral très hydraté) est plus tardive et indépendante du développement de la phlogopite.

Minéraux accessoires

Les grandes plages de biotite renferment fréquemment des **ilménites** souvent en grandes plages. L'ilménite est parfois en association symplectite avec la biotite et cristallise de manière plus ou moins synchrone avec cette dernière.

Le zircon forme de gros cristaux interstitiels.

L'**apatite** en cristaux allongés, automorphes et de grandes dimensions est abondante. Certains cristaux d'apatites sont creux et peuvent être comparés à ceux que l'on observe dans les bordures des intrusions granitiques ou gabbroïques dont le refroidissement a été rapide.

Il a été observé une grosse **pyrrhotite nickélique** subautomorphe. L'analyse à la microsonde a donné: Fe=58.85, S=40.6, Ni=0.52. Cette pyrrhotite est apparemment primaire et semble participer à l'association cumulus clinopyroxène-orthopyroxène-plagioclase. L'absence d'exsolutions de type pentlandite montre que les teneurs en Ni des pyrrhotites n'ont jamais été élevées. Les monosulfures simples de Ni n'ont jamais été observés.

c) Ordre de cristallisation de la paragenèse précoce anhydre

Les variations de texture concernant les phases précoces anhydres sont importantes à l'échelle même de la lame. Il existe des zones où les plagioclases automorphes en lattes sont presque jointifs et définissent une texture orientée. Ces zones ont tous les caractères de cumulats plagioclasiques. Dans d'autres zones, le plagioclase est accompagné d'orthopyroxène et de clinopyroxène ce qui permet d'établir un ordre de cristallisation. Le plagioclase est là aussi une phase cumulus mais apparaît postérieurement au clinopyroxène toujours automorphe. L'orthopyroxène contient parfois en bordure des inclusions de plagioclase en lattes d'une taille plus réduite que ceux de la matrice ce qui montre que plagioclase et orthopyroxène ont cristallisé partiellement de manière synchrone. La période de cristallisation de l'orthopyroxène semble être assez longue puisqu'il est parfois interstitiel en bordure et donc phase intercumulus en fin de cristallisation. L'ordre de début de cristallisation des phases précoces anhydres est donc clinopyroxène, orthopyroxène puis plagioclase.

d) Origine de la paragenèse tardi-magmatique hydratée des gabbronorites

Les alcalins nécessaires à la cristallisation de la biotite et des amphiboles interstitielles proviennent du liquide résiduel différencié (liquide intercumulus). Le caractère cumulatif des enclaves de gabbronorites peut expliquer la conservation des phases précoces anhydres cumulus. Les réactions entre ces phases précoces et le liquide résiduel sont incomplètes pour une question de bilan de matière.

e) origine des agrégats à amphibole-biotite

La richesse en chrome des amphiboles et des biotites des agrégats, la présence de rares clinopyroxènes reliques, de composition plus calcique (salite), l'abondance du quartz dans ces amas alors qu'il est très accessoire dans les gabbronorites, l'absence du plagioclase

et sa déstabilisation au contact de ces agrégats suggèrent que ces derniers résultent de la déstabilisation de la paragenèse anhydre précoce des gabbronorites au contact du liquide résiduel.

f) Rétromorphoses hydrothermales tardives

On observe plusieurs stades d'altérations hydrothermales superposés dans les gabbronorites:

- Développement des phlogopites post-magmatiques ;
- Serpentinisation des orthopyroxènes ;
- Développement de carbonates interstitiels et séricitisation des plagioclases.

La séricitisation des plagioclases a pour conséquence une remobilisation de la chaux ce qui peut expliquer la présence de carbonates interstitiels. Cependant, les amphiboles contiennent parfois des inclusions de carbonates ce qui suggère que ces carbonates peuvent être un sous-produit de la rétro-morphose des clinopyroxènes.

4-3.3 Les enclaves de diorites à grain moyen.

a) Caractères macroscopiques.

Les diorites sont des roches hétérogranulaires très tenaces à grain moyen, parfois microgrenues. Les diorites ne sont pas très sombres lorsqu'elles sont riches en plagioclase (léucodiorites Dio1, échantillons 156B,C,G, Planche II-2.1) et peuvent même paraître plus leucocrates que les granodiorites qui les prennent en enclave. Les diorites montrent les mêmes (mais en plus grand nombre) taches verdâtres d'amphibole que les gabbronorites. Ces agrégats sont répartis de façon assez homogène et sont entourés par une couronne réactionnelle de biotite (Planche II-2.2).

b) Pétrographie

Les enclaves de diorites se distinguent des gabbronorites par le développement massif des phases hydratées, biotite et amphibole. Le clinopyroxène est très rarement conservé en relique dans les amphiboles.

Les diorites se rapprochent des gabbronorites sur de nombreux points. La **biotite** bien que plus abondante a le même habitus que la biotite des gabbronorites. Les coeurs des plagioclases ont une composition de labrador caractéristique des plagioclases de gabbro. L'**ilménite** forme de grandes plages toujours en inclusion dans la biotite. Comme dans les gabbronorites, l'ilménite est le seul opaque présent. Le **quartz** est généralement plus abondant dans les diorites, le **feldspath potassique** est légèrement plus abondant, mais tous les intermédiaires existent entre les gabbronorites et les diorites. Quartz et feldspath potassique sont interstitiels dans les deux types d'enclave. Les mêmes minéraux accessoires sont présents : l'**apatite** en cristaux souvent millimétriques a le même habitus que celle des gabbronorites et est parfois partiellement englobée par le **zircon** qui cristallise tardivement sous la forme de gros cristaux interstitiels.

On rencontre parfois de rares **monazites** et exceptionnellement de la **baddeleyite** (ZrO_2) en inclusion dans le plagioclase des diorites.



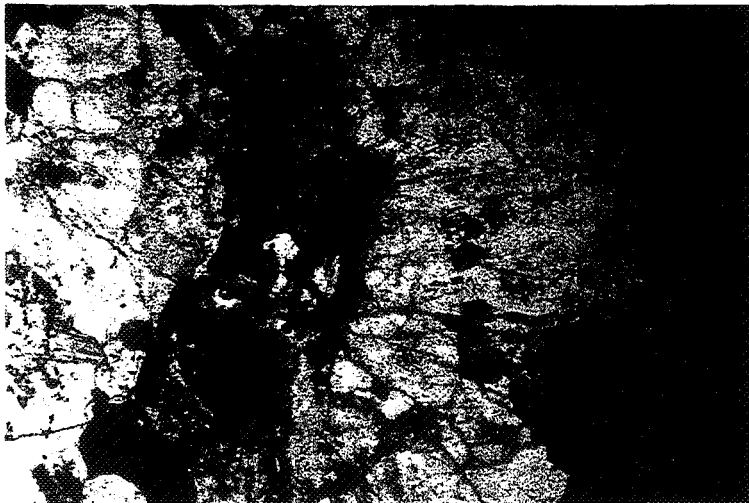
1- Accumulation des plagioclases dans les enclaves de leucodiorites.



2- Agrégats à amphibole (hornblende actinolitique) entourés par une couronne discontinue de biotite.



3- Plagioclase complexe dans les enclaves de diorite. Coeur relique à "patchy zoning" limité par un chapelet de petites inclusions de quartz.



4- Allanite dans les granodiorites. La dilatation qui accompagne la métamictisation a engendré des fractures radiales dans les minéraux voisins.

Planche II-2 : Enclaves de diorite dans les intrusions de granodiorite - Allanite métamicté dans les granodiorites.

Plagioclases

- Plagioclase de type 1 et 2.

Les plagioclases en lattes (type 1) des diorites ont une zonation normale et une composition légèrement moins basique que dans les gabbronorites (An 62 à 50). Les surcroissances xénomorphes (type 2) a zonation forte (An50-An25) ont un développement plus important dans les diorites que dans les gabbronorites. On note un développement moindre de cette surcroissance xénomorphe lorsque les plagioclases de type 1 sont englobés dans le quartz interstitiel ce qui montre que le quartz interstitiel et les surcroissances xénomorphes des plagioclases ont cristallisé en partie de manière synchrone.

-Plagioclase complexes de type 3

Les plagioclases complexes sont assez nombreux dans les diorites (Planche II-2.3). Ils se distinguent des plagioclases de type 1 et 2 par leur taille plus grande, leur aspect plus trapu et par la présence d'un coeur acide relique plus ou moins corrodé et résorbé (forme plus ou moins arrondie) montrant un "patchy zoning". Ce coeur relique est en fait constitué d'une superstructure de noyaux calciques souvent reliés entre eux (c'est probablement toujours le cas mais les raccordement ne se font pas toujours dans le plan de la lame) noyés dans un plagioclase plus sodique de composition moyenne An30. Les noyaux calciques ont une teneur en anorthite variant de An43 au centre du coeur relique à An 38 en bordure ce qui peut indiquer l'existence antérieure d'une zonation normale. Des macles polysynthétiques sont visibles dans les coeurs reliques mais sont plus ou moins discontinues notamment dans les noyaux calciques. Ces coeurs reliques sont englobés par un plagioclase calcique à zonation normale (An60 à 28), identique aux plagioclases de type 1 et 2 et dont la zone la plus interne (la plus calcique), au contact avec le coeur relique est très souvent séricitisée comme le coeur des plagioclases de type 1 et 2. On note parfois l'existence de deux coeurs reliques à l'intérieur d'un seul plagioclase complexe. Les coeurs reliques sont toujours limités par un chapelet plus ou moins continu de petites inclusions de quartz à contours lobés et parfois de quelques très petites biotites (non analysables) identiques à celles de la matrice.

On peut comparer la structure des coeurs reliques des plagioclases complexes de type 3 aux structures obtenues par Johannes (1989) dans ces expériences de fusion partielle de plagioclase à $P_{H_2O} = 2\text{Kbar}$ en présence de quartz. Cet auteur montre l'apparition en bordure du plagioclase d'une zone de réaction caractérisée par une morphologie en golfes et indentations. Le coeur des indentations du plagioclase ont une composition analogue à celle du plagioclase encore intact tandis que la bordure est fortement enrichie en anorthite. L'apparition de deux compositions contrastées dans ces zones de réaction rappelle ce que l'on observe dans les plagioclase complexes des diorites (superstructure de noyaux calciques).

L'enrichissement en anorthite de certaines zones du plagioclase libère de la silice (et du sodium) ce qui peut expliquer le chapelet d'inclusions de quartz qui marque la limite des coeurs reliques dans les plagioclases complexes des diorites. La forme arrondie, le caractère discontinu des plans de macles dans les noyaux calciques indiquent que le xénocrystal de plagioclase acide a subi un début de fusion dans le magma basique pris en enclave.

Toutes ces observations sont semblables à celles faites sur les plagioclases complexes des gabbronorites et indiquent que les coeurs reliques de composition relativement sodique sont des xénocristaux provenant d'un magma ou d'une roche plus acide.

Amphiboles

Lorsque le quartz interstitiel est abondant, l'amphibole se présente parfois sous forme de cristaux automorphes maclés et creux comparables aux amphiboles des appinites.

Agrégats à amphibole

Un deuxième type d'amphibole se présentent sous forme d'agrégats polycristallins ou l'amphibole (hornblende actinolitique et actinolite) est associée à des petites biotites. Ces agrégats ne contiennent pas de feldspaths. L'amphibole de ces agrégats est souvent grêlée de petites gouttelettes de quartz ce qui suggère qu'elle remplace un pyroxène précoce (Taubeneck, 1963). Ces agrégats contiennent souvent un peu de quartz et sont fréquemment entourés par une couronne réactionnelle de biotite lorsqu'ils sont en contact avec les phases de cristallisation tardive (quartz et feldspath potassique). Au contraire, au contact des plagioclases la biotite est absente ce qui montre que la biotite réactionnelle cristallise à partir de l'amphibole et du liquide résiduel après cristallisation des plagioclases.

c) Ségrégations pegmatitiques

Ces ségrégations se présentent sous forme de poches, lentilles ou bouffées leucocrates de taille centimétrique à décimétrique dans les enclaves de diorites. Le grain est gros à très gros. La minéralogie est proche de celle des diorites. Comme dans les gabbronorites ou les diorites, les plagioclases montrent au contact du feldspath potassique, mais pas de manière systématique, une couronne de myrmékite. Les plagioclases complexes sont absents. L'apatite est très abondante et se présente sous forme de prismes très allongés pouvant atteindre 2 cm. Les biotites et leurs inclusions d'ilménite (pouvant atteindre 5mm) sont identiques, mise à part leur grande taille, aux biotites des diorites. Cependant ces pegmatoïdes montre quelques différences remarquables par rapport aux diorites. Contrairement à ces dernières, le quartz et le feldspath potassique xénomorphes sont abondants. Ce dernier est parfois albitisé ou remplacé par une association quartz-albite à texture granophyrique. Le zircon est présent mais l'allanite en cristaux automorphes de grandes dimensions est plus fréquente. L'amphibole est plus rare que dans les diorites. Elle se présente sous forme d'agrégats constitués de nombreuses petites amphiboles d'orientation variable et où on note la présence de nombreuses pyrites. Ces agrégats sont entourés par une auréole réactionnelle composée de quartz et de très petites biotites plus ou moins enchevêtrées mais montrant une tendance à l'orientation suivant une direction privilégiée. Comme dans les enclaves de gabbronorites, ces agrégats ne comportent pas de feldspaths.

L'existence de ces pegmatoïdes de minéralogie assez comparable aux diorites ou aux gabbronorites confirme l'idée selon laquelle la prise en enclave du ou des magmas basiques s'est produite alors que ces derniers étaient déjà en partie cristallisés.

4-3.4 Les enclaves microgrenues dioritiques

a) Caractères macroscopiques.

Les enclaves microgrenues dioritiques à amphibole sont toujours observées à proximité des enclaves de gabbronorites et de diorites. Ce sont des roches qui se caractérisent par la présence de petites taches vertes (amphibole) entourées d'une zone réactionnelle plus sombre de biotite. Ces roches semblent sur de nombreux points intermédiaires entre les enclaves gabbronoritiques à dioritiques et les granodiorites mélanocrates à intermédiaires hôtes.

b) Pétrographie

Le **quartz** et le feldspath potassique (**microcline**) sont abondants et forment de grandes plages qui englobent tous les autres minéraux. Les **plagioclases** en lattes sont comparables aux plagioclases des diorites et des gabbronorites mais, comme les plagioclases des granodiorites, ils contiennent parfois des inclusions de biotite. On note la présence de plagioclases complexes qui montrent occasionnellement un "patchy zoning" ou renferment un coeur de composition moins basique. Ces plagioclases complexes à coeur relique acide (xénocrystal) sont comparables à ceux décrits dans les enclaves de gabbronorite et de diorite. L'**amphibole** se présentent sous forme d'agrégats polycristallins d'une taille d'environ 5mm (identiques à ceux des diorites et des pegmatoïdes associés) où elle est associée à des petites taches de biotites. Certains de ces **agrégats à amphibole** (la pyrite est souvent présente) sont entourés par un manchon composé de nombreuses petites biotites enchevêtrées. Dans ces enclaves microgrenues, la **biotite** est abondante et forme des cristaux automorphes contenant de nombreuses inclusions d'**apatite** et de **zircon**. Cette biotite est très comparable aux biotites des granodiorites. Du **sphène secondaire** forme un manchon autour de quelques ilménites incluses dans des biotites chloritisées ou est observé à proximité des agrégats à amphibole-biotite où la biotite est fortement chloritisée. L'**ilménite** est en inclusion dans la biotite ou parfois en cristaux automorphes indépendants. L'**apatite** forme de très nombreux et petits cristaux aciculaires identiques à ceux des granodiorites. Cependant on note la présence de très rares cristaux prismatique d'apatite de grande dimension identiques à ceux des gabbronorites et des diorites. Une caractéristique remarquable de ces enclaves microgrenues est la grande taille de l'**allanite** qui forme des cristaux automorphes zonés pouvant atteindre 0.4mm.

c) Ségrégations leucocrates riches en xénotime

Les ségrégations leucocrates se présentent sous forme de lentilles ou de poches dans les enclaves microgrenues associées aux gabbronorites et aux diorites. Ces ségrégations ont une texture nettement grenue et sont essentiellement constituées de **quartz** en cristaux globuleux, de **feldspath potassique**, de **plagioclase** et de petites **amphiboles** automorphes. La biotite est absente. Les minéraux "accessoires" sont très abondants: l'**apatite** en cristaux aciculaires est accompagnée par de très nombreux **xénotimes** en gros cristaux automorphes et par de l'**allanite** en cristaux automorphes zonés identiques à ceux des enclaves microgrenues à amphibole. La bordure de ces veines ou de ces poches leucocrates est localement soulignée par un chapelet de petites amphiboles automorphes.

4-3.5 Granodiorites mélanocrates à intermédiaires à agglomérats de plagioclases

a) Caractères macroscopiques

Les granodiorites mélanocrates à intermédiaires sont des roches hétérogranulaires à grain moyen ou fin, porphyroïde en plagioclase qui constituent des agglomérats. Ces roches se caractérisent par la présence de taches verdâtres plus ou moins arrondies d'amphibole entourées par une couronne réactionnelle plus sombre de biotite. On observe parfois des ocelles de quartz de taille centimétrique entourées par une couronne réactionnelle de biotite. La biotite a généralement une taille inférieure à 1mm, mais il est fréquent d'observer quelques biotites d'une taille de 4 à 5mm.

b) Pétrographie

Biotite

On distingue deux types de biotite. Un point important à noter est l'absence de biotite de taille intermédiaire.

- Biotite banale, type 1

La très grande majorité des biotites de la roche appartient à ce type. La biotite est plus ou moins automorphe, assez trapue, souvent fraîche et contient de rares inclusions d'ilménite, d'apatite et de zircon.

- Xéno-biotite, type 2

On observe une ou deux biotites de ce type par lame. Elles sont quatre ou cinq fois plus grosses que les biotites de type 1 (Planche II-3.2). Elles sont riches en inclusions de zircon de taille nettement supérieure à ceux que l'on trouve dans les biotites de type 1. Ces biotites renferment parfois de l'apatite en gros cristaux très différents des apatites aciculaires en inclusion dans les minéraux de la matrice y compris les biotites de type 1. En fait ces biotites sont en tout point comparables aux biotites du granite post-tectonique modérément peralumineux G2.

Amphibole

- Type 1

Ces amphiboles sont des hornblendes actinolitiques légèrement chromifères et sont comparables aux amphiboles des enclaves de diorites. Elles ne sont présentes que dans les granodiorites mélanocrates dont le plagioclase a une composition se rapprochant de celle des plagioclases des diorites.

- Agrégats à amphibole (type 2)

Dans ces agrégats, la biotite, qui forme des petites taches et une couronne réactionnelle plus ou moins continue, semble résulter de la transformation de l'amphibole. Le quartz est présent, les feldspaths absents. Ces amas sont comparables à ceux observés dans les diorites. La pyrite (parfois le sphène) est souvent présente dans ces amas.

Certains de ces agrégats ne comportent pas de biotite. Ce qui confirme que la biotite des autres agrégats résulte d'une transformation de l'amphibole.

- Type 3

Dans certains échantillons de granodiorite on note le développement tardif d'une actinolite fibreuse, très légèrement pléochroïque. Ce type d'amphibole garde la même orientation que la biotite au dépens de laquelle elle se développe et montre fréquemment des inclusions plus ou moins résorbées de biotites d'orientation optique commune.

Plagioclase

- Agglomérats de plagioclase

Ces agglomérats ont une taille allant jusqu'à 4 cm et résultent de l'accolement assez précoce de plusieurs individus réunis par une surcroissance commune formant syneusis (Vance, 1963 ; Sabatier, 1984). Cet accolement se produit parfois autour d'un plagioclase antiperthitique plus basique à zonation normale (An35 à An28).

La zone d'accolement est riche en facules de quartz, en plages de feldspath potassique et en inclusions de biotite et d'amphibole orientées. Il est parfois possible de distinguer une zonation (en moyenne An30 à An27), mais dans le détail, il apparaît des petits secteurs dont la forme est calquée sur les plages de feldspath potassique autour desquelles ils sont

emboîtés, et montrant une zonation normale. La zone immédiatement en contact avec le feldspath potassique est la plus calcique.

La surcroissance commune formant syneusis est relativement calcique (An48 à An23) et montrent généralement une zone périphérique étroite, dont la partie la plus interne est très souvent séricitisée.

- Plagioclase de la matrice

La taille de ces plagioclases est très réduite comparée à celle des agglomérats de plagioclase. Ces plagioclases montre une zonation normale simple (An48 à An20) qui correspond à la surcroissance commune des agglomérats de plagioclase. Le coeur de ces plagioclases est très souvent séricitisé. Au contact avec le feldspath potassique la bordure est ourlée, mais pas de manière systématique, d'une bordure de myrmékite.

Feldspath potassique

- Phénocristaux, Type 1

Quelques phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad sont présents dans les granodiorites intermédiaires. On distingue une zone interne plus ou moins automorphe et une zone externe peu importante qui se développe de manière poecilitique en englobant biotite et tous les autres minéraux de la matrice. La zone interne est nettement perthitique et renferme quelques inclusions de plagioclase dont les plus grosses sont entourées par un couronne discontinue de quartz. On note souvent une "albitisation" (An8) partielle de cette zone à partir des perthites. La zone externe est en tout point analogue aux feldspaths potassiques de type 2. L'absence d'inclusions de biotite dans les phénocristaux de feldspath potassique indique que ces derniers ont cristallisé de manière assez précoce dans les granodiorites intermédiaires alors que leurs bordures de type 2 ont un développement visiblement tardif.

- Type 2

Il s'agit le plus souvent de microcline qui se développe en assez grandes plages poecilitique englobant tous les minéraux de la matrice.

Quartz

Le quartz est toujours interstitiel. Il forme de plus petites plages et a un développement moins poecilitique que le feldspath potassique de type 2.

Minéraux accessoires

L'apatite en cristaux aciculaires en inclusion dans les autres minéraux (quartz et plagioclases) est abondante. Dans les biotites de type 2, l'apatite est en cristaux trapus analogues à ceux observé en inclusion dans les biotites du granite post-tectonique modérément peralumineux G2. Il est à noter que l'amphibole des agrégats à amphibole-biotite ne comporte pas ce type d'inclusions d'apatite.

Le zircon est soit de petite taille et toujours en inclusion dans la biotite (il est plus gros lorsqu'il est en inclusion dans les grosses biotites de type 2), soit en rares gros cristaux dans la matrice.

L'ilménite est toujours en inclusion dans les biotites 1 et 2. Comme pour les autres minéraux accessoires, les inclusions d'ilménite sont de taille plus importante dans les biotites 2.

La répartition de l'allanite est loin d'être homogène. En général on observe un ou deux cristaux d'allanite par lame, mais certaines lames en sont complètement dépourvues. Ces allanites sont zonés, peuvent atteindre 0.5 mm et apparaissent souvent plus ou moins

interstitielles au contact du plagioclase ce qui indique une cristallisation relativement tardive. L'allanite est rarement rencontrée sous forme d'inclusions de petite taille dans la biotite et dans les amphiboles.

Le sphène est assez abondant. Il forme un manchon autour de quelques ilménites incluses dans des biotites chloritisées ou est observé dans les agrégats à amphibole-biotite lorsque cette dernière est chloritisée. L'abondance du sphène augmente avec l'intensité de la chloritisation des biotites, de l'altération de l'ilménite et de la séricitisation des zones riches en anorthite des plagioclases. Il est donc visiblement secondaire comme le confirme sa pauvreté en terres rares.

La pyrite est assez fréquente dans les granodiorites et est rarement associée à la chalcopyrite. Elle est le plus souvent rencontrée en association avec les amas d'amphibole à couronne réactionnelle de biotite ou parfois en association avec le sphène.

4-3.6 Granodiorites leucocrates à agglomérats de plagioclases et phénocristaux de feldspath potassique

Au coeur de l'intrusion principale de granodiorites (intrusion de Carvalho), on passe progressivement à des granodiorites leucocrates au caractère porphyroïde bien marqué. Le feldspath potassique (microcline) perthitique devient automorphe et peut atteindre une taille de 4 à 5cm. Il est localement très abondant.

Comparées aux granodiorites mélanocrates et intermédiaires, le grain est en moyenne plus grossier. On note la disparition de l'amphibole et l'apparition simultanée, très discrète de la muscovite. Celle-ci est soit texturalement liée aux biotites la plupart du temps très fraîches, soit se développe en grandes plages secondaires au dépens du feldspath potassique de la matrice. Les deux types de biotites présents dans les granodiorites leucocrates sont identiques à ceux des granodiorites mélanocrates et intermédiaires mais les biotites de type 2 sont plus abondantes (Planche II-3.2). Ces granodiorites leucocrates sont plus riches en quartz et contiennent moins de plagioclase complexes (gloméréphénocristaux de plagioclase).

Les minéraux accessoires sont les mêmes que ceux observé dans les granodiorites mélanocrates et intermédiaires et dans le granite post-tectonique modérément peralumineux G2, c'est-à-dire, zircon, apatite et ilménite en inclusion dans les biotites. L'ilménite est parfois rencontrée en inclusion au coeur des plagioclases.

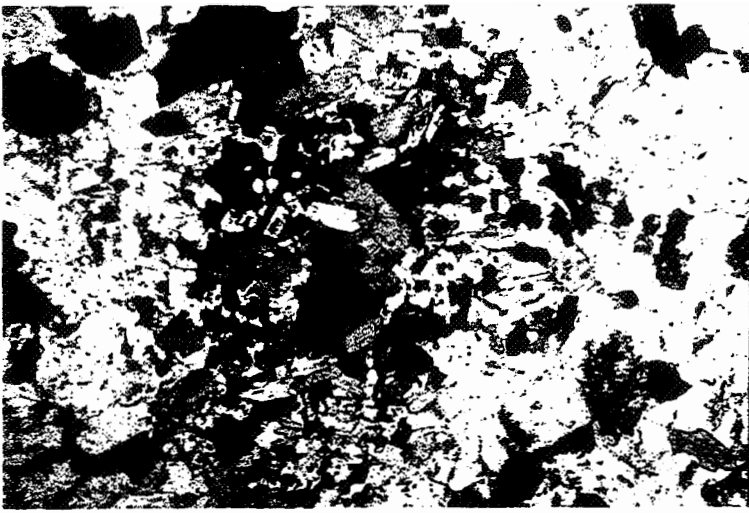
Les allanites sont de grande taille et englobent des petites biotites de la matrice, ce qui indique une fin de cristallisation tardive. On observe rarement des allanites d'une taille pouvant atteindre 0.6mm en inclusion dans les bordures des phénocristaux de feldspath potassique. La dilatation due à la métamictisation partielle de ces allanites a provoqué l'apparition de fractures radiales dans le feldspath potassique hôte (Planche II-3.3).

Micro-enclaves de granodiorites mélanocrates à intermédiaires

Les granodiorites leucocrates contiennent de nombreuses micro-enclaves centimétriques qui apparaissent, macroscopiquement, comme des concentrations de biotite (Planche II-3.1) et de quartz riche en inclusions d'apatite aciculaire identiques à ceux des granodiorites mélanocrates et intermédiaires. Il faut noter que les quartz des granodiorites leucocrates ne contiennent pas ce type d'inclusion. Il semble donc que ces micro-enclaves soit le résultat d'une incorporation mécanique de matériel issu des granodiorites mélanocrates et intermédiaires.

	Les enclaves		Intrusion de granodiorite (zonation normale)			Granites	
	Gabbronorite	Diorites	Granodiorites mélancrates	Granodiorites intermédiaires	Granodiorites leucocrates porphyroïdes	porphyroïdes G2	
P a r a g e n è s e	Clinopyroxène	■					
	Ortopyroxène	■					
	Plagioclase	■ An73-50->27	■ An60 ----> 25	■ An48 ----> 20	■ An40 ---> 20	■ An40 -----> 20	■ An35 -----> 15
	Biotite	■ TiO2% 5-->3.5 0.2	■ 5 -----> 3	■ 4.3 ----> 3.3	■ 4 ----->	■ 3.8 -----> 3	■ 3.5 -----> 2.2
	Amphibole	■ Agrégat tardive 650°C 600°C	■ Agrégat 650-630°C				
	Feldspath potassique	■	■	■	■	■	■ GFK FK
	quartz	■	■	■	■	■	■
	Ilménite	■	■	■	■	■	■
	Pyrrothite	■					
	Apatite	■	■	■	■	■	■
	Zircon	■	■	■	■	■	■
	Allanite	■	■	■	■	■	■
	Monazite			■ rare	■ rare	■	■
	Nature des enclaves			Gabbronorites Diorites	Diorites microgrenues		Dykes fragmentés: diorites microgrenues
Plagioclase complexe	■ An50 V\ 30	■ An43 38 V\ 30 30	■ An30-->27 Retromorphose	■ An30-->27 Retromorphose	■ An27-->20	■ An20	
Agrégat à amphibole			■ 600-630°C	■ 640-590°C			
Agrégat à biotite			■ Biotite Réactionnelle	■ Biotite Réactionnelle	■		
Ocelles de quartz			■	■			
Biotite type G2 et ses minéraux accessoires				■	■		
Quartz globuleux					■		
Phénocristaux de feldspath potassique					■ GFK		

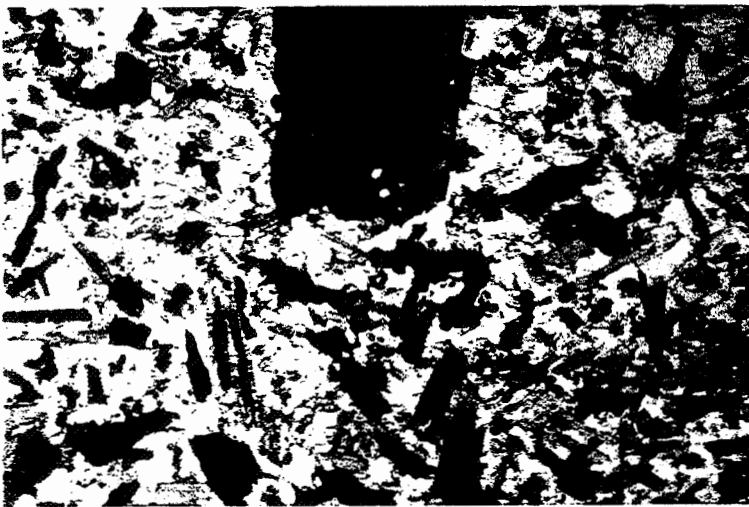
Tableau II-1 : Zonation des intrusions de granodiorites. Nature et position des enclaves. Paragenèse, xénocristaux et rétromorphoses des granodiorites et de leurs enclaves. Le granite G2 et ses enclaves basiques.



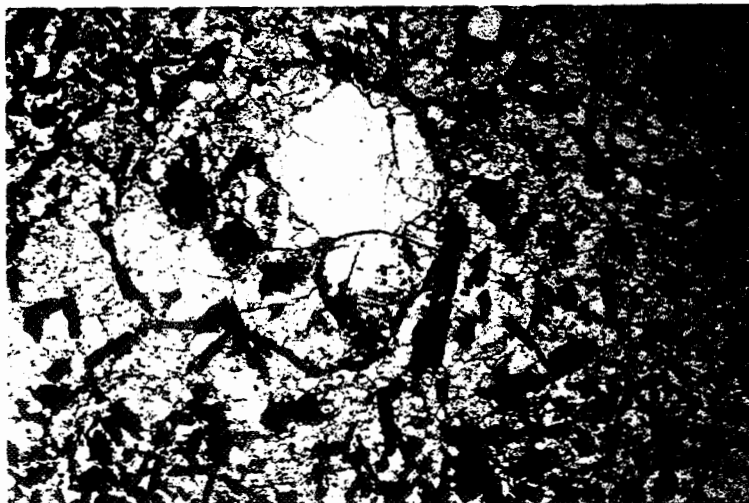
1- Amas de biotite dans les granodiorites leucocrates du coeur des intrusions.



2- Grosse biotite de type 2 riche en inclusions de zircon et d'apatite (halos pléochroïques) dans les granodiorites leucocrates du coeur des intrusions.



3- Même type de biotite dans les enclaves microgrenues dioritiques du granite modérément peralumineux G2. Noter la différence de taille avec les biotites banales.



4- Accolement des biotites de ces enclaves microgrenues autour d'un xéno cristal de quartz provenant du granite modérément peralumineux G2.

Planche II-3 : Les biotites des granodiorites leucocrates du coeur des intrusions - Les biotites des enclaves microgrenues du granite modérément peralumineux G2.

4-4 Granite porphyroïde, modérément peralumineux G2, à biotite dominante, et à enclaves métasédimentaires et microgrenues basiques

4-4.1 Introduction

Le granite modérément peralumineux G2 affleure dans la partie NW de la zone de Celorico de Basto. Dans ce secteur, le contact entre ce faciès et le granite porphyroïde de Celorico de Basto (série intermédiaire) se fait généralement le long d'une faille de direction NE-SW. Lorsque ce n'est pas le cas, G2 paraît intrusif dans le granite porphyroïde de Celorico de Basto. Dans le granite G2, comme dans le granite porphyroïde de Celorico de Basto, on observe des concentrations locales de phénocristaux de microcline perthitique maclés Carlsbad.

Le granite G2 contient des enclaves métasédimentaires et se distingue du granite porphyroïde de Celorico de Basto par la présence de nombreux essaims d'enclaves microgrenues basiques à biotite seule.

4-4.2 Pétrographie

Le granite modérément peralumineux G2 a une texture très comparable à celle du granite porphyroïde de Celorico de Basto. Cependant, G2 est légèrement plus sombre et la matrice constituée de feldspath potassique, de quartz, de plagioclase, de biotite et de muscovite subordonnée est à grain moyen.

Les biotites ont une taille peu variable (environ 4 à 5mm) et sont la plupart du temps partiellement chloritisées. Elles sont riches en inclusions d'ilménite, de zircon, d'apatite en gros cristaux, de monazite (assez rare) et d'allanite parfois de grande taille. Elles apparaissent identiques aux biotites de type 2 des granodiorites.

Les plagioclases montrent une zone interne automorphe, large (An35 à An25) et une surcroissance plus ou moins xénomorphe, plus étroite et fortement zonée (An25 à An14). Au contact du microcline, ils sont systématiquement ourlés d'une couronne de myrmékite.

Quelques plagioclases montrent un "patchy zoning". De rares plagioclases contiennent un cœur relique plus ou moins corrodé plus acide (An20).

Le quartz est abondant. On l'observe soit en grandes plages polycristallines plus ou moins globuleuses, soit en plages monocristallines interstitielles par rapport aux autres minéraux de la mésostase à l'exception du microcline. On le rencontre enfin sous forme de petites inclusions arrondies dans le microcline de la mésostase.

On distingue deux types de feldspath potassique :

- Des phénocristaux de microcline perthitique maclés Carlsbad sont abondants et localement presque jointifs. La zone interne est nettement perthitique, plus ou moins automorphe et renferme des inclusions de biotite et de plagioclase entourées par un couronne de quartz. Elle est comparable aux feldspaths potassiques de type 1 des granodiorites, bien que ces derniers ne renferment pas d'inclusions de biotite. Elle est systématiquement entourée par un chapelet d'inclusions de quartz, de plagioclase et parfois de biotite et par une zone externe peu importante, souvent moins perthitique, qui se développe de manière poecilitique en englobant biotite et tous les autres minéraux de la matrice de la même manière que le microcline de la matrice. On note très souvent une "albitisation" (An8) partielle des microclines à partir des perthites ;

- des microclines de taille comparable à celles des autres minéraux de la matrice et que l'on peut comparer aux feldspaths potassiques de type 2 des granodiorites.

4-4.3 Enclaves microgrenues basiques à biotite seule

Toutes les enclaves microgrenues basiques à biotite seule ont une taille décimétrique. Elle montrent une texture microgrenue de type doléritique : les plagioclases se présentent sous la forme de lattes très allongées atteignant au plus 1cm. Le fond microgrenu est constitué de biotites allongées qui définissent souvent des textures de flux. Le quartz est assez abondant, le feldspath potassique absent. L'ilménite est peu abondante et peut même parfois être absente. Le zircon est assez abondant. L'apatite est très abondante et forme des cristaux aciculaires en inclusion dans tous les autres minéraux.

Les enclaves microgrenues basiques à biotite seule contiennent des taches centimétriques très mélanocrates constituées de biotites enchevêtrées de taille très variable contrairement aux biotites habituelles de la matrice. La couleur des biotites de ces taches est nettement moins sombre (brun clair à brun verdâtre) que celle des biotites de la matrice probablement en raison de leur teneur en titane plus faible.

De nombreux xénocristaux de taille pluricentimétriques provenant du granite porphyroïde G2 se détachent du fond microgrenu porphyrique. Tous ces xénocristaux sont en net déséquilibre avec le matériel basique à l'origine des enclaves.

Les xéno-phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad ont une forme ovoïde, sont partiellement résorbés et systématiquement entourés par une couronne blanchâtre, constituée de plusieurs plagioclases (texture rapakivi).

Les xéno-plagioclases centimétriques automorphes ne montrent plus la zonation automorphe des plagioclases de G2 mais présentent systématiquement un patchy zoning. Les plans de macles apparaissent discontinus. Les xéno-biotites provenant de G2 sont facilement reconnaissables à leur grande taille et à l'abondance de leurs inclusions d'apatite, de zircon, de monazite et de rares allanites (Planche II-3.3). De gros quartz globuleux identiques à ceux de G2 (Planche II-3.4), avec parfois des inclusions de biotite identique à celle de G2, sont fréquents.

Toutes les observations faites sur les enclaves microgrenues basiques du granite modérément peralumineux G2, indiquent qu'elles ont cristallisé à partir d'un magma basique comme en témoignent les nombreuses textures typiquement magmatiques. On observe très souvent un accollement des biotites de la matrice contre les xénocristaux de quartz (Planche II-3.4) et de feldspaths ainsi qu'une fluidalité définie par l'orientation des biotites (parfois par les plagioclases en lattes) de la matrice autour de ces xénocristaux. Enfin, on observe dans les enclaves de petite taille une bordure figée. Toutes les enclaves microgrenues basiques du granite porphyroïde G2 ne montre jamais de texture cumulative.

Le caractère microgrenu des enclaves, l'habitus aciculaire des apatites, la présence d'une bordure figée, montrent que le magma basique à l'origine de ces enclaves a subi un refroidissement rapide au contact du magma acide. L'incorporation mécanique de cristaux en provenance du magma acide plus ou moins cristallisé à l'origine de G2 a donc eu lieu pendant la période de temps relativement courte durant laquelle la viscosité du magma basique était suffisamment faible. Tous les xénocristaux sont identiques en nature et en taille aux cristaux qui constituent G2. Tout ceci indique que le magma acide à l'origine du granite porphyroïde G2 était presque entièrement cristallisé.

4-5 Granites fins peralumineux, sans enclaves (groupe 3), à biotite et muscovite subordonnée, exceptionnellement à biotite seule

Les granites fins peralumineux sans enclaves (groupe 3) sont les granitoïdes les plus tardifs du batholite de Celorico de Basto. La texture (équante) et la minéralogie (minéraux majeurs et accessoires) de ces granites sont remarquablement constantes si l'on ne tient pas compte de la muscovite.

Dans le cas de ces granites les observations pétrographiques doivent être relativisées en tenant compte du niveau d'érosion actuel des stocks. Dans la zone de Celorico de Basto, les mouvements tectoniques les plus récents utilisent la fracturation hercynienne et tardi-hercynienne. Le système de fractures tardi-hercynienne NE-SW est réactivé et rejoue en failles normales. Dans la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto (secteur de Seixoso), on observe un abaissement des blocs en allant vers le SE, c'est à dire vers le Rio Tamega. Dans la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto, le niveau d'observation est donc de niveau structural plus élevé en allant du NW au SE.

Deux types de situation peuvent donc être distinguées. Suivant le niveau d'érosion (niveau structural d'observation) on observe soit les zones plus ou moins profondes des stocks soit leurs zones apicales.

Dans les stocks de granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto, les zones apicales des stocks ne sont généralement pas visibles et on note l'absence de système filonien associé (pas d'aplopegmatites) : les granites observés à l'affleurement proviennent de zones plus ou moins profondes des intrusions.

Dans l'auréole (bordure Sud) du batholite de Celorico de Basto (secteur de Seixoso), le toit des intrusions est très souvent visible. Le système filonien (nombreuses aplopegmatites dont certaines s'enracinent dans les zones apicales des stocks de Seixoso et de Outeiro) associé aux intrusions est conservé. Les granites observés à l'affleurement proviennent des zones apicales des intrusions et ont subi une albitisation et une greisénisation pervasives dont l'intensité augmente des zones les plus profondes observables vers les zones apicales.

Dans les stocks de granites fins intra-batholite de Celorico de Basto les altérations hydrothermales qui affectent les granites sont généralement modérées et correspondent à ce qui est observé dans les zones les plus profondes et les moins altérées des stocks de granites fins du secteur de Seixoso.

Le stock de granite fin de Carvalho (Gfin.Ca) est une intrusion de forme allongée suivant une direction NE-SW. Certains granites fins de ce stock ne sont pas altérés et sont à biotite seule. La composition de ces granites à biotite seule est comparable à celle des granites les moins évolués du stock de Seixoso et qui sont eux à biotite dominante et muscovite subordonnée.

La texture et la minéralogie (minéraux majeurs autres que la muscovite et minéraux accessoires) des granites non altérés intra-batholite de Celorico de Basto sont identiques à celle des granites plus ou moins altérés du stock de Seixoso dont la description est faite dans le chapitre III.

CHAPITRE III

INTRUSIONS PERIBATHOLITIQUES

(SECTEUR DE SEIXOSO) :

GRANITES PERALUMINEUX,

APLOPEGMATITES ET

HYDROTHERMALISME ASSOCIES

1 Granites fins peralumineux (groupe 3) dans l'auréole du batholite de Celorico de Basto

1-1 Stock de Seixoso et ses extensions profondes

1-1.1 Introduction

Le stock de Seixoso occupe à l'affleurement une surface d'environ 1km sur 500m (Fig. I-10). Il est essentiellement constitué de granites leucocrates à grain fin, localement à grain moyen, à biotite et muscovite. Ces granites ont parfois un caractère légèrement porphyroïde : on y trouve des phénocristaux de feldspath potassique et de plagioclase. L'ensemble du stock est albitisé et greisé. L'intensité de l'albitisation et de la greisénisation augmentent des zones profondes vers les zones apicales. Un des effets les plus visibles de ces altérations est la diminution de la quantité de biotite alors que la muscovite devient le mica dominant. L'albitisation et la greisénisation affectent au moins de manière diffuse l'essentiel des granites visibles à l'affleurement mais il subsiste toujours, en particulier dans les zones les plus profondes, des reliques de granite peu altérés qui sont alors à biotite dominante.

Dans la partie la plus haute du stock de Seixoso (point coté 541m), des stocksheiders d'extension réduite sont visibles ce qui suggère que cette partie correspond à la zone apicale du stock. Cette zone apicale est essentiellement constituée de faciès à grain moyen à grossier très faiblement minéralisés en cassitérite. Ces faciès de la zone apicale (apogranites) sont à biotite chloritisée dominante et muscovite ou à muscovite dominante lorsqu'ils sont fortement greisés.

A une cinquantaine de mètres au NE du stock de Seixoso, à une altitude comprise entre 450 et 470m, c'est-à-dire à un niveau plus profond que celui auquel affleurent les granites qui constituent le stock de Seixoso, existent de petits affleurements d'une dizaine de m² de granite fin à tendance porphyroïde essentiellement biotitiques. Ces granites biotitiques ne sont visibles que le long de petites vallées de direction NE-SW qui entaillent le flanc Sud de la vallée de la ribeira de Redolhos de direction NW-SE : nous les désignerons dans la suite sous le nom de granites de Seixoso-Redolhos. Ces granites de Seixoso-Redolhos à biotite dominante (quelques biotites sont partiellement chloritisées), semblent être en continuité avec les granites qui constituent le stock de Seixoso avec lesquels ils ont de nombreux points communs:

- même texture ;
- même tendance à être porphyroïde ce qui n'est que très rarement observé dans les autres granites fins post-tectoniques de Celorico de Basto ;
- même minéralogie si l'on ne tient compte que des minéraux primaires dans le cas des granites de Seixoso.

1-1.2 Granites de Seixoso et de Seixoso-Redolhos à biotite dominante et à tendance porphyroïde.

L'étude pétrographique des reliques de granite à biotite dominante de Seixoso et des granites porphyroïdes à biotite dominante prélevés au NE du point coté 545m (Seixoso) de ce stock confirme le lien étroit existant entre ces granites. La seule différence visible est la plus grande intensité de la chloritisation qui affecte les granites à biotite dominante de Seixoso.

Ces granites ont un grain fin à moyen. Quelques phénocristaux de plagioclase, parfois de microcline sont présents dans une mésostase isogranulaire composée de quartz, plagioclase, microcline et biotite.

Les biotites sont riches en inclusions de zircon, apatite et monazite. Quelques unes sont partiellement chloritisées. La chloritisation de la biotite s'accompagne de la formation d'oxydes de fer hydratés et de muscovite subordonnée. Le titane de la biotite est parfois fixé sous la forme d'aiguilles de rutile dans la chlorite.

Le quartz est abondant en plages globuleuses monocristallines. Il apparaît très souvent subautomorphe à automorphe. Dans ce cas il est courant d'observer des biotites accolées contre les faces du prisme du quartz (texture magmatique). Les biotites sont parfois partiellement englobées par le quartz.

Les plagioclases de la matrice et les phénocristaux (pouvant atteindre 1 à 1.5 cm) de plagioclase montrent une zone interne à zonation normale automorphe de composition An30-->An25 pour les plagioclases de la matrice, An35-->An25 pour les phénocristaux (toujours légèrement plus basiques). Une surcroissance xénomorphe à zonation normale An23-->An15 est souvent observée. La limite entre plagioclase automorphe et surcroissance est systématiquement séricitisée. Remarquons qu'il existe souvent un gap de composition entre le plagioclase automorphe et sa surcroissance et que ce gap apparaît plus grand dans le cas des phénocristaux.

De très rares plagioclases complexes sont présents. On observe une zone interne à zonation oscillatoire automorphe (An28--24--28--24--28--23--21) qui contient un coeur acide assez réduit montrant un "patchy zoning" (An15 pour les zones acides et An21 pour les zones plus basiques). La surcroissance xénomorphe périphérique (An23-->An15) est identique à celles des plagioclases habituels.

Ces coeurs reliques plus acides sont très différents des coeurs basiques plus ou moins corrodés dans les granites de type S que décrivent Chappell et al. (1987) et qui pourraient avoir une origine restitutive.

On observe deux générations de microcline : les microclines de la matrice (type 2), rarement perthitiques, et des microclines de taille plus grande (type 1), maclés Carlsbad, et qui englobent poecilitiquement les autres minéraux de la matrice. Les inclusions de quartz sont généralement arrondies et occupent souvent une position assez externe ce qui suggère que ce type de microcline a commencé à cristalliser plus précocement que les autres minéraux de la matrice y compris le microcline type 2.

Dans les granites à biotite dominante, la muscovite en cristaux subautomorphes est texturalement liée à la biotite (muscovite de type 1). Les contacts entre biotite et muscovite de type 1 sont francs et nets.

L'ilménite en grains subautomorphes à automorphes est assez abondante. Elle est soit en inclusion dans la biotite, soit en cristaux subautomorphes répartis de manière homogène dans la roche.

1-1.3 Altérations hydrothermales du stock de Seixoso

Les granites albitisés et modérément greiséisés à muscovite dominante conservent la même texture et une partie de la minéralogie des granites à biotite dominante. Ils se distinguent de ces derniers, à intensité d'altération croissante, par une succession de changements de composition des minéraux primaires, ou par la disparition de certains d'entre-eux, ainsi que par l'apparition de nouveaux minéraux. Les granites à biotite dominante pratiquement dépourvus d'altérations seront pris comme référence (Zone 0).

L'ensemble du stock de Seixoso a subi une albitisation et une greiséisation pervasives. Malgré l'existence de ces deux types d'altération, il est possible d'établir une zonation

verticale dans le stock de Seixoso en raison du caractère incomplet des altérations hydrothermales.

L'albitisation et la greisénisation sont de plus en plus intenses des zones profondes vers le toit du stock. L'albitisation est relativement "acide" (le quartz n'est pas attaqué) et reste d'intensité modérée : les textures magmatiques sont conservées et le feldspath potassique n'est jamais entièrement albitisé. La greisénisation est souvent beaucoup plus intense, en particulier au toit du granite, et conduit même à la formation de véritables greisens et à l'effacement des textures magmatiques.

a) Albitisation

Zone 0 : Roche de départ, granite à biotite dominante

Zone 1a : Chloritisation de la biotite

La chloritisation de la biotite semble être la première manifestation de l'albitisation des granites. Même dans les granites fins à biotite dominante (zones profondes), en apparence les moins hydrothermalisés, quelques biotites sont partiellement chloritisées. La transformation du plagioclase en albite ou en albite + muscovite ne débute que lorsque de nombreuses biotites sont chloritisées. L'ilménite libre ou en inclusion dans la biotite est préservée.

Zone 2a :

Le passage de la zone 1 à la zone 2 est progressif et marqué par la disparition de l'ilménite et l'apparition de rutilés riche en W. La presque totalité des biotites est chloritisée. On observe exceptionnellement des reliques de petites biotites en inclusion dans le quartz. Le rutilé en gros cristaux automorphes (jusqu'à 0.4mm) est souvent texturalement lié à des biotites très chloritisées. Le plagioclase est remplacé par un assemblage albite + séricite ou simplement par de l'albite seule. Les plagioclases albitisés contiennent parfois des inclusions d'apatite. Une partie de la chlorite est transformée en muscovite (type 2) où elle est conservée en reliques arrondies.

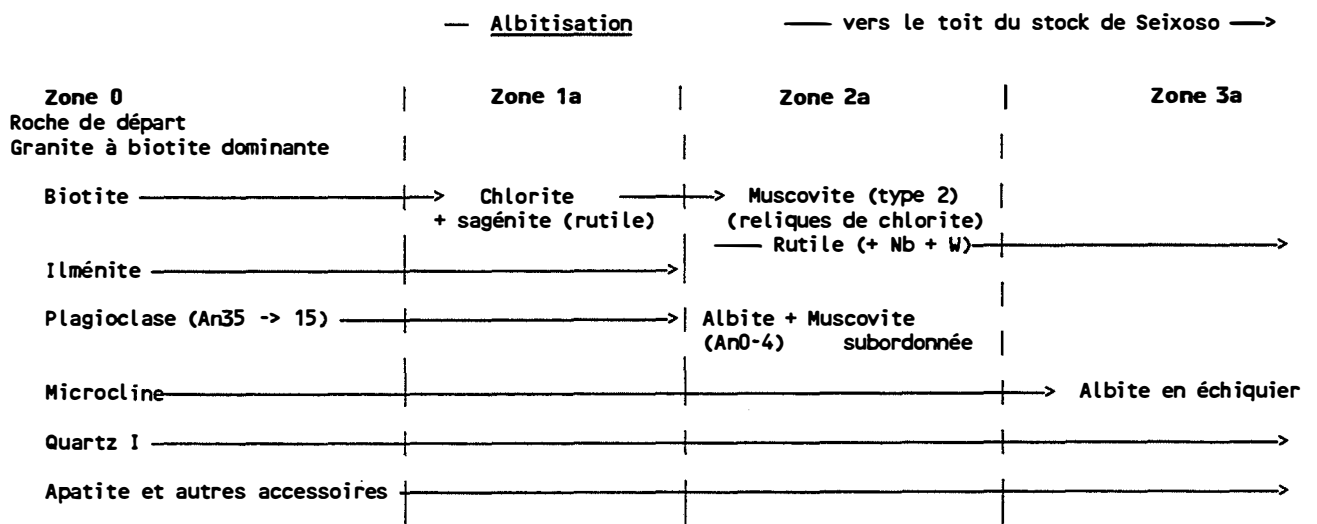
Zone 3a :

La zone 3 est caractérisée par la transformation du microcline en albite. Cette transformation se produit le long de veinules, probablement d'anciennes microperthites et à partir des bordures. Elle ne s'étend jamais à l'ensemble du minéral. L'albite de ces veinules à la même orientation optique et présente un système de fines macles polysynthétiques discontinues (albite en échiquier). La biotite a complètement disparu et la chlorite est presque entièrement transformée en muscovite de type 2.

b) Greisénisation

La greisénisation se manifeste par l'apparition d'une muscovite en plaques (type 3) bien visible sur le terrain. Cette muscovite forme des plages à bordures squelettiques progressant à partir des joints de grains. Elle est associée à du quartz secondaire différent du quartz primaire conservé en îlots dans les muscovites en plaques. Le quartz secondaire forme des grandes plages qui englobent et corrodent les feldspaths. Dans les roches faiblement albitisées, la muscovite en plaques se distingue aisément de la muscovite de type 1 (toujours texturalement liée à la biotite) et de la muscovite 2 (liée à l'albitisation). La

Echantillon	Phyllosilicates			Plagioclases		Feldspaths potassiques	
	Biotite	Biotite Chlorite + sagénite (rutile)	Chlorite Muscovite (type 2)	non altéré	Albitisé Albite Muscovite	Microcline primaire	Microcline albitisé (albite en échiquier)
163 A1	■	■		■		■	
163 B1	■	■		■		■	
163 B2	■	■	■	■		■	
161 A1	■	■		■		■	
160 A1	■	■	■		■	■	
160 B1		■	■		■	■	■
25 A1	■	■	■		■	■	■
25 A2	■	■	■		■	■	■
25 B1	■	■	■		■	■	■



Echantillon	Greisénisation						
	Ilménite	Rutile	Quartz II	Muscovite en flaque (type 3)	Apatite II	Pyrite Oxydes de fer	Tourmaline
163 A1	■		■	■			
163 B1	■		■	■			
163 B2	■	■	■	■			
161 A1	■		■	■	■		
160 A1		■	■	■	■	■	
160 B1		■	■	■	■	■	
25 A1		■	■	■	■	■	
25 A2		■	■	■	■	■	■
25 B1		■	■	■	■	■	

Toit du stock de Seixoso

Tableau III-1 : Albitisation et greisénisation des zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux. Description des différentes zones d'altération.

muscovite 2, contrairement à la muscovite 3, ne forme jamais d'association symplectites avec le quartz.

Dans les roches prélevées à proximité du toit et ayant subi une albitisation notable (zone 2a ou zone 3a), cette distinction est plus difficile. En effet, les muscovites de type 1 ou 2 servent souvent de germes pour la muscovite en flaques comme le prouve la présence de rares reliques de chlorites au coeur de quelques muscovites de type 3.

A intensité croissante (vers le toit du stock), on distingue deux stades d'altération :

-Stade 1g :

La greisénisation, à ce stade, affecte les granites à biotite dominante non ou peu albitisé (zone 1a ou 2a). La muscovite en flaques de type 3 se développe au dépens du feldspath potassique en épargnant le plagioclase primaire (zone 0 ou zone 1a) ou le plagioclase albitisé (zone 2a). Le quartz secondaire englobe et corrode indifféremment tous les minéraux primaires du granite et même les plagioclases albitisés.

-Stade 2g :

Ce deuxième stade d'altération n'affecte que les roches proches du toit du stock de Seixoso et donc des roches albitisées de la zone 2a ou 3a. La muscovite peut atteindre 2 à 3cm. Elle se développe essentiellement aux dépens des feldspaths potassiques non albitisés. Le quartz primaire est conservé en îlots. Les plagioclases et les feldspaths potassiques albitisés sont englobés par la muscovite en flaques et légèrement corrodés (il forment des plages assez arrondies). Cependant, ils sont relativement préservés.

La zone apicale du stock de Seixoso comporte des greisens fissuraux d'épaisseur décimétrique et des filonnets de quartz. Dans ce dernier cas on observe couramment une zonation minéralogique autour de ces filonnets qui suggère que les mêmes fluides sont à l'origine des greisens fissuraux, des filonnets de quartz et de la greisénisation pervasive. On a de la zone interne vers les zones externes:

-Zone 4g : Quartz seul

-Zone 3g : Greisen à quartz, muscovite et pyrite.

-Zone 2g : Granite de Seixoso à greisénisation pervasive.

Les greisens de la zone 3g se caractérisent par l'absence des feldspaths. Seuls de rares reliques d'albite sont parfois visibles. Ces greisens ne se distinguent des granites de la zone 2g que par le caractère plus complet des réactions entre feldspaths et fluides (abondants dans ce cas).

1-1.4 Granites des zones apicales (apogranites) à biotite chloritisée, et muscovite (minéraux accessoires : rutil, cassitérite, nigérite)

Ces granites sont toujours observés à proximité du toit du stock de Seixoso. A cause de leur position structurale, ces apogranites sont toujours albitisés et greisés mais ils se distinguent des granites à biotite dominante peu ou fortement altérés (alors à muscovite dominante) par de fortes variations de la taille du grain (grain fin à grossier), par un caractère porphyroïde localement très marqué, ainsi que par la présence de cassitérite en grains épars (jamais plus d'une par lame) et de très rares nigérites étroitement associées à des muscovités en flaques (greisénisation) contenant des reliques de silicates d'alumine.

Ces apogranites sont toujours albitisés : le plagioclase est une albite pure constellée de séricite mais le feldspath potassique n'est que partiellement altérée (albite en échiquier). Le rutile en petits cristaux subautomorphes coexiste exceptionnellement avec l'ilménite. L'intensité de l'albitisation est comparable à celle qu'ont subi les granites banals du stock de Seixoso (initialement à biotite dominante) dans les zones 2a à 3a.

Ces apogranites sont le plus souvent fortement greisénisés et alors à muscovite dominante. La muscovite en flaques se développe au dépens des feldspaths (préférentiellement feldspath potassique) ou aux joints de grain et est associée à du quartz secondaire : on observe fréquemment l'association symplectite quartz-muscovite.

Lorsqu'ils sont moins altérés les apogranites peuvent être à biotite chloritisée dominante (de plus grande taille que les biotites des granites banals à biotite dominante de Seixoso ou de Seixoso-Redolhos) et muscovite. Dans ce dernier cas on peut discerner deux types de muscovites :

- une muscovite en cristaux subautomorphes étroitement liée à la biotite identique à la muscovite de type 1 caractéristique des granites à biotite dominante de Seixoso ou de Seixoso-Redolhos.

- des muscovite en flaques ou en gerbes identiques aux muscovites des apogranites fortement greisénisés.

Certaines muscovites en flaques des apogranites peu ou fortement greisénisés renferment des reliques de biotite fortement chloritisées et il est alors impossible de distinguer les anciennes muscovites de type 1 ce qui suggère que ce type de muscovite était probablement présente initialement dans les apogranites fortement greisénisés.

1-1.5 Stocksheidars

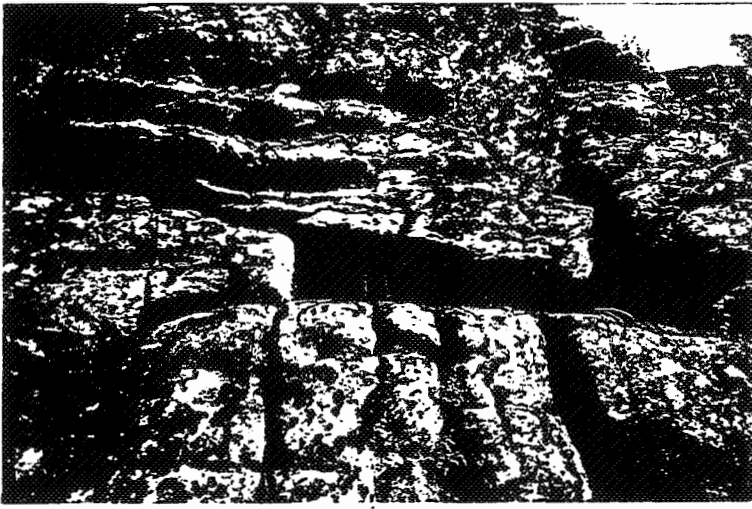
Les stocksheidars de la zone apicale du stock de Seixoso forment de petites poches d'extension métrique à l'intérieur des granites à muscovite et reliques de biotite. Ils ne sont présents que dans la zone centrale et haute du stock, un peu en contrebas et autour du point coté 545m (point le plus haut du stock). Dans ce secteur, le contact entre stocksheidars ou granite à muscovite et encaissant métasédimentaire n'a jamais été observé ce qui indique que l'érosion a décapé une partie du toit du stock. Ceci expliquerait la répartition spatiale des stocksheidars en anneau discontinu, ces stocksheidars faisant en fait partie d'un même ensemble.

Les stocksheidars, à cause de leur position structurale, sont toujours albitisés et greisénisés. Les échantillons les moins transformés montrent que ces stocksheidars étaient initialement riches en feldspath potassique. L'albitisation est intense mais le feldspath potassique n'est jamais entièrement remplacé.

Une zonation minéralogique est parfois partiellement observable dans les stocksheidars. Depuis le contact avec l'encaissant métasédimentaire (non visible), et en allant vers le bas, on observe :

- Zone à feldspaths potassique automorphes partiellement albitisés dans une pâte d'aspect granitique ou aplitique ;

- pâte d'aspect granitique ou aplitique riche en biotites chloritisées. Le rutile est présent, l'ilménite absente. Le plagioclase est relativement abondant, le feldspath potassique peu abondant.



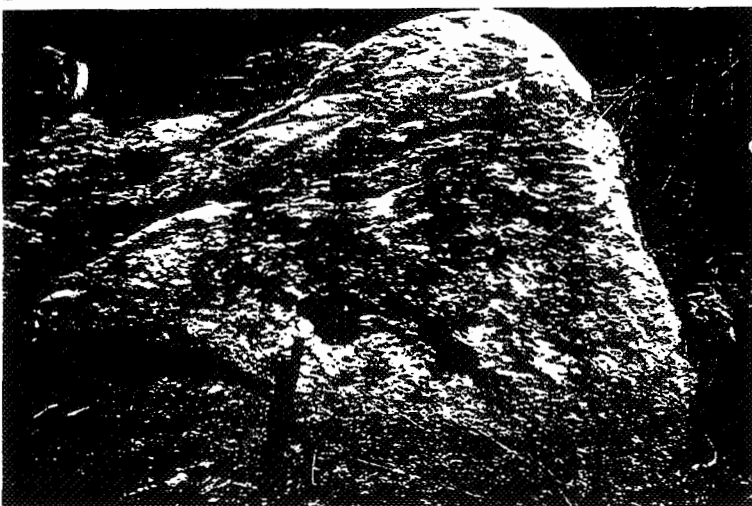
1- Litage magmatique horizontal au toit du stock de Outeiro (mis en évidence par l'érosion superficielle).



2- Aplopegmatite subhorizontale principale. Secteur de Seixoso.



3- Injection dans l'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale. Le liseré noir qui souligne les filonnets correspond à la zone tourmalinisée.



4- Rubanement lié à des variations de la taille du grain dans les aplopegmatites.

Planche III-1 : Zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux et aplopegmatites associées du secteur de Seixoso.

1-2 Stock de Outeiro

Le stock de granite leucocrate à grain fin de Outeiro à une taille d'environ 450 m sur 350 m (Fig. I-10). Ce stock présente un litage magmatique horizontal bien marqué (Planche III-1.1) où alternent des niveaux de granite à tendance aplitique, de granite fin et de rares bouffées pegmatitiques contenant parfois de la tourmaline. Le plus souvent, la tourmaline forme des cristaux centimétriques le long de plans subverticaux qui recoupent le litage magmatique horizontal du stock de Outeiro ce qui indique que la tourmaline est secondaire.

Des greisens fissuraux subverticaux recoupent l'ensemble.

Les granites de ce stock sont systématiquement albitisés à un degré équivalent à celui observé dans les zones 2a à 3a du stock de Seixoso : la biotite est exceptionnellement observée sous la forme de relique chloritisée dans les muscovites en flaqes. Dans les échantillons prélevés en bordure du stock, les muscovites en flaqes contiennent parfois des reliques de porphyroblastes métamorphiques d'andalousite (micro-enclaves métasédimentaires).

La tourmaline peut être absente et les granites sont alors à muscovite et relique de biotite. La tourmaline semble cristalliser avant les muscovites en flaqes.

2 Aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li-Be associées

2-1 Introduction

L'encaissant métasédimentaire situé dans l'auréole de métamorphisme de contact du grand batholite de Celorico de Basto contient plusieurs champs d'aplopegmatites portant des minéralisations en Sn-Ta-Nb-Li-Be: Seixoso, Vilares-Gontaes, Fontao et Vieiros.

On se limitera ici à l'étude du champ d'aplopegmatites de Seixoso situé à un peu plus de 2 km de la bordure sud du batholite de Celorico de Basto. Les aplopegmatites de Seixoso se mettent en place dans l'auréole de métamorphisme de contact (recristallisation post-F3 de muscovite et de biotite) de ce batholite qui se développe au dépens de la zone de l'andalousite et de la cordiérite du métamorphisme régional (syn-F1 à syn-F2).

2-2 Mise en place des aplopegmatites.

On observe à proximité immédiate du champ d'aplopegmatites de Seixoso un ensemble de petits stocks, apex et filons de granites à grain fin souvent à tourmaline (comparables aux granites du stocks de Seixoso et de Outeiro) dont la répartition et la forme montrent l'interaction de plusieurs directions structurales :

- la direction N100, correspondant dans ce secteur aux axes des plis de phase F3 (plis ouverts à plan axial subvertical) ;
- les directions NE-SW et NW-SE de deux systèmes conjugués de fractures ;
- la direction N-S d'un système de fractures plus difficilement visible.

Ces systèmes de fractures sont tardi-hercyniens et affectent tant le granite de Celorico de Basto que son encaissant.

Le stock de Seixoso et le champ d'aplopegmatite de Seixoso sont situés sur une arête sublatitudinale correspondant à la direction des plis de phase F3.

Le comportement structural des aplopegmatites est plus varié que celui des granites. On distingue deux types de mise en place :

Type 1 : sous forme de filons subverticaux, rectilignes, d'une puissance pouvant aller jusqu'à 12 m et d'une longueur de 450 m (au maximum). Ces filons se disposent le long des fractures de direction N-S qui contrôlent aussi l'intrusion de quelques filons de granites.

Type 2 : en filons concordants avec la stratification et donc de direction principalement N100. L'aplopegmatite la plus importante et que nous appellerons aplopegmatite principale (Planche III-1.2), a une puissance de plus de 10m et a été exploitée par carrières et galeries horizontales. Elle est globalement concordante avec la stratification (bien que dans le détail elle puisse localement recouper celle-ci) dans le flanc Nord d'un anticlinal de phase F3. Du Sud vers le Nord, le pendage varie entre 0 et 30° en direction du NNE, puis, au Nord, l'aplopegmatite se verticalise conformément à la stratification.

Il est important de noter qu'il n'existe aucune différence minéralogique entre les aplopegmatites des deux types. D'ailleurs, certains filons subverticaux s'enracinent dans l'aplopegmatite principale.

Cette aplopegmatite principale s'enracine latéralement, au Nord, dans la bordure SE du granite de Seixoso. Si les contacts observés sur le flanc NW du granite de Seixoso sont verticaux et rectilignes suggérant que sa mise en place est contrôlée par une faille NE-SW, les contours cartographiques de la bordure SW du granite, la largeur de la zone greisénisée à son toit, ainsi que l'abondance des aplites et aplopegmatites indiquent qu'ici, le granite s'enfonce doucement sous son encaissant métamorphique.

Cette aplopegmatite est installée entre un niveau finement rubané très tenace, à son toit, et les alternances centimétriques à décimétriques schistes- métagrauwackes ou métagrès qui constituent l'essentiel de l'unité de Vila Nune (allochtone). Cette position particulière montre que sa mise en place a été facilitée par la différence de compétence entre les faciès qui constituent l'encaissant métamorphique.

Les contacts aplopegmatite-encaissant sont nets. Il n'a pas été vu d'apophyses (sauf les filons de type 1). Cependant, on peut localement observer au toit de cette aplopegmatite principale des structures remarquables, comparables à celles de certaines migmatites d'injection.

A un peu plus d'une dizaine de centimètres de l'aplopegmatite l'encaissant est constitué de fines alternances (inférieures au mm) très régulières de lits pélitiques et de lits gréseux (quelques feldspaths sont présents). S0 défini par ces alternances à un pendage léger vers le NE.

A proximité de l'aplopegmatite (moins de 10 cm), le parallélisme des alternances de l'encaissant est perturbée (Fig. III-6). Les lits pélitiques restent bien reconnaissables et la distance qui séparent deux lits pélitiques devient très variable : de 1mm à un peu plus de 1cm. Le dessin de ces lits pélitiques devient capricieux et des plis, dont la géométrie montrent que l'encaissant s'est comporté de manière très plastique, apparaissent. Ces plis à charnières régulières et bien arrondies, sont comparables aux plis ptygmatisés que l'on peut observer dans les migmatites.

Un examen attentif montre que l'écartement des lits pélitiques est provoqué par l'injection d'un matériel aplitique très leucocrate à partir du filon d'aplopegmatite. Les anciens lits gréseux sont difficilement observables mais sont parfois conservés. Au microscope, ce matériel aplitique apparaît constitué d'albite reconnaissable à ses macles polysynthétiques, de feldspath potassique et de quartz. Mis à part le grain, la texture de ce matériel est similaire à celle du faciès principal à texture granitique des aplopegmatites.

Les lits pélitiques sont localement discontinus et subissent toute une série d'altérations hydrothermales que nous détaillerons plus loin.

Toutes ces observations montrent que les aplopegmatites se sont injectées dans l'encaissant métasédimentaire et qu'elles ont probablement cristallisé à partir d'un magma riche en albite comme le confirme la morphologie filonienne localement sécante.

2-3 Métamorphisme de contact des aplopegmatites

Ce métamorphisme de contact a pu être mis en évidence au toit de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso et au toit d'une aplopegmatite subhorizontale concordante avec la stratification (direction N100 à pendage moyen de 10° vers le NNE). Cette aplopegmatite (Apl2) est située au NE de l'aplopegmatite principale. Ce métamorphisme de contact se marque par une recristallisation de l'encaissant qui perd alors sa foliation.

L'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale est constitué d'alternances de lits pélitiques et de lits quartzo-feldspathiques. On observe dans les lits pélitiques, en s'approchant du contact aplopegmatite-encaissant, une zone de cristallisation de l'andalousite et une zone de cristallisation de l'andalousite et de la sillimanite (fibrolite).

L'andalousite forme des poeciloblastes non déformés mais le plus souvent partiellement transformés en muscovite. Cette altération, que l'on peut rattacher au stade de la greisénisation, progresse le long des fractures et des clivages de l'andalousite. L'andalousite renferme de très nombreuses inclusions de biotite des lits pélitiques et englobe de nombreuses inclusions de tourmaline identiques à celles développées au dépens de la biotite dans les lits pélitiques, quelques rares rutiles, parfois du quartz et des petits zircons. Ces zircons sont identiques à ceux inclus dans la biotite des lits pélitiques de l'encaissant. Ils sont auréolés d'un halo pléochroïque comparable à ceux qui se développent habituellement dans la biotite. Les inclusions de tourmaline indiquent clairement que la cristallisation de l'andalousite est postérieure à la tourmalinisation de l'encaissant aux épontes de l'aplopegmatite qui semble donc se manifester très précocement.

A moins de 1 cm du contact avec l'aplopegmatite, le quartz renferme en faible quantité de la sillimanite (fibrolite). La nigérite est fréquemment observée dans cette zone.

■ est à noter que des fluides expulsés des aplopegmatites à la fin de leur cristallisation ont pu faciliter la néoformation des silicates d'alumine en lessivant la silice par exemple. Quoi qu'il en soit, ces silicates d'alumines néoformés indiquent une forte élévation de la température de l'encaissant aux épontes des aplopegmatites.

2-4 Structure interne des aplopegmatites

Les aplopegmatites de Seixoso ne montrent pas de zonation bien définie. L'essentiel de ces aplopegmatites est représenté par un faciès porphyroïde à texture granitique très leucocrate. Dans la suite ce faciès sera désigné sous le terme GSP.

Le GSP est composé d'une matrice à grain fin à moyen localement grossier, d'aspect saccharoïde dans laquelle "flottent" des mégacristsaux de feldspath potassique perthitique (Méga-FK) d'une taille allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres. Ces mégacristsaux de feldspath potassique sont le plus souvent subautomorphes à xénomorphes et maclés Carlsbad. Ils présentent parfois l'habitus particulier (en plume) des feldspaths potassiques des stocksheiders.

La matrice du GSP a une texture qui rappelle les textures granitiques. Elle est essentiellement constituée d'un enchevêtrement de lattes d'albite d'orientation quelconque, de quartz, de feldspath potassique interstitiel et de muscovite d'abondance très variable et

parfois absente. De rares muscovites sont automorphes (formes losangiques). Les mégacrists de feldspath potassique ne sont pas répartis de façon homogène et on observe souvent des concentrations locales.

De fortes variations de grain sont observées à l'intérieur de ce faciès. Ces variations sont souvent progressives ou au contraire brutales et donnent aux aplopegmatites un aspect rubané caractéristique (Planche III-1.4). La taille du grain de la matrice saccharoïde est habituellement de 0.2 à 1cm mais peut atteindre plusieurs centimètres (zones à tendance pegmatitique). La cassitérite et les niobotantalates sont plus ou moins régulièrement répartis dans ce faciès mais deviennent moins abondants vers les bordures. Les phosphates sont répartis de manière assez régulière et forment parfois des taches bleuâtres ou verdâtres caractéristiques lorsqu'ils sont altérés en phosphates secondaires.

Le contact aplopegmatite-encaissant est systématiquement souligné par le développement d'un faciès de bordure assez particulier. Tous les filons d'aplopegmatites, même ceux de taille réduite présentent ce faciès de bordure.

Ce faciès est caractérisé par de grandes albites allongées (plusieurs cm) dont la croissance s'est faite perpendiculairement au contact avec l'encaissant (croissance centripète). Ces albites sont parfois maclées Carlsbad. Les autres minéraux de ce faciès de bordure sont le quartz et la muscovite. Le feldspath potassique n'a pas été observé. Les minéraux accessoires du GSP (cassitérite, niobotantalates, phosphates) ne sont qu'exceptionnellement observés dans ce faciès.

La cristallisation orientée de l'albite dans ce faciès rappelle celle du feldspath potassique dans les stocksheiders qui jalonnent fréquemment les contacts endogranite-exogranite.

Les aplopegmatites de Seixoso ne contiennent pas d'importantes zones monominérales tels que les noyaux de quartz qui caractérisent certaines pegmatites zonées. Mais de rares poches de quartz pluridécimétriques, exceptionnellement métriques, sont cependant observées dans le GSP.

Les druses sont très rares dans les aplopegmatites et le plus souvent tapissées de quartz automorphe. Une de ces druses recoupe le contact aplopegmatite-encaissant et est donc de formation nettement tardive.

Un filonnet de fluorine subvertical a été observé au toit subhorizontal de l'aplopegmatite principale. Ce filonnet visiblement tardif recoupe nettement le contact aplopegmatite-encaissant et indique que des fluides riches en fluor se sont échappés tardivement des aplopegmatites.

2-5 Altérations hydrothermales visibles sur le terrain.

La greisénisation et la tourmalinisation sont les seules altérations hydrothermales bien visibles sur le terrain. Cependant, l'étude microscopique montre que ces altérations hydrothermales sont variées et fréquentes.

Dans le GSP, il est fréquent d'observer des poches ou des veines dans lesquelles la muscovite est très abondante. Localement, on observe en association avec ces poches ou ces veines de véritables greisens. Ces greisens diffèrent des greisens fissuraux que l'on rencontre habituellement dans les granites par leur dessin capricieux rarement rectiligne. Ils ne semblent pas liés à des fissures mais plutôt à des zones diffuses de percolation de fluides.

Ces greisens à quartz et muscovite sont minéralisés en cassitérite et se développent préférentiellement au dépens du GSP. La raison peut en être trouvée en observant le contact entre ce faciès et le faciès de bordure. Systématiquement, la greisénisation devient

beaucoup moins intense en passant du GSP vers le faciès de bordure. Cette baisse de l'intensité de la greisénisation peut s'expliquer par la différence de taille du grain entre ces deux faciès. Dans la zone à texture grenue le grain beaucoup plus petit augmente de façon considérable les surfaces potentielles d'interaction entre minéraux et fluides. Une autre cause probable est l'absence de feldspath potassique dans le faciès de bordure.

Ces greisens recoupent le rubanement (zones de taille de grain différentes) et la limite faciès porphyroïde-faciès de bordure. L'encaissant des aplopegmatites est d'ailleurs systématiquement greisé. Ces greisens sont donc nettement postérieurs à la cristallisation des aplopegmatites.

Dans le faciès de bordure, la cassitérite et les niobotantalates sont toujours liés à ces greisens. Ils n'ont jamais été observés dans ce faciès en dehors des zones greisées.

2-6 Le faciès granitique saccharoïde porphyroïde (GSP)

La description de ce faciès sera faite à partir d'échantillons les moins altérés possibles et montrant le moins de texture de remplacement. Ainsi dans les échantillons du GSP exempts d'altération, le feldspath potassique perthitique est toujours limpide et sain et l'albite est limpide et présente une légère zonation normale alors que la muscovite en flaque est absente.

2-6.1 Les minéraux principaux : quartz, albite, feldspath potassique et muscovite

Quartz

Au moins deux générations de quartz sont présents dans ce faciès. Le quartz précoce (**quartz 1**) est de petite taille et toujours observé en inclusion dans les Méga-FK et les grandes albites en peigne du faciès de bordure des aplopegmatites. Ce quartz 1 est automorphe (sections parfaitement hexagonales), ne montre jamais de traces de déformation (pas d'extinction roulante) et semble être le résultat de la transformation polymorphique de la forme de haute température du quartz en accord avec les observations de Majer (1965).

L'essentiel du quartz cristallise postérieurement au quartz 1 sous forme de cristaux très rarement subautomorphes (**quartz 2**) contenant des inclusions d'albite de taille plus réduite que leurs équivalents dans la matrice ce qui indique une syncristallisation de l'albite et du quartz.

Albite

Dans les zones non albitisées, l'albite du faciès GSP est subautomorphe et légèrement zonée (An₄ à AnO). Les lattes d'albite sont limpides et finement maclées (macles polysynthétiques).

Feldspath potassique

Le feldspath potassique cristallise sous forme de mégacristaux (Méga-FK) de feldspath potassique perthitique et sous forme de feldspath potassique interstitiel très rarement perthitique qui cristallise simultanément avec les bordures des Méga-FK.

Les Méga-FK sont toujours perthitiques. Plusieurs types de perthites peuvent coexister dans un même feldspath potassique. On observe souvent l'association de perthites

très fines de type "film perthites" très régulières avec des macroperthites de type "vein perthite".

Les macroperthites ne sont pas le résultat de l'albitisation du feldspath potassique. Celle-ci, assez fréquente, débute toujours à partir des bordures. Lorsque l'albitisation est plus intense, le remplacement du feldspath potassique progresse à partir des perthites et la distinction entre albite d'exsolution et albite d'albitisation est plus difficile mais possible puisque l'albite d'albitisation est constellée de séricite.

Les macroperthites sont constituées d'albite limpide souvent maclée (macles polysynthétiques). Elles ont une épaisseur qui peut atteindre 0.1mm (elles sont bien visibles à l'oeil nu). Elles ont une forme assez irrégulière mais sont toujours orientées (orientation moyenne) suivant une ou deux directions privilégiées. De part et d'autre de ces macroperthites, et sur une largeur à peu près équivalente à celle de ces macroperthites, les microperthites sont absentes. En approchant de la bordure des Méga-FK, ces macroperthites se ferment systématiquement. Les zones externes des Méga-FK ne comportent alors que microperthites de type "film perthites".

Les relations entre macroperthites et microperthites, en particulier l'absence de microperthites au voisinage immédiat des macroperthites montrent que ces deux types de perthites résultent de la rétro-morphose d'un feldspath potassique riche et zoné en Na. L'absence de macroperthites dans les zones externes des feldspaths potassiques montre que la teneur en Na des bordures des Méga-FK était beaucoup plus faible que les zones plus internes ce qui indique une baisse sensible de la température au cours de la cristallisation des Méga-FK et explique pourquoi les feldspaths potassiques interstitiels de la matrice ne sont que rarement perthitiques (microperthites uniquement).

En bordure, les Méga-FK englobent les minéraux de la matrice (lattes d'albite, quartz 2 et muscovite) alors souvent de taille plus réduite ce qui montre que la fin de la cristallisation des Méga-FK est synchrone de celle des minéraux de la matrice. L'absence de ces inclusions dans les zones centrales des Méga-FK indique que ces derniers ont commencé à cristalliser précocement.

La muscovite

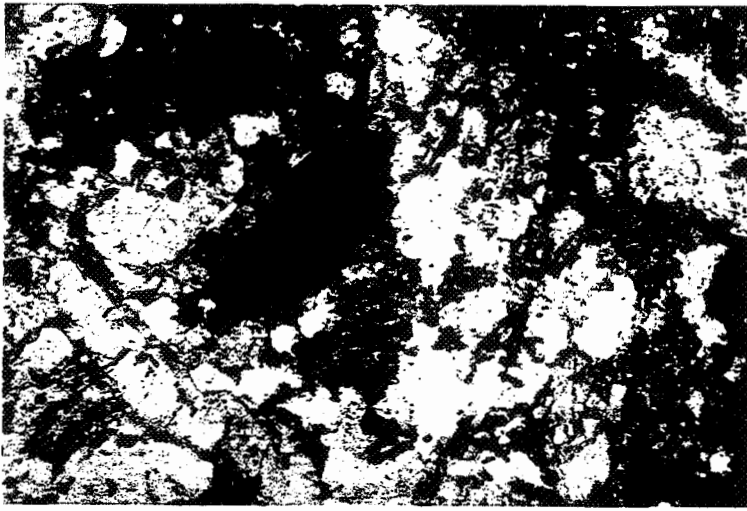
Certaines muscovites forment des cristaux subautomorphes à automorphes (sections losangiques) en inclusion dans le quartz primaire de la matrice du GSP. Le plus souvent la muscovite forme des cristaux squelettiques qui se développent aux joints de grain et qui présentent souvent, en bordure, l'association symplectite quartz-muscovite : ce type de muscovite est secondaire.

2-6.2 L'andalousite

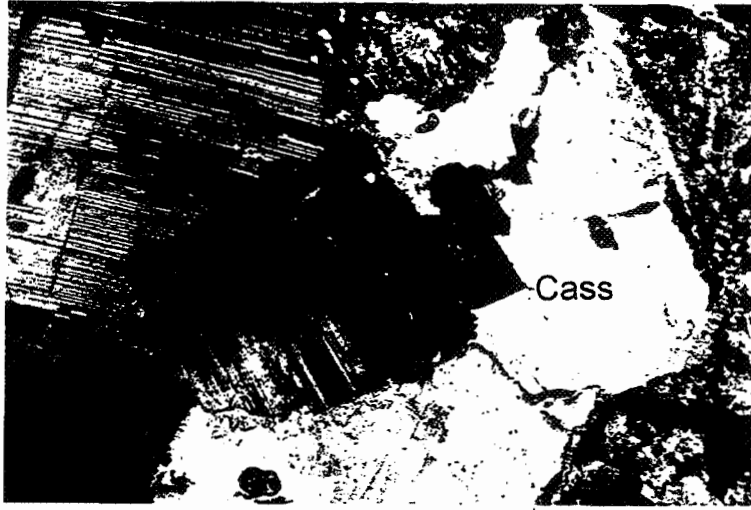
L'andalousite est un minéral accessoire du GSP où elle est fréquemment associée au chrysobéryl. Elle est le plus souvent observée en petites reliques en continuité optique dans les muscovites en flaque : l'andalousite est altérée en muscovite (greisénisation). Les relations texturales avec les minéraux constitutifs du GSP indiquent que l'andalousite cristallise à un stade magmatique

2-6.3 Les minéraux porteurs de Sn, Nb, Ta, Ti

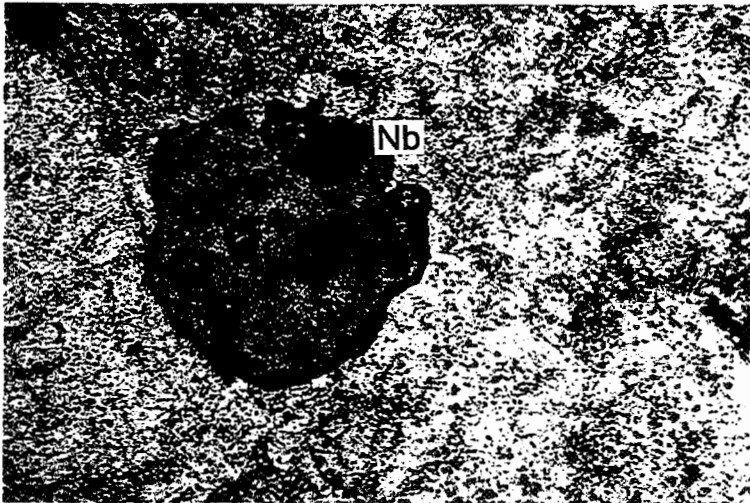
Dans les granites peralumineux dans lesquels s'enracinent les aplopegmatites de Seixoso, la biotite et l'ilménite sont les porteurs primaires de Ti. Dans les aplopegmatites,



1- Cassitérite précoce à zonation oscillatoire. Les teneurs en ta et Nb (couleur brun-rouge) baissent globalement du coeur vers la bordure.



2- Cassitérite précoce (Cass) automorphe incluse en bordure d'une albite primaire.



3- Résorption d'une inclusion de niobotantalate (Nb) dans une cassitérite précoce. La cassitérite est enrichie en Nb et Ta (halo de résorption).



4- Niobotantalate (Nb) inclus dans un quartz primaire.

Planche III-2 : Cassitérites et niobotantalates (pseudo-ixiolites) dans le GSP (faciès principal des aplopegmatites de Seixoso).

en raison de la pauvreté en Fe et Mg la biotite et l'ilménite sont absents ; Ti est porté par la cassitérite, les niobotantalates (pseudo-ixiolites) et par le chrysobéryl.

Le contenu en cassitérite et en niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso est relativement faible mais constant.

a) La cassitérite

La cassitérite est répartie de manière assez homogène dans la matrice sous forme de cristaux trapus très souvent bipyramidés (Planche III-2.2). Les faces du prisme ne sont presque jamais visibles. Aubert (1969) indique que cet habitus est typique des cassitérites qui cristallisent au cours de la phase principale de formation (stade magmatique) du granite à albite de Montebras (Massif Central français). Il faut noter l'existence de cassitérites interstitielles dont la cristallisation plus tardive est postérieure à la cristallisation de l'albite et du quartz 2 du GSP.

La taille des cassitérites est variable et peut atteindre plusieurs millimètres. Les cassitérites sont diversement et irrégulièrement colorées mais peuvent montrer une zonation automorphe oscillatoire (Planche III-2.1). Les parties colorées des cassitérites sont pléochroïques dans les bruns à brun-rouge et correspondent à une cassitérite riche en fer, en tantale et en niobium. Les parties limpides ou très légèrement verdâtres correspondent à une cassitérite pratiquement pure.

La cassitérite automorphe précoce est parfois observée en inclusion dans la bordure des mégacristaux de feldspath potassique qui englobe alors également des lattes d'albite et du quartz 2 de la matrice du GSP. Elle est aussi présente en inclusion dans les bordures des albites en lattes et semble donc avoir cristallisé en même temps que l'albite et le quartz 2. Certaines cassitérites contiennent des petites inclusions d'albite parfaitement automorphes ce qui confirme la syncristallisation de ces deux minéraux.

b) Les niobotantalates (pseudo-ixiolites)

Dans le GSP, les niobotantalates sont indépendants des cassitérites et disséminés dans la matrice à quartz- albite- muscovite (Planche III-1.4). Leur abondance diminue lorsque l'on s'approche du contact aplopegmatite-encaissant. Ils se présentent, soit en cristaux automorphes prismatiques ou tabulaires, soit en cristaux interstitiels. Ils sont parfois observés en inclusion dans les zones pléochroïques des cassitérites tardives interstitielles, beaucoup plus rarement dans les cassitérites précoces où ils sont partiellement résorbés (Planche III-1.3).

2-6.4 Les minéraux porteurs du béryllium

a) Le chrysobéryl

Le chrysobéryl est un minéral abondant dans les zones internes des aplopegmatites de Seixoso où il est le principal porteur de Be. Le chrysobéryl est zoné et contient au coeur jusqu'à 2.5 % de TiO_2 et 2 % de SnO_2 . Il est observé dans le GSP et dans une zone de l'exocontact d'une aplopegmatite subhorizontale (zone à quartz- andalousite- chrysobéryl - cassitérite). Dans les deux cas le chrysobéryl forme des cristaux automorphes incolores et limpides souvent maclés, pouvant atteindre 1mm.

Dans le GSP, le chrysobéryl forme souvent des groupes de plusieurs individus. Il est souvent associé à la cassitérite interstitielle tardive et est parfois partiellement englobé par

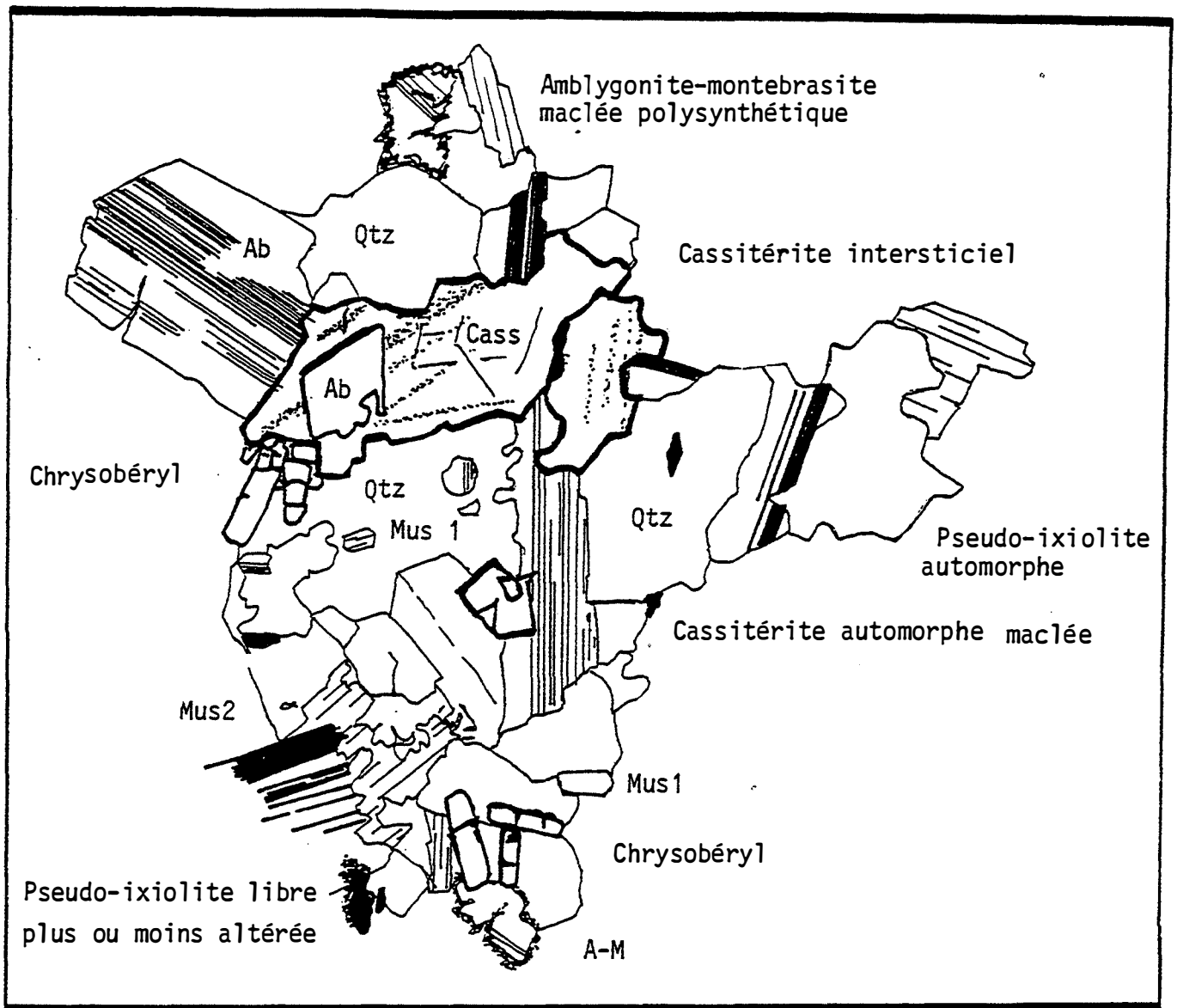


Figure III-1 : Echantillons 181A-B-C prélevés au coeur d'une aplopegmatite. Cassitérite intersticielle, xénomorphe, faiblement zonée avec inclusion d'albite et cassitérite automorphe dans le facies saccharoïde à albite- quartz- muscovite. Mus 1: petites muscovites automorphes. Mus 2: muscovites en grandes plages squelettiques. Certaines grandes plages de quartz corrodent l'albite (Ab). Les pseudo-ixiolites sont automorphes lorsqu'elles sont en inclusion dans le quartz (Qtz), d'autres xénomorphes sont plus ou moins altérées. Le chrysobéryl est parfois associé à la cassitérite. (A-M) Amblygonite-montebrazite souvent maclée polysynthétique et altérée en un phosphate secondaire en bordure.

celle-ci. Le chrysobéryl cristallise donc en même temps que (ou un peu avant) la cassitérite tardive interstitielle.

Très localement, le chrysobéryl est observé en inclusion dans des grandes plages de muscovite en flaques (greisénisation). Il est alors associé à la **tourmaline**, à la **nigérite** et à l'**andalousite**. L'andalousite est légèrement pléochroïque (rose pâle) et forme des plages arrondies corrodées par la muscovite (rétromorphose liée à la greisénisation).

L'association chrysobéryl, andalousite, tourmaline, nigérite est fortement alumineuse et relativement ferrifère ce qui contraste avec la pauvreté en fer des aplopegmatites. Cette association est celle qui est observé dans une zone transformée (zone à quartz- andalousite-chrysobéryl -cassitérite, planche III-4.4) qui se développe au dépens de encaissant pélitique aux épontes (exocontact) d'une aplopegmatite subhorizontale ce qui suggère que cette association particulière résulte de la transformation de matériel pélitique pris en enclave dans le GSP.

b) Le Béryl

Le béryl est très rare dans les aplopegmatites de Seixoso. Il a été observé une seule fois en inclusion dans la bordure d'un Méga-FK ce qui suggère qu'il cristallise en même temps que les lattes d'albite et le quartz 2 de la matrice du faciès granitique porphyroïde, c'est à dire plus précocement que le chrysobéryl.

2-6.5 Les minéraux porteurs du phosphore et du lithium

Dans les aplopegmatites de Seixoso, les muscovites 1 et les muscovites liées à la greisénisation ne sont pas lithinifères. Les minéraux porteurs de Li sont des phosphates de la série amblygonite-montebbrasite.

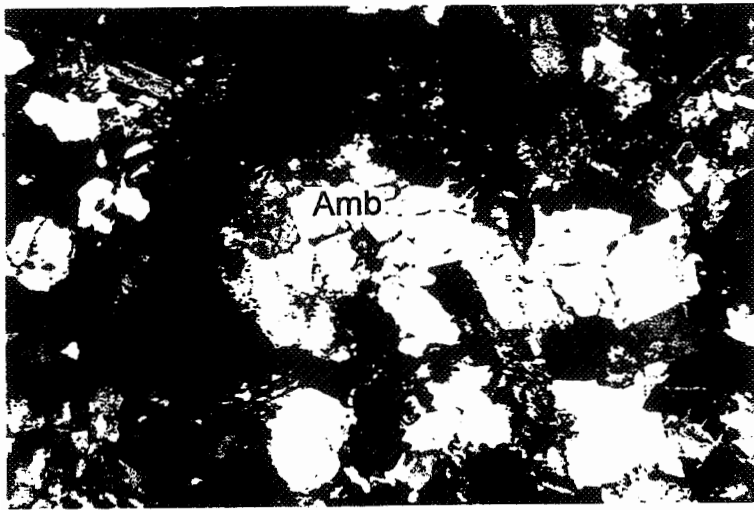
a) Amblygonite-montebbrasite $\text{LiAl}(\text{F-OH})[\text{PO}_4]$

Les phosphates de la série amblygonite-montebbrasite ne sont observés que dans le GSP où ils sont assez régulièrement disséminés (Planche III-3.1).

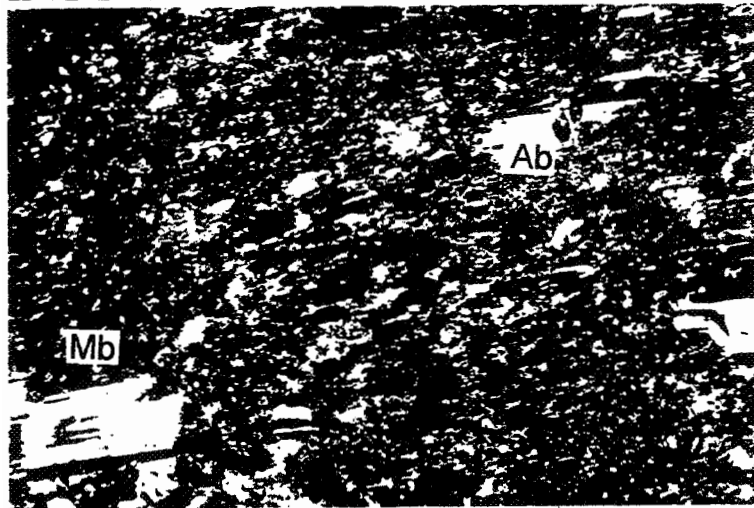
Les phosphates de la série amblygonite-montebbrasite montrent très souvent des macles polysynthétiques et forment des cristaux de taille variable (0.1 à 1mm), subautomorphes (sections plus ou moins rectangulaires) au contact des lattes d'albite, de la muscovite et du quartz 2 de la matrice du GSP. Ils contiennent souvent des petites inclusions automorphes d'albite et très rarement des inclusions de fluorapatite qui montrent que leur cristallisation a débuté de manière synchrone avec les minéraux constitutifs du GSP. D'après Maijer, la composition de ces phosphates est variable à l'intérieur d'une même aplopegmatite de amb65 à amb0.

On observe souvent le remplacement de ces phosphates par de la montebbrasite. Ce remplacement se fait à partir des bordures et le long de filonnets qui s'insinuent vers le coeur des phosphates primaires.

Ces phosphates sont souvent altérés (sauf lorsqu'ils sont en inclusion dans le quartz) en un matériel isotrope et de faible relief incolore mais pouvant être verdâtre ou bleuâtre et qui se développe à partir des bordures et des fractures de ces phosphates. Ce matériel semble être un mélange entre des phosphates secondaires et des phyllites (peut-être du type séricite). D'après Maijer (1965) certaines de ces phyllites pourraient être des zinwaldites.



1- Amblygonite (Amb) disséminée dans le GSP (faciès principal des aplopegmatites).



2- Feldspath potassique albitisé (l'albite en échiquier apparaît sombre, Ab) et opacifié. Les taches jaunes sont des petites montebrasites (Mb) liées à l'exsolution du phosphore lors de l'altération du feldspath.



3- Montebrasite (Mb) tardive à proximité d'une fracture.



4- Cookéïte (chlorite lithinifère) tardive (Li-chl) dans des microdruses.

Planche III-3 : Amblygonite du GSP (faciès principal des aplopegmatites de Seixoso) - Altération du feldspath potassique - Minéraux hydrothermaux riches en lithium.

On observe localement dans les aplopegmatites des petits cisaillements qui déforment le quartz 2, l'albite en latte et la muscovite de la matrice, plus rarement de gros cristaux xénomorphes d'amblygonite-montebbrasite plus ou moins altérés. Des phosphates de la même série mais non déformés cimentent les vides le long de certains microcisaillements qui ont rejoué en ouverture. D'après Maijer (1965), ces phosphates tardifs ont une composition de montebbrasite.

Ces mêmes phosphates tardifs à composition de montebbrasite remplissent parfois des microdruses où ils sont associés à de l'apatite (hydroxylapatite) et du quartz tardifs.

Deux générations de phosphates de la série amblygonite-montebbrasite peuvent être distinguées :

- Une première génération, très précoce, cristallise apparemment à un stade magmatique en compagnie des minéraux constitutifs du GSP. Ces phosphates primaires ont cristallisé dans un milieu riche en fluor, comme le montre leur composition, en même temps ou juste après la fluorapatite ;

- Une deuxième génération tardive pauvre en fluor (composition de type montebbrasite) remplace les phosphates primaires, ce qui correspond à une substitution tardive de F par OH, ou cristallisent dans des microdruses en compagnie de l'hydroxylapatite et du quartz. Ces phosphates de deuxième génération ont cristallisé dans un milieu riche en eau et pauvre en fluor, probablement à un stade hydrothermal ce qui indique une certaine mobilité de Li à ce stade. Ce type de remplacement tardif a déjà été observé par Cerny et al. (1972) et par Cerny (1982) dans la pegmatite Tanco (Manitoba, Canada).

b) Apatite $\text{Ca}_5[\text{PO}_4]_3(\text{F-OH})$

Au moins deux générations d'apatite sont présentes dans les aplopegmatites de Seixoso.

- Une première génération, de type fluorapatite cristallise sous la forme de petits cristaux automorphes et est observé en inclusion dans tous les minéraux constitutifs du faciès granitique ce qui prouve que sa cristallisation est très précoce. Ces fluorapatites sont beaucoup moins abondantes que les apatites tardives.

- Une deuxième génération de type hydroxylapatite assez riche en Mn cristallise en gros cristaux xénomorphes au contact des minéraux constitutifs du faciès granitique. Cette hydroxylapatite remplit d'anciennes microdruses en compagnie de la cookéite (chlorite riche en Li) qu'elle englobe partiellement.

Selon Maijer (1965), cette hydroxylapatite est parfois associée à des phosphates de type goyazite, augelite, xanthoxénite. Elle est parfois observée en inclusion dans l'albite lorsque celle-ci est séricitisée ce qui suggère que Ca est fixé sous forme d'apatite lors de la séricitisation du plagioclase initialement riche en phosphore.

Comme pour les phosphates de la série amblygonite-montebbrasite, on observe une génération précoce riche en fluor cristallisant à un stade magmatique et une deuxième génération beaucoup plus tardive riche en OH et qui cristallise à un stade hydrothermal de relativement basse température puisque cristallisant après la cookéite.

c) **Phosphates tardifs : eosphorite-childrenite, goyazite-crandallite, xanthoxénite, vivianite**

Eosphorite-childrenite $(Mn,Fe)Al[PO_4](OH)_2.H_2O$

Les phosphates de la série eosphorite-childrenite se rencontrent sous forme d'agrégats polycristallins et de rares cristaux xénomorphes mais le plus souvent remplissent des veines tardives ce qui indique une cristallisation à un stade hydrothermal.

Goyazite-crandallite $(Sr,Ca)Al_3[PO_4]_2(OH)_5.H_2O$

Les phosphates de la série goyazite-crandallite se développent le long des fractures et clivages de l'albite des aplopegmatites, particulièrement dans les zones où celle-ci est séricitisée. Une observation faite par Maijer (1965) indique que ces phosphates se développent préférentiellement au dépens du coeur légèrement plus calcique de l'albite.

D'après Maijer (1965), les phosphates de la série goyazite-crandallite sont parfois un produit d'altération des phosphates de la série Eosphorite-childrenite. Ceci suggère un comportement plus ou moins mobile de Ca de Sr lors des stades hydrothermaux tardifs.

xanthoxénite $(Ca,Mn,Mg,Fe)_2Fe^{3+}[PO_4]_2(OH).1.5H_2O$; vivianite $Fe_3[PO_4]_2.8H_2O$

Maijer (1965) signale la présence de xanthoxénite et de vivianite en remplissage de petites veines et druses. Ces phosphates sont apparemment les plus tardifs des aplopegmatites. La xanthoxénite, minéral dans lequel une partie du fer est sous sa forme oxydé, indiquent des conditions oxydantes et résulte probablement d'une altération supergène des aplopegmatites.

2-7 faciès granitique saccharoïde porphyroïde (GSP) à tendance pegmatitique

A quelques détails près, la minéralogie est la même que celle du GSP banal mais le grain est beaucoup plus grossier.

Les seuls niobotantalates observables dans ces zones sont en inclusion dans la cassitérite. Celle-ci a généralement une grande taille et peut atteindre 1 à 2 centimètres ; elle est alors maclée mais peut aussi se rencontrer en petits cristaux trapus bipyramidés identiques à ceux du GSP.

La zonation oscillatoire a les mêmes caractéristiques que celles des rares cassitérites zonées du faciès granitique, mais est beaucoup plus marquée. Les zones pléochroïques sont souvent très brunes. L'intensité de la coloration augmente avec les teneurs en fer, niobium et tantale. Les inclusions de niobotantalates sont orientées avec leur plus grande dimension parallèle à la zonation automorphe et sont toujours inclus dans les zones limpides qui correspondent à une cassitérite presque pure. Ces inclusions représentent donc probablement des exsolutions. Les cassitérites renferment de grosses inclusions (jusqu'à 0.5 mm) de quartz ainsi que de longues aiguilles (de rutile apparemment) transverses sur la zonation.

2-8 Les faciès dérivés du GSP

Plusieurs stades d'altération hydrothermale affectent les aplopegmatites et leur épontes et conduisent au remplacement partiel des minéraux primaires. Généralement, le premier minéral à être affecté par ces altérations hydrothermales est le feldspath potassique.

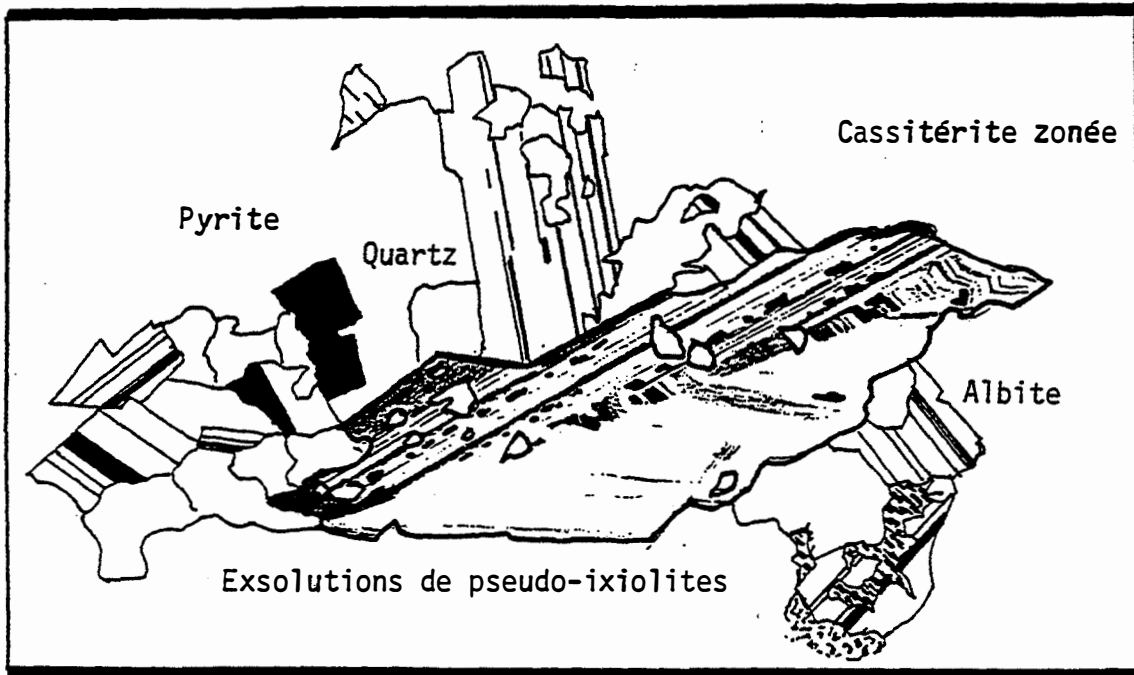


Figure III-2 : Zone à tendance pegmatitique (échantillons 175A1-2)
 La cassitérite montre une forte zonation oscillatoire. De nombreux niobotantalates orientés sont en inclusion dans les zones claires correspondant à une cassitérite presque pure.

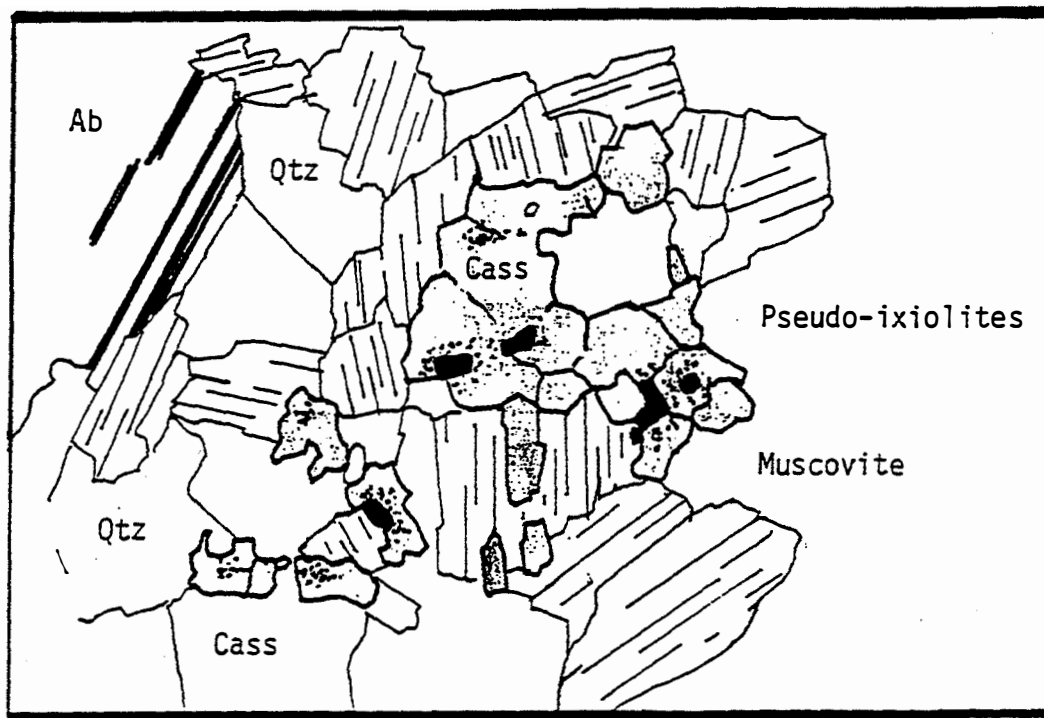


Figure III-3 : Greisen minéralisé en cassitérite. Echantillons 173A-B-C.
 La cassitérite forme des amas polycristallins et contient des inclusions de pseudo-ixiolite de quartz et de muscovite.
 Quelques petites cassitérites isolées sont parallèles aux clivages des muscovites qui les prennent en inclusion.
 (Qtz) quartz. (Ab) albite. (Cass) cassitérite.

Plusieurs types d'altération hydrothermale contribuent à modifier l'aspect du faciès granitique saccharoïde porphyroïde. Ce sont : l'albitisation, le développement de l'association de type granophyrique quartz-albite, la greisénisation et l'argilisation.

L'albitisation est assez fréquente mais ne peut généralement être mise en évidence qu'au microscope. Ainsi il n'a pas été possible de distinguer d'éventuelles relations entre les zones albitisées et la structure interne des aplopegmatites.

Le développement de l'association granophyrique albite-quartz est très localisé (poches).

La greisénisation est bien visible sur le terrain et affecte indifféremment tous les faciès des aplopegmatites ainsi que leurs éponges. L'argilisation est peu répandue et semble surtout affecter les bordures et les éponges des aplopegmatites.

Enfin, l'étude pétrographique a révélé la présence de rares zones de déformation protoclastique tardive.

2-8.1 par albitisation

Le développement d'albite en échiquier à partir des bordures et des perthites des Méga-FK est la première manifestation de l'albitisation (Planche III-3.2). Les lattes d'albite sont alors constellées de petites séricités. La composition de ces albites est alors toujours celle d'une albite pure (An0) alors que la composition des albites en lattes en dehors des zones albitisées est An4 (coeur) à An0 (bordure). Le feldspath potassique n'est que très rarement entièrement transformé.

2-8.2 par développement de l'association quartz-albite de type "granophyrique"

Très localement (poches), on observe le développement massif d'une association de type granophyrique à albite-quartz qui se développe au dépens du feldspath potassique et de tous les autres minéraux de la matrice. On observe très souvent des plages reliques d'albite en lattes en continuité optique à l'intérieur de cette association. Les cassitérites précoces sont conservées et ne semblent en rien affectées par cette transformation. On observe parfois des reliques de quartz 2 et ses inclusions de muscovite 1. Cette association "granophyrique" albite-quartz semble donc se développer à un stade tardi-magmatique ou hydrothermal.

Dans cette association l'albite à une composition d'albite pure. La texture de cette association granophyrique est assez particulière: Le quartz forme des petites gouttelettes ou des petits canaux parfois ramifiés dans une albite rarement maclée. Les proportions du quartz et de l'albite sont variables dans cette association.

Le contact entre le GSP et les zones où se développe cette association granophyrique est toujours net. Cependant, on peut parfois distinguer une zone intermédiaire très étroite visible seulement sur les lattes d'albite lorsqu'elles sont à cheval sur le contact. Cette zone intermédiaire se caractérise par le développement de gouttelettes de quartz au dépens de l'albite en lattes : les textures développées dans cette zone rappellent des textures de silicification. Le nombre de ces gouttelettes augmente rapidement vers la zone transformée et on passe brusquement à l'association "granophyrique" typique. Cette zone intermédiaire est aussi observable à la périphérie des plages d'albite primaires conservées en relique à l'intérieur des zones transformées.

2-8.3 par greisénisation

La greisénisation est de loin la transformation hydrothermale la plus répandue. Elle est responsable du développement d'une troisième génération de quartz qui se développe à partir des quartz 2 au dépens du feldspath potassique puis de l'albite en latte. Ces quartz 3 englobent poecilitiquement et corrodent les lattes d'albite (très souvent conservées sous forme de plages arrondies en continuité optique) et le feldspath potassique interstitiel de la matrice. Ces quartz 3 sont associés à de grandes plages de muscovite en flaques (muscovite 2) qui se développent d'abord au dépens du feldspath potassique, puis des lattes d'albite.

La greisénisation est postérieure à l'albitisation. En effet, lorsque les lattes d'albite sont constellées de séricite, elles semblent mieux résister au développement de la muscovite 2 probablement en raison de leur composition (albite pure). Elles sont alors le plus souvent corrodées par le quartz 3.

Dans les greisens développés à partir du GSP, la cassitérite forme des agrégats parfois pluricentimétriques constitués par de nombreuses petites cassitérites très diversement et irrégulièrement colorées et dont les faces cristallines sont très difficiles à distinguer. De tels agrégats ont été décrits par Aubert (1969) dans la "quartzglocke" associée au granite de Montebras (Massif Central français).

Les parties colorées des cassitérites sont pléochroïques dans les bruns à brun-rouge et correspondent à une cassitérite riche en fer et en tantale. Les parties limpides ou très légèrement verdâtres correspondent à une cassitérite pratiquement pure. On observe très rarement des petites cassitérites isolées disposées parallèlement au clivage des muscovites 3 des greisens qui les prennent en inclusion.

Les cassitérites des greisens renferment des inclusions de quartz et de muscovite, qui montrent qu'elles sont liées au processus de greisénisation.

Les cassitérites des greisens sont associées à des niobotantalates en cristaux automorphes, qui cristallisent pendant la phase de greisénisation, et qu'elles englobent très souvent partiellement. Dans une de ces cassitérites, le rapport des surfaces cassitérite/inclusions de niobotantalates est voisin de 1. Nb et Ta ne pouvant être incorporés qu'en quantité limitée dans le réseau de la cassitérite, la majorité de ces inclusions ne peuvent donc pas représenter des exsolutions.

2-8.4 par déformation protoclastique

Certains échantillons montrent une déformation protoclastique qui n'est visible que le long de zones étroites (1cm de large au maximum) parallèles entre elles. Dans ces zones étroites, l'intensité de la déformation est très variable d'une zone déformée à l'autre. Les cristaux d'albite automorphes et de quartz sont cassés, déformés ou granulés en bordure. Les grandes plages de muscovites ainsi que certaines cassitérites sont elles aussi déformées et cassées. Certaines muscovites ne sont cependant pas affectées par cette déformation qui est donc probablement synchrone ou antérieure à la greisénisation. A cause de la granulation du quartz et des feldspaths, les zones déformées prennent souvent l'apparence de veines à grain très fin.

Cette déformation est apparemment du même type que celle qui affecte très localement les grandes albites caractéristiques du faciès de bordure. Cette déformation est discontinue et s'exprime par des plans de glissements parallèles au contact entre aplopegmatite et encaissant.

3 Altérations et transformations aux épontes des aplopegmatites

3-1 Ampleur des phénomènes

Les altérations hydrothermales liées aux aplopegmatites ont un développement modeste et n'affectent que l'encaissant aux épontes de ces aplopegmatites. Dans le secteur de Seixoso, il n'a jamais été observé de zones altérées qui ne soient pas spatialement liées aux aplopegmatites ou aux stocks de granites fin dans lesquels elles s'enracinent.

Les épontes des aplopegmatites montrent systématiquement la superposition de plusieurs épisodes d'altération hydrothermale. Si certaines sont clairement visibles sur le terrain la plupart nécessitent l'emploi du microscope pour être mises en évidence.

Sur le terrain, la tourmalinisation et la greisénisation sont bien visibles et systématiquement observées aux épontes des aplopegmatites (Planche III-1.3). Lorsque les filons aplopegmatitiques sont concordants avec S0-1 ce qui est le cas de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso, la tourmalinisation ne se manifeste que sur des épaisseurs faibles mais d'une manière très intense. Lorsque au contraire les aplopegmatites se mettent en place le long de failles et recoupent S0-1, la tourmalinisation est plus discrète, mais se manifeste jusqu'à des distances de plusieurs décimètres du filon.

La greisénisation se manifeste sur des épaisseurs décimétriques sauf au toit de l'aplopegmatite principale ou l'épaisseur de la zone greisénisée dépasse localement le mètre.

Les altérations hydrothermales les plus couramment observées sont la tourmalinisation, la greisénisation, la muscovitisation et l'argilisation. La chloritisation est nettement moins répandue.

3-2 Nature de l'encaissant de l'aplopegmatite principale

L'encaissant de l'aplopegmatite principale et de son filonnet satellite appartient à l'unité de Vila Nune (VN) définie par Pereira (1987). L'encaissant finement rubané et très tenace est constitué d'alternances fines et régulières de lits quartzo-feldspathiques et de lits pélitiques. Quelques lentilles d'exsudation de quartz à gros grains sont parfois observées.

Les lits pélitiques sont constitués de biotites avec inclusions de petits zircons, de rares muscovites métamorphiques allongées dans la schistosité et de nombreuses petites ilménites.

Les lits quartzo-feldspathiques sont constitués de quartz, de quelques gros zircons détritiques arrondis et de plagioclases presque toujours maclés (macles polysynthétiques). De rares plagioclases assez gros semblent cassés et sont partiellement séricitisés. Quelques uns sont zonés. Ils représentent probablement des clastes résultat de l'érosion de roches magmatiques. L'abondance de ces plagioclases est très variable d'un lit quartzo-feldspathique à l'autre : ils sont beaucoup plus abondant aux épontes du filonnet satellite de l'aplopegmatite principale que dans l'encaissant immédiat de cette dernière. Le feldspath potassique est très rares (un ou deux par lame).

Les phases de déformation et le métamorphisme qui affectent l'unité allochtone de Vila Nune ont été décrits dans le chapitre I "contexte géologique". Généralement on observe à l'échelle de la lame une schistosité de flux S1 définie par l'orientation des biotites et de très rares muscovites dans les lits pélitiques. Les plis lorsqu'ils sont visibles sont pratiquement isoclinaux et couchés. En dehors des charnières des plis, S1 fait un angle faible à nul avec S0. Localement, on observe une deuxième phase F2 ou F3 qui déforme S1 et s'accompagne d'une schistosité de crénulation S2. On observe parfois une réorientation partielle des biotites suivant S2.

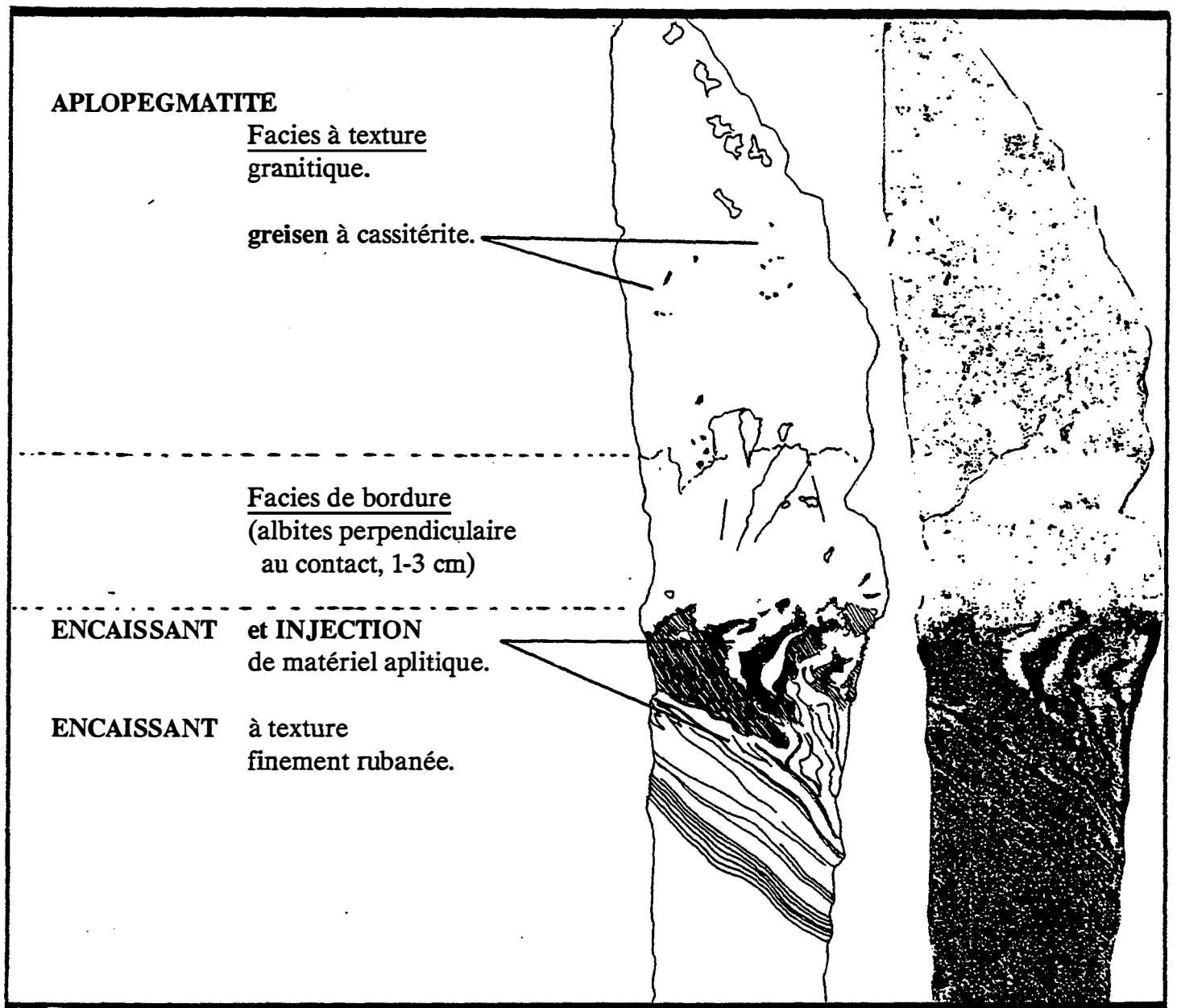
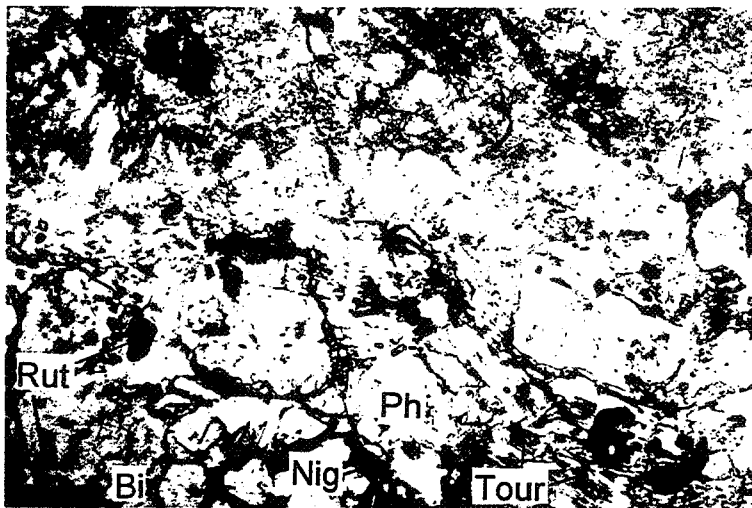


Figure III-4 : Filon d'aplopegmatite concordant à léger pendage vers le NE intrusif dans un encaissant finement rubané (alternances lits pélitiques-lits gréseux).

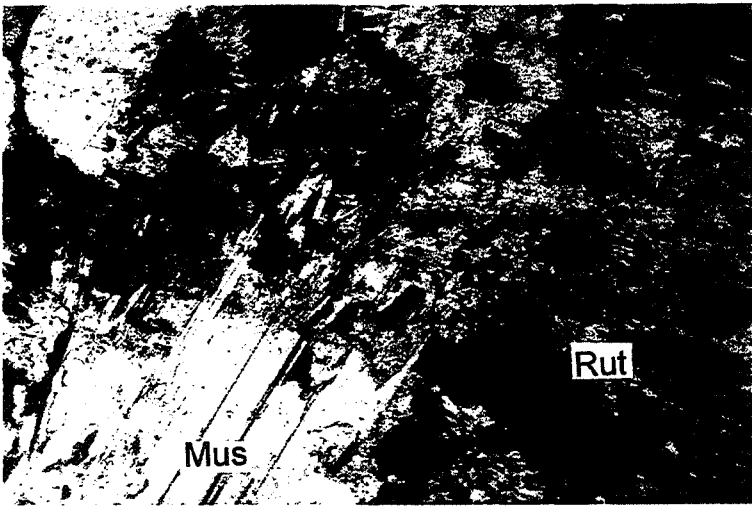
Aux épontes, l'encaissant est injecté par un matériel aplitique à albite-quartz dont la texture est comparable à celle de la zone à texture granitique.



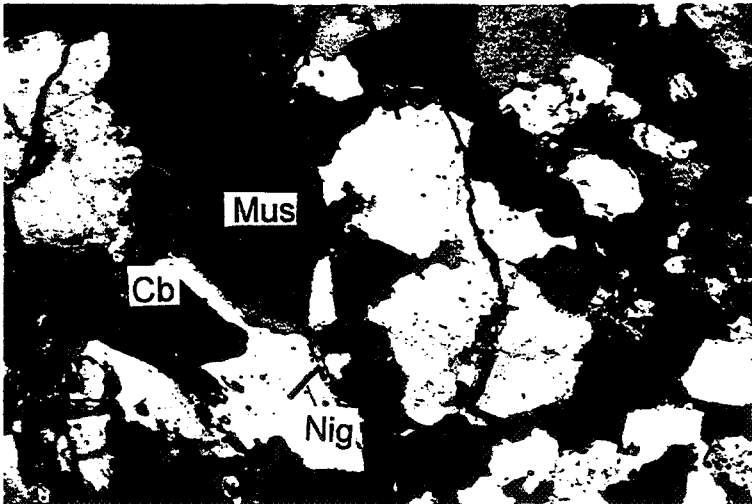
1- Sous zone de contact (faciès de bordure des aplopegmatites en haut sur la photo) à phosphates ferromagnésiens (Ph), nigérite (Nig), tourmaline (Tour) et rutilés riches en Fe, Nb, Ta et Sn (Rut). Biotites non transformées (Bi).



2- Inclusions de tourmaline (Tour) et de rutilés riches en Fe, Nb, Ta et Sn (Rut) dans l'andalousite des épontes des aplopegmatites.



3- Rutilés riches en Fe, Nb, Ta et Sn (Rut) dans l'encaissant greisinisé - Muscovite en flaqes (Mus).



4- Zone à quartz, andalousite (And), chrysobéryl (Cb) et nigérite (Nig) développée sur l'encaissant pélitique aux épontes d'une aplopegmatite de Seixoso. La muscovite en flaqes (Mus) se développe au dépens de l'andalousite.

3-3 Altérations et transformations développées au toit de l'aplopegmatite principale

L'encaissant au contact immédiat avec l'aplopegmatite principale est injecté (lit par lit) par un matériel aplitique provenant de celle-ci (fig. III-6, III-7). Cette injection conduit à une forte augmentation de la surface de contact encaissant-aplopegmatite qui explique la forte intensité des altérations qu'a subi l'encaissant.

Macroscopiquement, ces transformations et altérations conduisent à un changement de couleur des lits pélitiques. Les lits pélitiques altérés sont brun-verdâtres alors que les lits pélitiques de l'encaissant à une dizaine de centimètres du contact sont gris-noirs.

Microscopiquement, on observe une nette recristallisation des lits pélitiques au contact de l'aplopegmatite principale (fig. III-7). C'est cette zone recristallisée d'une épaisseur de quelques centimètres, qui montre le plus grand nombre de transformations. A l'intérieur de cette zone les lits pélitiques sont rétomorphosées, localement discontinus et alors conservés en micro-enclaves. Entre ces micro-enclaves, le matériel aplitique injecté est très riche en inclusions de tourmaline, d'ilménite et de rutile riche en Sn, Nb, Ta et Fe.

3-3.1 Zone de recristallisation

Dans cette zone, les biotites et le quartz des lits pélitiques recristallisent en individus plus gros et moins nombreux.

La zone recristallisée contient des poeciloblastes d'andalousite non déformées. Ces poeciloblastes sont aussi présents dans les lits pélitiques au delà de la zone recristallisée (jusqu'à 7 cm du contact). Dans la zone recristallisée, immédiatement au contact aplopegmatite-encaissant et sur une épaisseur restreinte (moins de 1cm), la sillimanite (variété fibrolite) se présente sous forme d'inclusion dans le quartz et est accompagnée par de la nigérite.

A l'intérieur de cette zone recristallisée et au contact immédiat avec l'aplopegmatite principale on peut distinguer une sous-zone qui correspond à peu près à la zone restreinte de la sillimanite, et où l'encaissant est très riche en phosphates.

3-3.2 Sous-zone de contact (incluse dans la zone de recristallisation) riche en phosphates de fer et de magnésium et en nigérite (Sn-Zn)

Les phosphates sont très abondants au contact immédiat aplopegmatite-encaissant (fig. III-8). Ces phosphates de fer et de magnésium souvent riches en fluor se développent apparemment au dépens des grosses biotites recristallisées des lits pélitiques de l'encaissant (Planche III-4.1). Ils sont fréquemment altérés à la périphérie en un phosphate tardif de couleur bleue et très souvent entourés d'une couronne mince de quartz. Ils contiennent des petites inclusions d'ilménite et de biotite relique.

Au contact immédiat avec l'aplopegmatite, il ne reste que peu de traces de la paragenèse initiale des anciens lits pélitiques. Les phosphates sont les minéraux les plus abondants ; les andalousites poeciloblastiques (Planche III-4.2) sont partiellement remplacés par de la muscovite en flaqes liée à une phase de greisénisation et qui diffère de la muscovite métamorphique. La sillimanite se retrouve en inclusions reliques dans les muscovites en flaqes où elle est accompagnée par de la nigérite. De la même façon, les biotites épargnées par le développement des phosphates sont très souvent transformées en muscovite.

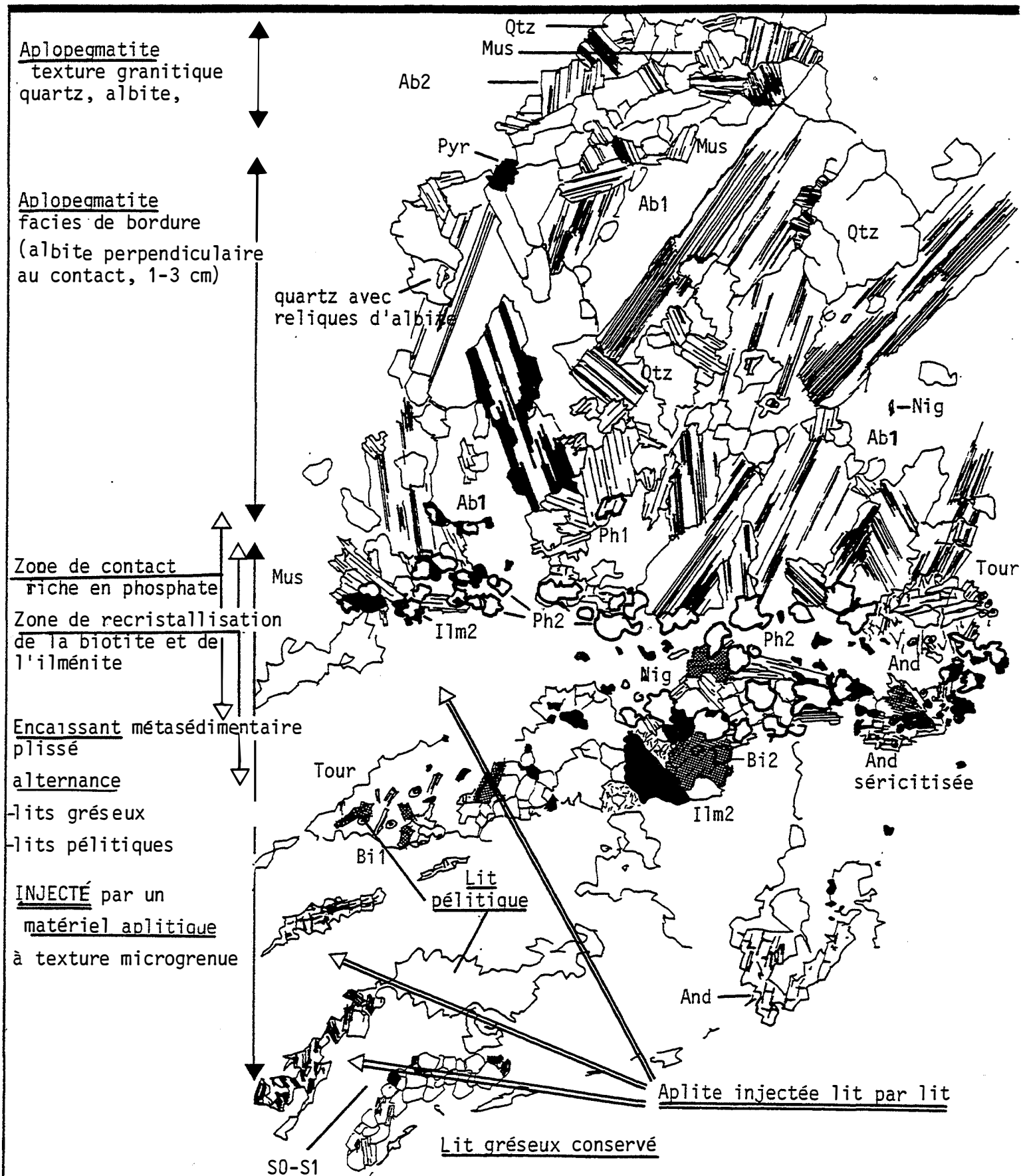


Figure III-5: Injection de matériel aplitique, transformations et altérations hydrothermales superposées aux épontes d'une aplopegmatite. Qtz:quartz, Mus:muscovite (greiseinisation), Tour:tourmaline. Nig:Nigérite. And:andalousite, Sill:sillimanite (fibrolite). Ab1:albite de la zone de bordure. Ab2:albite de la zone à texture granitique. Bi1:biotite (inclusions d'ilménite). Bi2:grosses biotites recristallisées. Ilm1:ilménite, Ilm2:grosses ilménites (jusqu'à 3mm) recristallisées. Ph1:phosphates de l'aplopegmatite. Ph2:phosphates développés au contact

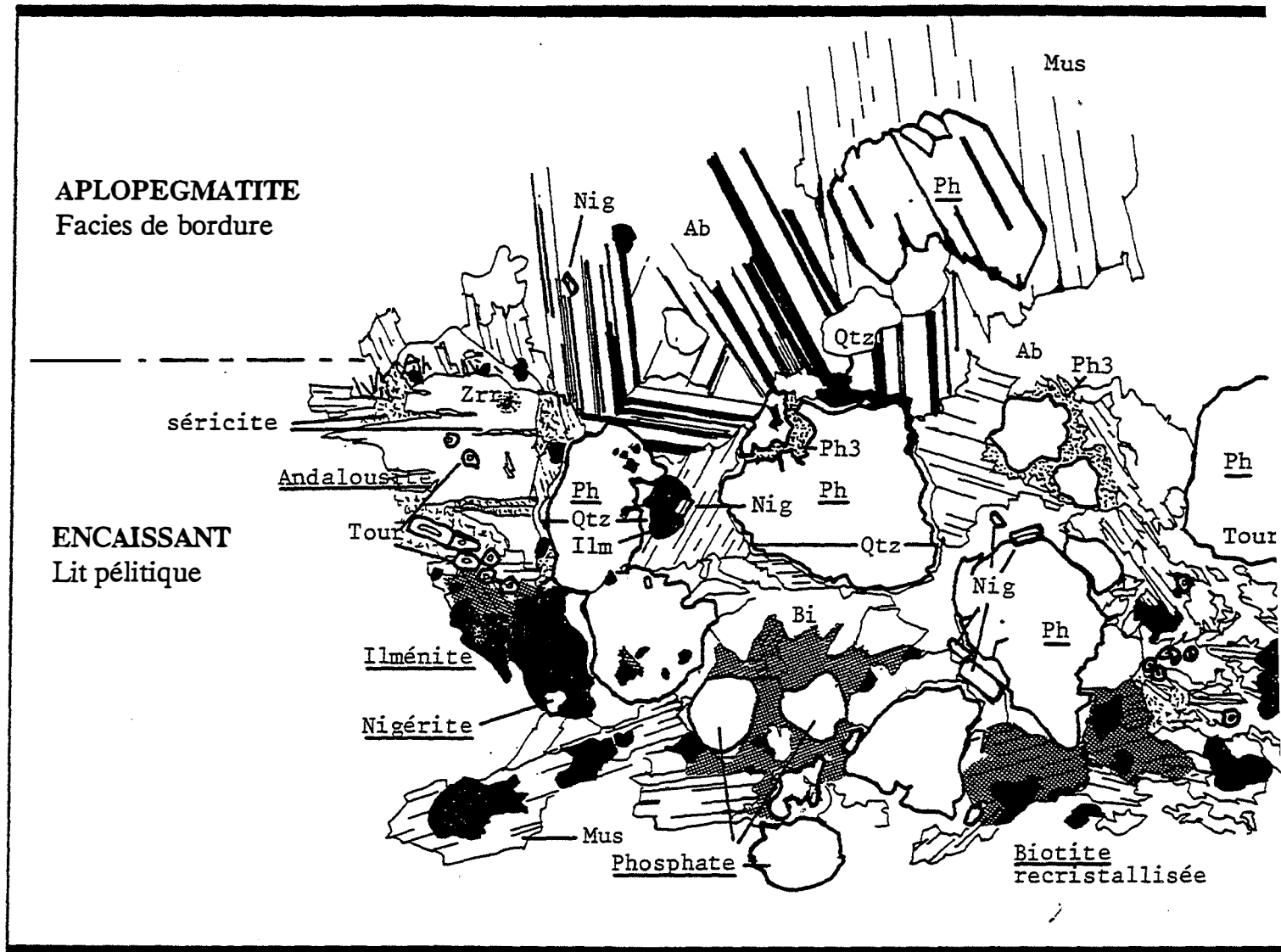


Figure 111-6: Altération d'un lit pélitique au contact avec l'aplopegmatite.

Zone de contact riche en phosphate.

Détail de la figure

Qtz:quartz, Mus:muscovite (greiseinisation).

Tour:tourmaline (variété schorlite), Ilm:ilménite, Nig:nigérite.

Ph:phosphate.

Andalousite avec inclusions de Zr:Zircon (halo pléochroïque).

3-3.3 Zone à rutile riche en Sn-Ta-Nb-Fe

Au épontes des aplopegmatites, les lits pélitiques contiennent de très nombreux rutiles subautomorphes riches en Sn, Ta, Nb et Fe (Planche III-4.3). L'épaisseur de cette zone riche en rutiles est environ un dixième à un cinquième de celle de la zone greiséenisée. En fait, cette zone riche en rutile correspond à la zone où la greiséenisation est la plus forte (l'épaisseur de cette zone excède généralement celle de la zone de recristallisation). Il faut remarquer que rutile n'est jamais observé dans les aplopegmatites (faciès GSP ou faciès de bordure) ou dans les lits quartzeux de l'encaissant.

Dans les lits pélitiques de l'encaissant, l'abondance du rutile est grossièrement proportionnelle à celle de la muscovite (estimée visuellement sur lame mince) liée à la greiséenisation. Cette muscovite hydrothermale se développe au dépens de la biotite et des feldspaths. Dans la sous-zone de contact riche en phosphates, les rutiles sont beaucoup moins abondant ce qui suggère qu'ils se développent au dépens de la biotite et postérieurement aux phosphates. Contrairement à la biotite, l'ilménite, qui est l'autre minéral titanifère primaire de l'encaissant, n'est altérée que dans les zones les plus internes et les plus fortement greiséenisées.

3-3.4 Altérations hydrothermales.

Les phases principales d'altération sont la tourmalinisation et la greiséenisation. L'argilisation est très mal exprimée. Seules quelques unes des rares reliques de biotites épargnées par le développement des phosphates et de la muscovite sont argilisées.

a) Tourmalinisation.

La tourmaline (schorlite-dravite) se développe dans l'encaissant au dépens de la biotite des lits pélitiques sur une épaisseur de plus de 10 cm. Sa composition est celle d'une schorlite.

Elle se développe en cristaux plus gros au dépens des grosses biotites recristallisées épargnées par la greiséenisation. On la retrouve en inclusion dans les poeciloblastes andalousites et dans les muscovites hydrothermales. Ces muscovites se sont développées au dépens des biotites lors de la greiséenisation. Ceci montre que la tourmalinisation est postérieure à la recristallisation de l'encaissant au contact de l'aplopegmatite et antérieure à la greiséenisation. La tourmalinisation est donc précoce.

b) Greiséenisation

La greiséenisation affecte indifféremment l'aplopegmatite (voir greiséenisation des aplopegmatites) et l'encaissant où elle se manifeste sur des épaisseurs décimétriques à métrique. Toutes les zones transformées que nous venons de décrire (y compris la zone tourmalinisée) sont donc greiséenisées.

Dans l'encaissant, la greiséenisation entraîne le développement abondant de la muscovite (parfois accompagnée par du quartz) au dépens des biotites et des feldspaths de l'encaissant ; les tourmalines se retrouvent donc en inclusion dans la muscovite. Cette muscovite hydrothermale se développe de façon transverse sur S0-1 et se distingue aisément des muscovites métamorphiques.

c) Argilisation.

L'argilisation est l'altération la plus tardive. Elle se développe d'une manière assez capricieuse et avec une intensité variable à l'échelle même de la lame. L'argilisation n'affecte que l'aplopegmatite à proximité du contact aplopegmatite-encaissant et une partie de la zone recristallisée dans l'encaissant. Un mélange intime argile-séricite se développe au dépens de quelques albites de l'aplopegmatite et sur les biotites de l'encaissant épargnées par les stades d'altérations précédents. Les argiles qui viennent en remplacement des biotites sont de couleur brune alors que celles développées sur l'albite sont de couleur claire. Les mêmes remarques peuvent être faites sur les argiles développées sur les feldspaths et sur les biotites au toit du stock de granite fin à tourmaline de Outeiro. La fraction séricite est plus importante lorsque l'argilisation affecte les feldspaths.

La muscovite et la tourmaline ne sont jamais affectées par cette altération.

3-3.5 Chronologie relative des transformations et altérations

Cette chronologie a été établie sur la base des relations texturales entre les minéraux observés.

- Cristallisation du faciès de bordure ;
- Recristallisation de l'encaissant ;
- Cristallisation du GSP (faciès principal des aplopegmatites) qui débute avant que ne soit complètement terminée celle du faciès de bordure ;
- Tourmalinisation des lits pélitiques de l'encaissant ;
- Injection du matériel aplitique et cristallisation de l'andalousite puis de la sillimanite. Cette phase est probablement synchrone de la cristallisation du GSP (faciès principal des aplopegmatites). Le matériel aplitique injecté ne diffère de ce faciès que par la taille plus petite du grain dû à un refroidissement plus rapide ;
- Greisénisation ;
- Argilisation.

3-4 Altérations et transformations développées aux épontes d'un filonnet satellite de l'aplopegmatite principale (fig. III-10,11)

Ce filonnet subhorizontal d'une puissance d'environ 5 à 7cm est situé à 1.5m au dessus du toit de l'aplopegmatite principale (subhorizontale) et se raccorde latéralement à cette dernière (extension latérale visible d'environ 10m). La partie haute de ce filonnet est occupé par un faciès en tout point identique au faciès de bordure développé au toit de l'aplopegmatite principale.

3-4.1 Zone de recristallisation de l'encaissant

Cette zone d'une puissance de 1cm est observée de part et d'autre du filonnet 179. Elle se distingue facilement par son gros grain et sa texture équante qui rappelle les textures de recuit. La minéralogie de cette zone est en gros celle de l'encaissant, mais le quartz recristallise en grandes plages polygonales monocristallines. Les parties riches en quartz de cette zone sont dans le prolongement des lits gréseux de l'encaissant. La biotite de cette zone est sous la forme de grandes plages non orientées (avec les mêmes inclusions de zircon et d'ilménite) dans le prolongement des lits pélitiques de l'encaissant.

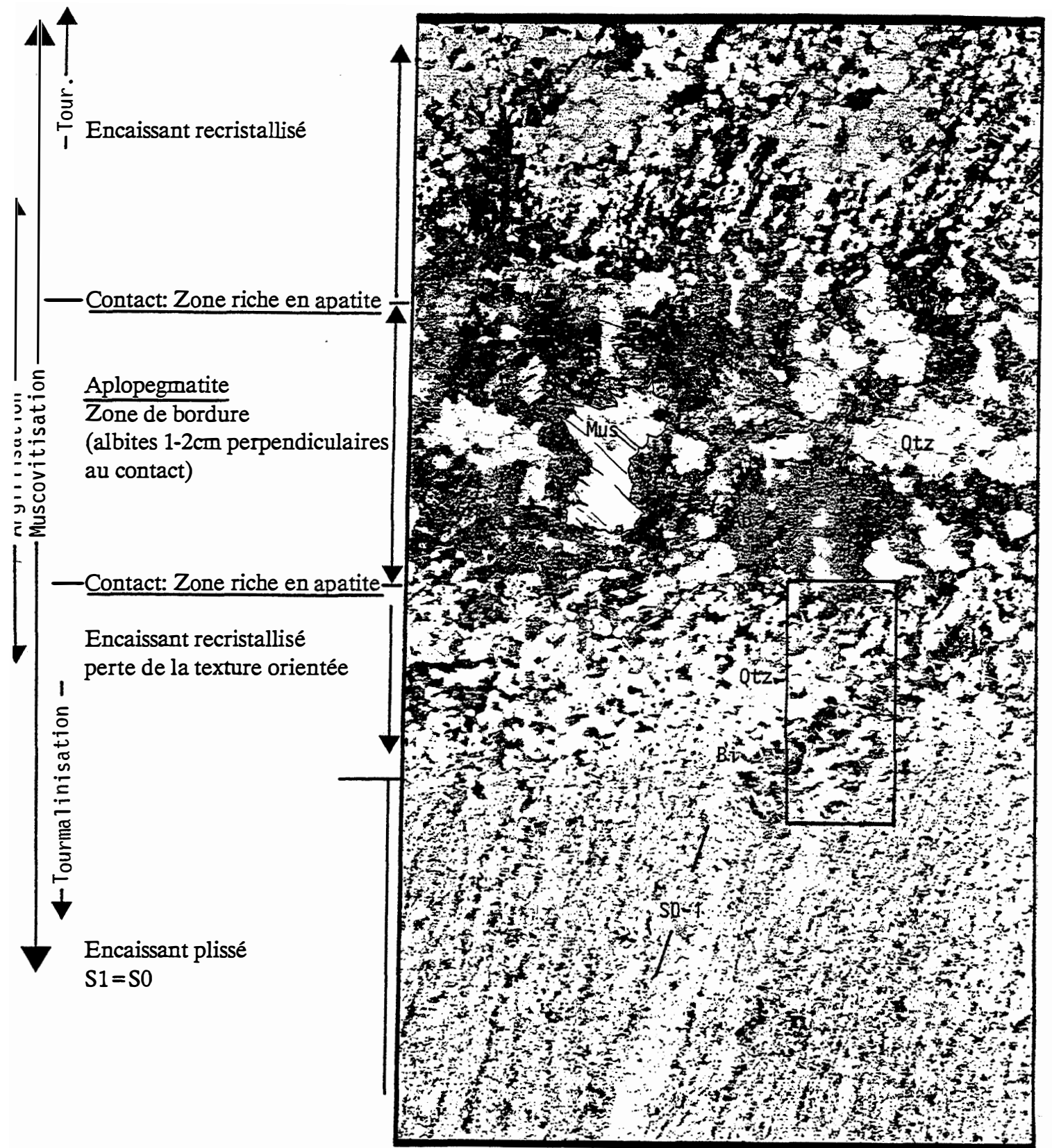


Figure 111-7 : Transformations et altérations hydrothermales superposées aux épontes et en bordure d'un filonnet aplopegmatitique

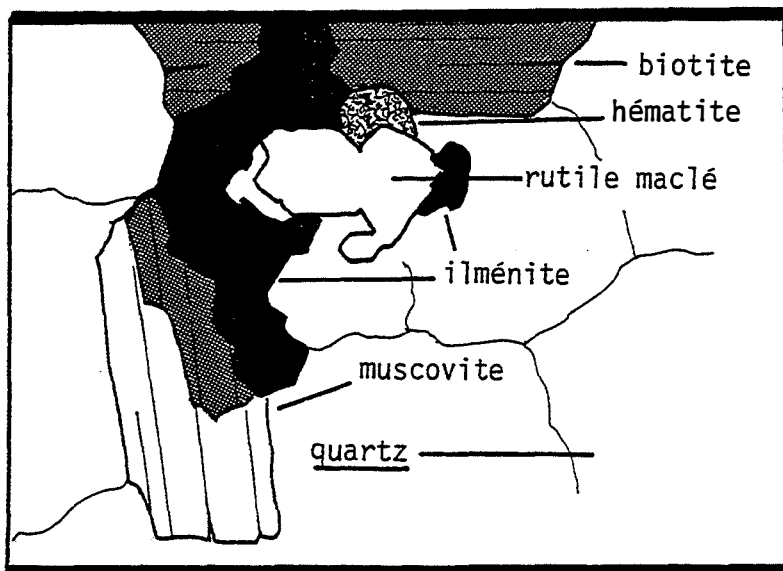
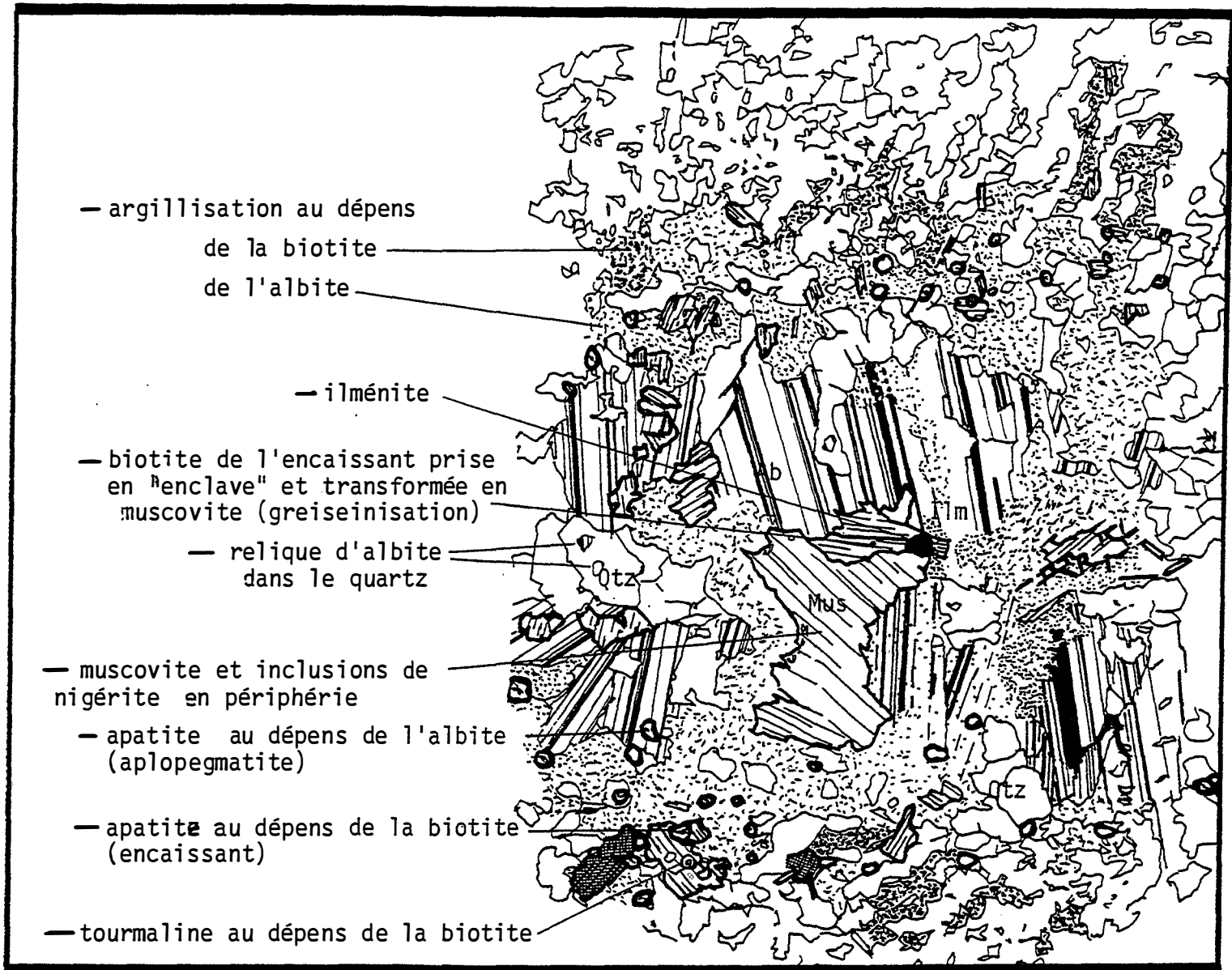


Figure III-8 : Altérations hydrothermales superposées sur:
 . Filonnet aplopegmatitique 179.
 . Encaissant recristallisé (zone 1).

:Altération de l'ilménite en rutile + hématite
 zone 1

La disparition de la schistosité prouve que cette recristallisation est bien postérieure aux phases de plissements qui ont structuré l'encaissant.

3-4.2 Sous-zone de contact riche en apatite

Dans la zone de recristallisation et au contact aplopegmatite-encaissant, on note un enrichissement important en apatite. Du côté aplopegmatite l'apatite se développe essentiellement au dépens de l'albite. Du côté encaissant recristallisé, l'argilisation tardive rend les observations difficiles.

3-4.3 Zone à rutilite riche en Sn-Ta-Nb-Fe

Comme au toit de l'aplopegmatite principale, on observe une zone riche en rutilites riches en Sn, Nb, Ta et Fe qui correspond à la zone où la greisénisation est la plus forte. Dans ce cas l'épaisseur de la zone greisénisée étant assez faible, celle de la zone riche en rutilites est faible. Là aussi, le rutilite n'est jamais observé dans les aplopegmatites ou dans les lits quartzeux de l'encaissant. L'ilménite disparaît dans les zones les plus fortement greisénisées de l'encaissant. Le rutilite est alors le principal minéral porteur de Ti. Il est parfois accompagné par quelques oxydes de fer.

3-4.4 Altérations hydrothermales

a) Tourmalinisation

La tourmaline (schorlite-dravite) se développe dans les lits pélitiques de l'encaissant au dépens de la biotite. Elle se développe aussi en cristaux plus gros au dépens des grosses biotites de la zone recristallisée. La tourmalinisation est donc, comme au toit de l'aplopegmatite principale, postérieure à la recristallisation de l'encaissant au contact de l'aplopegmatite.

b) Chloritisation

Cette altération est très discrète. Seules quelques grosses biotites de la zone recristallisée sont chloritisées. Dans certaines de ces chlorites, le titane est fixé sous la forme d'aiguilles de rutilite maclées (sagénite). Dans l'encaissant non affecté par cette recristallisation, les biotites sont beaucoup moins affectées par cette altération.

c) Greisénisation

La greisénisation a exactement les mêmes caractéristiques que celle qui affecte le toit de l'aplopegmatite principale. Comme au toit de l'aplopegmatite principale, les muscovites qui ont cristallisé au dépens de la biotite de l'encaissant renferment les tourmalines initialement associées à la biotite. La greisénisation est donc là aussi postérieure à la tourmalinisation.

d) Argilisation

L'argilisation a les mêmes caractéristiques que celles décrites aux épontes de l'aplopegmatite principale.

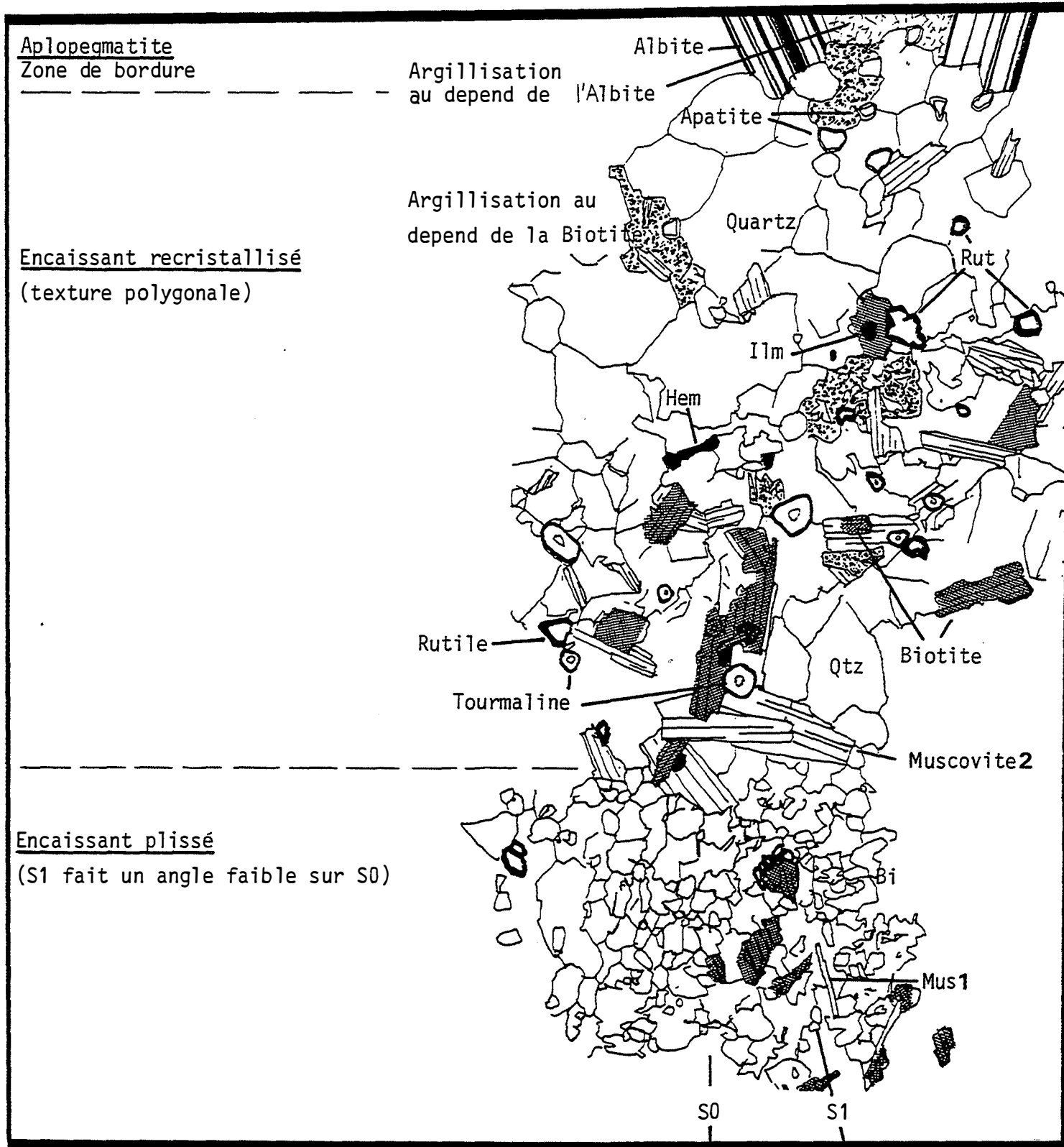


Figure III-9 : Detail de la figure III-8
 Rut-Rutile (APsei); Hem-Hematite; Ilm-Ilménite
 Mus1-Muscovite syn F1
 Mus2-Muscovite transverse sur S1

3-4.5 Chronologie relative des transformations et altérations

- Mise en place du filon d'aplopegmatite ;
- Recristallisation post-plissement de l'encaissant ;
- Tourmalinisation ;
- Greisénisation du filon aplopegmatitique et de l'encaissant ;
- Argilisation.

3-5 Comparaison entre les altérations liées à l'aplopegmatite principale et celles liées à son filonnet satellite

En dehors de la chloritisation dont la place dans la chronologie relative n'a pu être déterminée, on observe la même succession d'altérations hydrothermales au toit de l'aplopegmatite principale et aux épontes de son filonnet satellite. Le plus remarquable est le caractère très précoce de la tourmalinisation de l'encaissant.

Le rutile n'est jamais observé dans les aplopegmatites (extrême pauvreté en titane) où les minéraux porteur du titane sont les niobotantalates (pseudo-ixiolites) libres ou en inclusion dans la cassitérite et le chrysobéryl (teneurs de 2% en poids de TiO_2 au maximum); la biotite est absente. La position des rutiles, systématiquement et exclusivement observés dans l'encaissant (normalement dépourvu de rutile) aux épontes des aplopegmatites, montrent qu'ils résultent de l'altération plus ou moins complète des minéraux titanifères primaires de l'encaissant, c'est à dire biotite et ilménite: la zone riche en rutile correspond à la zone où la greisénisation est la plus forte. L'étude en lame mince montre que la quantité de rutile et l'intensité de l'altération des minéraux titanifères primaires sont positivement corrélés.

Au toit de l'aplopegmatite principale et aux épontes de son filonnet satellite, l'encaissant est enrichi en phosphore. Dans le cas de l'aplopegmatite, cet enrichissement se manifeste par la néoformation de phosphates de fer et de magnésium au dépens de la biotite de l'encaissant ce qui explique la composition particulière de ces phosphates et le fait qu'ils ne soient jamais observés dans les aplopegmatites. Dans le cas du filonnet satellite, le phosphate néoformé est calcique (apatite). Dans l'encaissant, les relations texturales entre l'apatite et les autres minéraux (primaires et néoformés) sont ambiguës mais dans l'aplopegmatite (endocontact) l'apatite se développe visiblement au dépens de l'albite.

L'enrichissement en apatite de l'encaissant du filonnet satellite peut être très précoce. En effet, le magma à l'origine des aplopegmatites était riche en phosphore et aurait pu former une sorte d'endoskarn à apatite au contact du matériel plus ou moins calcique (plagioclase de l'encaissant). Cependant, cet enrichissement en apatite au contact aplopegmatite-encaissant peut aussi se produire bien après la cristallisation des aplopegmatites. En effet, pendant la greisénisation, de la muscovite se développe au dépens de l'albite des aplopegmatites. Cette muscovite secondaire est localement très abondante. Les analyses faites à la microsonde montrent que les feldspaths des aplopegmatites, dont l'albite, sont riches en P_2O_5 (parfois plus de 1% en poids de P_2O_5) alors que la muscovite n'en contient pas; la remobilisation du P_2O_5 des feldspaths peut expliquer l'enrichissement en phosphore observé aux épontes. La précipitation de l'apatite peut alors s'expliquer par l'interaction entre les fluides responsables de la greisénisation qui se trouvent enrichis en phosphore après avoir altérés les feldspaths de l'aplopegmatite et l'encaissant plus ou moins calcique (présence de plagioclases).

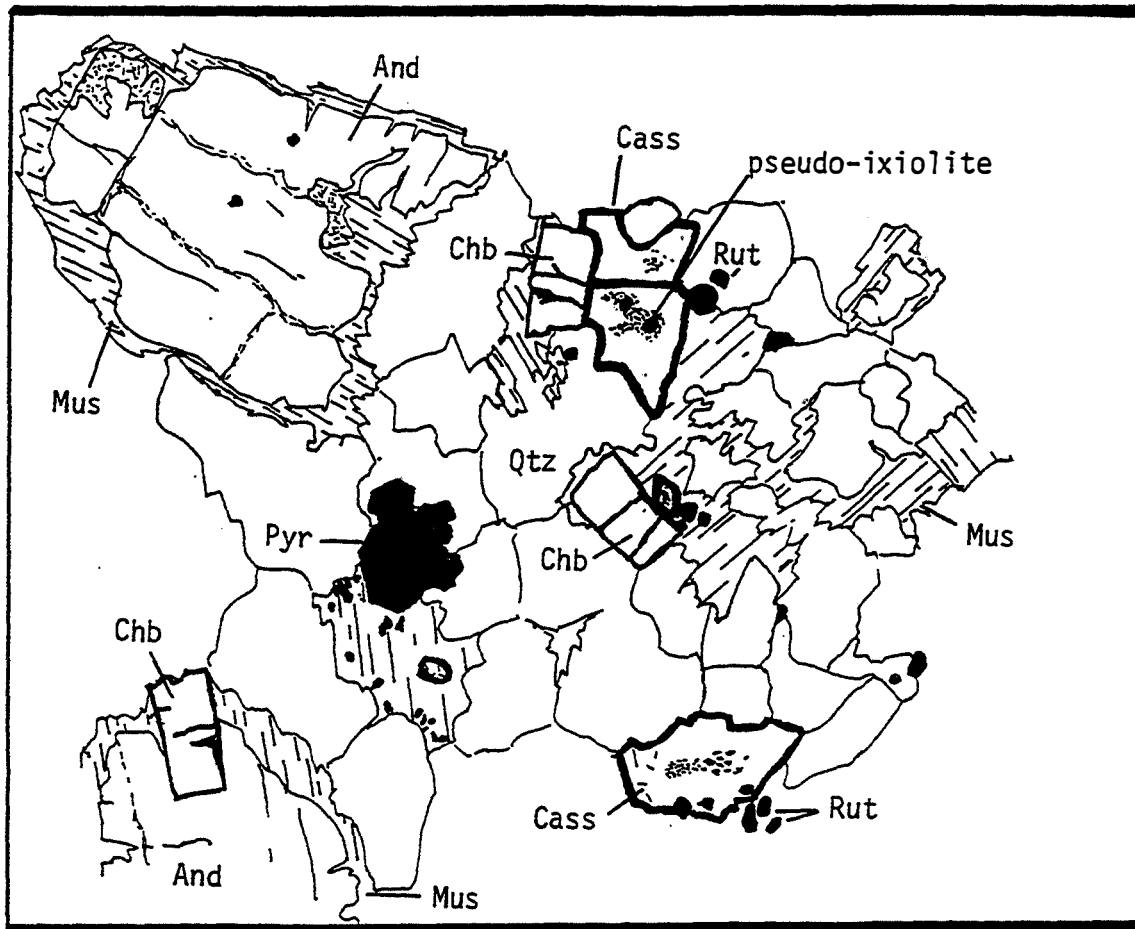


Figure III-10: Zone à quartz-andalousite-chrysobéryl développée au toit d'une aplopegmatite concordante avec la stratification (direction N100 pendage 10° vers le NNE). La cassitérite est associée au chrysobéryl, à l'ilménorutile. Elle contient des inclusions de pseudo-ixiolites subautomorphes dans ses zones riches en fer et en tantale). (Qtz) quartz. (And) andalousite. (Chb) chrysobéryl. (Rut) ilménorutile (Pyr) pyrite. (Mus) muscovite.

Dans le cas de l'aplopegmatite principale c'est vraisemblablement l'interaction entre les fluides responsables de la greisénisation enrichis en phosphore qui est responsable de la néoformation des phosphates de fer et de magnésium qui se développent exclusivement sur l'encaissant au dépens de la biotite. L'absence de l'apatite est peut être due à une moins grande abondance du plagioclase ou à une plus grande richesse en biotite de l'encaissant de l'aplopegmatite principale.

3-6 Zone à quartz-andalousite-chrysobéryl (-nigérite) au toit d'une aplopegmatite subhorizontale

Au NE de l'aplopegmatite principale, affleure le toit d'une aplopegmatite subhorizontale. Cette aplopegmatite est concordante avec S0-S1 qui a dans ce secteur un pendage général vers le NE. Dans cette zone, l'encaissant est essentiellement pélitique. Le contact entre le toit de l'aplopegmatite et l'encaissant est souligné par une roche très leucocrate riche en quartz, en andalousite, en chrysobéryl et en muscovite (fig. III-12, planche III-4.4). En lame mince on distingue deux parties :

- une partie interne, en contact avec le faciès de bordure des aplopegmatites, constituée de grandes plages de quartz et de gros cristaux (pouvant atteindre 1.5cm) d'andalousite (légèrement pléochroïque dans les roses) contenant des inclusions de sillimanite (fibrolite) et de rares tourmalines. Des rutilles riches en Sn, Nb, Ta, Fe et de rares nigérites automorphes sont observés en inclusion dans le quartz et l'andalousite ;

- une partie externe riche en chrysobéryl sous forme de cristaux automorphes incolores et limpides souvent maclés, pouvant atteindre 1mm. Le chrysobéryl est parfois partiellement englobé par de l'andalousite identique à celle de la partie interne (mêmes inclusions de sillimanite) ; les contacts entre andalousite et chrysobéryl ne sont jamais du type réactionnel. Les différences avec la partie interne sont l'abondance plus grande du rutille, l'absence de la nigérite et la présence de cassitérites xénomorphes à subautomorphes contenant des inclusions de rutille et de niobotantalates (pseudo-ixiolites). Quelques pyrites de fer tardives sont visibles dans cette partie externe.

La limite entre cette partie externe et l'encaissant pélitique est net. Cet encaissant a subi une tourmalinisation identique à celle qui affecte le toit de l'aplopegmatite principale et les épontes de son filonnet satellite puis une greisénisation : la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl (partie interne et partie externe) ainsi que l'encaissant tourmalinisé sont greisénisés. Dans l'encaissant, à moins de 2cm de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl, de rares rutilles sont visibles. L'ilménite est alors beaucoup moins abondante que dans l'encaissant non altéré et où le rutille est absent. Cette zone à rares rutilles correspond à la zone la plus fortement greisénisée de l'encaissant. L'andalousite de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl est systématiquement entourée par un manchon de muscovite alors que le chrysobéryl reste stable lors de cette altération. De grandes muscovites en flaques se développent au dépens de l'andalousite conservés sous forme de reliques arrondies en continuité optique. La muscovite contient alors parfois des cristaux automorphes de nigérite. Il semble qu'une partie du quartz de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl cristallise à ce stade en même temps que la muscovite. Dans l'encaissant, la greisénisation se manifeste par de grosses muscovites transverses sur la schistosité. Ces muscovites prennent en inclusion des tourmalines anciennement associées à la biotite. Comme au toit de l'aplopegmatite principale et aux épontes de son filonnet satellite, la greisénisation succède à une tourmalinisation précoce.

Dans la partie externe de la zone à quartz -andalousite -chrysobéryl, la cassitérite est subautomorphe mais peut être également xénomorphe et interstitielle lorsqu'elle est en contact avec des grandes plages de quartz. La taille des cassitérites est variable et peut atteindre plusieurs millimètres. Les cassitérites sont diversement et irrégulièrement colorées: les parties colorées sont pléochroïques dans les bruns à brun-rouge. On note l'existence d'un minéral aciculaire dans la cassitérite (peut-être du rutile). Les inclusions de niobotantalates ont tendance à être automorphes et sont probablement primaires. Contrairement à ce qui est observé dans les cassitérites du GSP à tendance pegmatitique, les inclusions de niobotantalates sont situées dans les zones pléochroïques riches en fer et en tantale.

La cassitérite forme souvent des plages mixtes avec le chrysobéryl. L'association de la cassitérite et du chrysobéryl a déjà été observée dans le GSP, mais dans la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl, la cassitérite s'est formée postérieurement au chrysobéryl qu'elle prend en inclusion.

Le rutile forme des petits cristaux subautomorphes inclus dans le quartz et dans les muscovites en flaques. Il est parfois partiellement englobé par la cassitérite dont la fin de cristallisation est donc postérieure à celle du rutile. La répartition du rutile n'est pas homogène et on observe fréquemment, dans les muscovites en flaques, des fortes concentrations de petits cristaux qui semblent correspondre à un ancien minéral titanifère, probablement la biotite des lits pélitiques de l'encaissant. Ceci suggère que l'essentiel de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl s'est développée au dépens de l'encaissant pélitique ce qui explique le caractère très alumineux de sa paragenèse.

CHAPITRE IV

LE MASSIF POST-TECTONIQUE DE LAMAS DE OLO



1 Introduction

Le massif de Lamas de Olo est une intrusion différenciée circonscrite essentiellement constituée par une adamellite porphyroïde qui est intrusive dans le batholite de Vila Real. Les contacts de cette adamellite avec les granites à deux micas du batholite de Vila Real ou avec les métasédiments inclus dans ce dernier sont nets et parallèles aux directions des décrochements conjugués tardi-hercyniens NE-SW à NNE-SSW et NW-SE. D'après Pereira (1987), la mise en place de ce massif se fait sous contrôle de la fracturation tardi-hercynienne lors de la remontée post-tectonique du bâti. Le massif de Lamas de Olo, contient de nombreux indices filoniens à W-Mo-Be ayant fait l'objet d'une ancienne exploitation artisanale.

La chronologie de mise en place des différents faciès a été établie en utilisant des critères purement cartographiques ou à partir d'observations faites sur le terrain et notamment aux contacts entre les différents faciès. Les enclaves, les brèches magmatiques ont largement contribué à la compréhension de l'architecture et de la chronologie de mise en place des différents faciès du massif de Lamas de Olo.

2 Mise en place des différents faciès du massif de Lamas de Olo

2-1 Mise en place de LOGgn

L'adamellite (faciès LOGgn) qui constitue l'essentiel du massif de Lamas de Olo, est à grain grossier et à biotite seule. Elle a un caractère porphyroïde bien marqué. Son intrusion a été guidée par les deux systèmes conjugués de failles NE-SW et NW-SE qui affectent le batholite de Vila Real et son encaissant métasédimentaire. Selon Pereira (1987), ces deux systèmes sont créés lors de la dernière phase de plissement (phase F3 asturienne intra-westphalienne). Les contacts LOGgn-granites à deux micas se font très souvent le long de failles liées à ces deux systèmes. Ces failles sont localement soulignées par des filons de quartz parfois bréchiques. Le long des contacts normaux, on observe un contact net et une bordure figée du côté LOGgn. Très souvent la diminution de la taille des grains de LOGgn s'accompagne de l'atténuation progressive du caractère porphyroïde. Très rarement on observe un enrichissement en biotite LOGgn qui rappelle les layering biotitiques et les schlierens. Le contact LOGgn-encaissant métasédimentaire est toujours net et discordant sur la schistosité principale S1.

En général, les phénocristaux de feldspaths potassiques ne sont pas orientés. Cependant, il existe parfois à proximité des bordures de l'intrusion, une orientation parallèle aux contacts avec les granites à deux micas encaissants. Cette orientation est souvent soulignée par des alternances de schlierens biotitiques et de faciès à tendance aplitique.

2-2 Dispositif central : endogranite Lagoa, granodiorite LOGmp

Au coeur du massif apparaissent deux faciès qui se distinguent assez bien de l'adamellite LOGgn :

- un faciès leucocrate (adamellite de type Lagoa) qui contrairement à LOGgn contient de la muscovite. Au niveau d'érosion actuel, cette adamellite de type Lagoa apparaît sous la forme d'un apex principal (LOLa: diamètre d'environ 600 à 700 m) et de deux apex satellites de taille nettement plus réduite (LOG1: 350 m, LOG2: 100 m). La taille du grain de l'adamellite qui constitue ces trois apex augmente avec la taille de l'apex (LOLa est une adamellite à grain grossier) ;

- un faciès étroitement associée à l'apex principal LOLa, moins leucocrate que LOGgn, mais où apparaît localement la muscovite : La composition chimique de ce faciès est généralement celle d'une adamellite mais quelques échantillons ont une composition de granodiorite. Dans la suite, nous lui donnerons l'appellation granodiorite LOGmp pour faciliter la tâche du lecteur.

Le long des limites NE et W, soit sur une distance d'environ 1,5 km, l'adamellite leucocrate de l'apex principal LOLa est séparé de LOGgn par une coque de granodiorite LOGmp d'une épaisseur de 20 à 50 mètres. Au Nord, les nombreuses failles NNE-SSW avec faible rejet vertical permettent de voir que cette coque est un filon subvertical mais à léger pendage centrifuge (c'est à dire ici vers le Nord). De même, au point côté Lagoa, à l'Ouest, la morphologie en dôme de l'apex principal LOLa permet de voir que le filon de granodiorite LOGmp est subvertical avec un léger pendage vers l'Ouest.

Au Nord de l'apex principal LOLa, on voit clairement ce "pseudo-filon" annulaire de granodiorite LOGmp recouper le faciès leucocrate LOLa. La granodiorite LOGmp apparaît donc postérieure à l'adamellite leucocrate de l'apex principal LOLa.

2-2.1 Mise en place des apex LOLa, LOG1 et LOG2 (adamellite leucocrate de type Lagoa)

Pratiquement tous les affleurements de ce faciès sont compris dans une bande (d'une largeur de 1 km et d'une longueur de près de 3 km) allongée suivant la direction NNE-SSW.

Cette direction est celle d'un des deux systèmes de failles qui affectent le massif de Lamas de Olo.

Ces deux systèmes NNE-SSW et ENE-SSW ne sont exprimés que dans le massif de Lamas de Olo et sont créés après la consolidation de l'adamellite porphyroïde à biotite seule LOGgn et donc postérieurement à la fracturation NE-SW et NW-SE de l'encaissant (granite à deux micas du batholite de Vila Real) du massif de Lamas de Olo. On comprend qu'une légère modification de l'orientation des contraintes régionales ne s'exprime dans l'encaissant que par un rejeu des systèmes de failles déjà existants (NE-SW, NW-SE) ; alors que dans le massif de Lamas de Olo encore non fracturé, il se marque par les deux systèmes NNE-SSW et ENE-SSW dont l'orientation ne dépend que de la nouvelle orientation des contraintes.

Les deux systèmes NNE-SSW et ENE-SSW guident la mise en place des apex de l'adamellite leucocrate de type Lagoa : l'apex principal LOLa au Sud (ses limites intrusives sont parallèles à ces deux systèmes) ; les deux apex satellites LOG1 et LOG2 au Nord. Entre l'apex principal au Sud et ses deux apex satellites au Nord, affleure le toit subhorizontal à léger pendage vers le Nord de l'adamellite leucocrate de type Lagoa.

Le toit de l'adamellite leucocrate de type Lagoa est souligné par un stockscheider bien développé. De nombreux filons de même nature, enracinés dans les apex ou au toit de LOLa, intrusifs dans LOGgn, empruntent les deux directions ENE-SSW et NNE-SSW.

L'adamellite leucocrate Lagoa se met aussi en place sous la forme de lames subhorizontales (voir par exemple au Nord, carte) ou de filons subverticaux enracinés dans l'apex principal LOLa et qui recoupent l'adamellite porphyroïde à biotite seule LOGgn. L'adamellite leucocrate Lagoa est donc clairement postérieure à LOGgn. Ceci est confirmé par l'observation faite sur la bordure Est de l'apex LOG1. En effet on voit LOLa prendre en enclave LOGgn. Cependant, le contact entre LOLa et LOGgn lorsqu'il est observable est en général net.

L'architecture du massif de Lamas de Olo est donc du type exogranite-endogranite à stocksheider.

2-2.2 Mise en place de LOGmp

Comme nous l'avons vu, la granodiorite LOGmp est étroitement liée à l'apex principal (Lagoa) du faciès lola. Le "pseudo-filon annulaire" qui forme une coque autour de l'apex principal LOLa est doublé au NW par un second filon intrusif dans LOGgn. Ce filon d'une puissance de 30 m environ, discontinu est aussi centré sur l'apex Lagoa mais occupe une position plus externe. Il est lui aussi subvertical.

Ces "pseudo-filons annulaires", concentriques, subverticaux, s'apparentent aux ring-dykes. Il est important de noter l'absence de bordure figée dans ces filons pourtant d'assez faible puissance.

La granodiorite LOGmp se met aussi en place sous forme de lames subhorizontales de faible puissance, intrusives dans LOGgn et elles-mêmes centrées sur l'apex Lagoa. Ces lames subhorizontales se raccordent aux filons annulaires comme le montre clairement la carte. Précisons que ces filons empruntent les deux directions NNE-SSW et ENE-SSW. Leur forme n'est pas circulaire mais plutôt parallélépipédique.

2-3 Schéma de mise en place

On peut proposer le schéma de mise en place suivant:

- Intrusion du faciès principal LOGgn (adamellite porphyroïde à biotite seule à biotite seule) guidée par la fracturation tardi-hercynienne NE-SW et NW-SE ;

- Légère réorientation du champ de contraintes régional et création des deux systèmes conjugués de failles NNE-SSW et ENE-SSW dans LOGgn. Dans l'encaissant (batholite de Vila Real) jeu des deux systèmes conjugués de failles NE-SW et NW-SE ;

- Individualisation en profondeur d'un magma de composition LOLa ;

- Augmentation de la pression magmatique et formation d'un bombement au dessus de la chambre magmatique. Dans le modèle théorique développé par H. Koide et S. Bhattacharji (1975), quand la pression magmatique devient plus grande que la pression lithostatique, un bombement se crée ainsi que des fractures concentriques à pendage centrifuge prédominantes sur des fractures radiales. Le fait important dégagé par ces auteurs, est qu'il peut se former une zone de subsidence relative au centre du dispositif. Dans notre cas il n'y a pas eu création de fractures concentriques, mais utilisation de la fracturation NNE-SSW et ENE-SSW pour la mise en place de Lagoa et de ces apex dans le vide créé par la subsidence de blocs délimités par ces failles. Le bombement explique l'intrusion des filons de composition LOLa le long de ces deux systèmes de failles. On a donc eu une intrusion du type passif au niveau observée bien que le bombement soit probablement dû à l'augmentation de la pression magmatique conséquence de l'individualisation du magma de type Lagoa ;

- Baisse de la pression magmatique due à la mise en place de Lagoa avec pour conséquence une légère subsidence de Lagoa qui a dû se comporter de manière semi-rigide. Dans le modèle créé par E.M. Anderson (1936) et repris ensuite par d'autres auteurs, il y a effondrement d'un bloc subsident dû à une baisse de la pression magmatique et création de fractures de cisaillement relayées vers le haut par des fractures subhorizontales de tension.

Dans le massif de Lamas de Olo il y a eu réutilisation des fractures NNE-SSW et ENE-SSW, subsidence faible de Lagoa et d'une partie de LOGgn (adamellite porphyroïde à

biotite seule à biotite) et mise en place de la granodiorite LOGmp sous forme de lames horizontales centrées sur l'apex principal (LOLa) de l'adamellite leucocrate Lagoa dans les fentes de tensions horizontales, et sous forme de filons concentriques autour de l'apex Lagoa. Ces filons sont des filons pseudo-annulaires puisqu'il y a eu utilisation de la fracturation déjà existante.

Dans ce modèle, la légère subsidence de Lagoa a suivi de peu sa mise en place. La température de l'adamellite leucocrate Lagoa était encore probablement élevée, bien qu'elle se soit comportée comme un corps semi-rigide, ce qui explique l'absence de bordure figée dans la granodiorite LOGmp. Sa mise en place a suivi de peu celle de LOLa qui elle-même a suivi de peu celle de l'adamellite porphyroïde à biotite seule LOGgn qui constitue l'essentiel du massif de Lamas de Olo puisque la granodiorite LOGmp ne montre pas de bordure figée au contact de LOGgn même dans le "pseudo-filon annulaire" externe.

3 Profondeur de mise en place du massif de Lamas de Olo

Le massif de Lamas de Olo et le massif de Vila Pouca de Aguiar-Teloos jalonnent le décrochement senestre Vila Real - Vila Pouca de Aguiar de direction NNE-SSW. D'après Pereira (1987) ce sont des granites de même type qui se mettent en place le long de la grande suture NNW-SSE, Porto-Portalegre.

Le massif de Lamas de Olo est une intrusion différenciée franchement post-tectonique. D'après Pereira (1987) la mise en place du massif de Lamas de Olo se fait sous contrôle de la fracturation tardi-hercynienne lors de la remontée post-tectonique du bâti. Sa mise en place s'est donc probablement faite à un niveau structural élevé.

Dans la zone de Celorico de Basto, le métamorphisme régional était essentiellement syntectonique. Le massif de Lamas de Olo, développe un métamorphisme de contact à cordiérite-andalousite qui indique que sa mise en place s'est faite à faible profondeur et dans un environnement relativement froid en accord avec le caractère bien circonscrit (absence d'apophyses), et le faible développement du cortège filonien (faible mobilité des magmas). Les filons d'aprites, de leucogranites et plus rarement de microgranites restent confinés dans la masse du granite. Ils sont étroitement liés à la partie apicale de l'endogranite de ce massif.

4 Teneur en eau des adamellites de Lamas de Olo

La mise en place du massif de Lamas de Olo s'est faite à profondeur relativement faible. Ceci indique que la teneur en eau du magma durant l'intrusion ne devait pas atteindre 4 % (Burnham, 1967, Tuttle et Bowen 1958).

Le faciès principal de Lamas de Olo est un adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn) qui se caractérise par l'absence de muscovite en dehors des zones hydrothermalisées. A l'exclusion de ces zones hydrothermalisées étroitement liées à l'apex principal LOLa de l'endogranite (adamellite leucocrate type Lagoa), on note l'extrême rareté des roches altérées ou montrant une interaction avec des fluides dans LOGgn.

Cette relative pauvreté en eau du massif de Lamas n'exclut pas l'individualisation locale d'une phase fluide en fin de cristallisation, comme en témoigne l'existence de druses parfois pluridécimétriques dans LOGgn (faciès principal de Lamas de Olo). Ces druses montrent des cristaux de grande taille de même nature que ceux du granite hôte, c'est à dire feldspaths et quartz auxquels il faut rajouter de la muscovite. L'intérieur des druses est très souvent tapissé d'épidote en cristaux parfois centimétriques.

5 Les minéralisations à Mo-W et Be

5-1 Fracturation du massif de Lamas de Olo

Le massif de Lamas de Olo est affecté par des décrochements senestres orientés NNE-SSW et par des fractures orientées WSW-ENE. Le mouvement senestre des décrochements NNE-SSW correspond à une compression orientée NW-SE (Pereira, 1987). Cette fracturation est la plus tardive du secteur puisqu'elle n'affecte que le massif de Lamas de Olo.

Les fractures WSW-ENE délimitent dans l'adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn) des zones étroites allongées suivant cette direction. Ces zones sont fortement diaclasées (le système dominant de diaclases est orienté WSW-ENE) et fréquemment rubéfiées. Ces zones rubéfiées contiennent parfois des lames feldspathiques vacuolaires riches en muscovite apparentées aux épiyérites.

Le système de fractures WSW-ENE et son conjugué le système NNE-SSW ont guidé la mise en place des apex de l'endogranite (adamellite leucocrate Lagoa) et ont ensuite rejoués puisqu'ils affectent cet endogranite. Les fractures WSW-ENE guident la mise en place de nombreux filons d'adamellite leucocrate qui s'enracinent dans les apex de l'endogranite. Des filons plus tardifs d'aplite recoupent aussi bien l'endogranite que l'adamellite porphyroïde à biotite seule LOGgn ou bien encore la granodiorite LOGmp.

5-2 Relations entre la fracturation, le dispositif exogranite-endogranite et la minéralisation

La minéralisation en Mo-W-(Be) est portée par un réseau de filons de quartz à épontes systématiquement greisénisées et par des greisens fréquemment associés à des filonnets quartzo-feldspathiques plus précoces. Ces filons et filonnets ont une direction moyenne peu variable qui correspond à celle du système de fractures et de diaclases ENE-WSW. Ils recoupent l'ensemble des faciès y compris les applites tardives. Les filons de quartz recoupent parfois les filonnets quartzo-feldspathiques et sont légèrement plus tardifs.

Les décrochements senestres NNE-SSW sont parfois soulignés par des filons de quartz brèchiques. Dans un cas (limite Nord de l'apex principal LOLa) un de ces filons de quartz brèchiques est légèrement minéralisé (sulfures).

Ces filons de quartz et ces filonnets quartzo-feldspathiques (ou la faille qui les prolonge) sont toujours en partie enracinées dans l'apex principal LOLa de l'endogranite Lagoa. Lorsqu'ils sont encaissés dans l'apex LOLa, ces filons et filonnets sont beaucoup plus nombreux et accompagnés par des muscovites fissurales. Ces muscovites sont souvent observées le long de fractures ouvertes (la muscovite forme alors des cristaux automorphes) qui ne montre jamais d'indices de déplacement.

Quand leur densité est suffisamment élevée ce qui ne se produit généralement que lorsqu'ils sont encaissés dans l'apex LOLa, ces filons de quartz et ces filonnets quartzo-feldspathiques ont fait l'objet d'une exploitation artisanale à ciel ouvert.

5-3 Description sommaire des corps minéralisés

5-3.1 Les filonnets quartzo-feldspathiques

Les filonnets quartzo-feldspathiques ne sont facilement repérables que lorsqu'ils sont mis en relief par l'érosion superficielle différentielle ce qui se produit généralement lorsqu'ils sont encaissés dans l'adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn). Cette plus

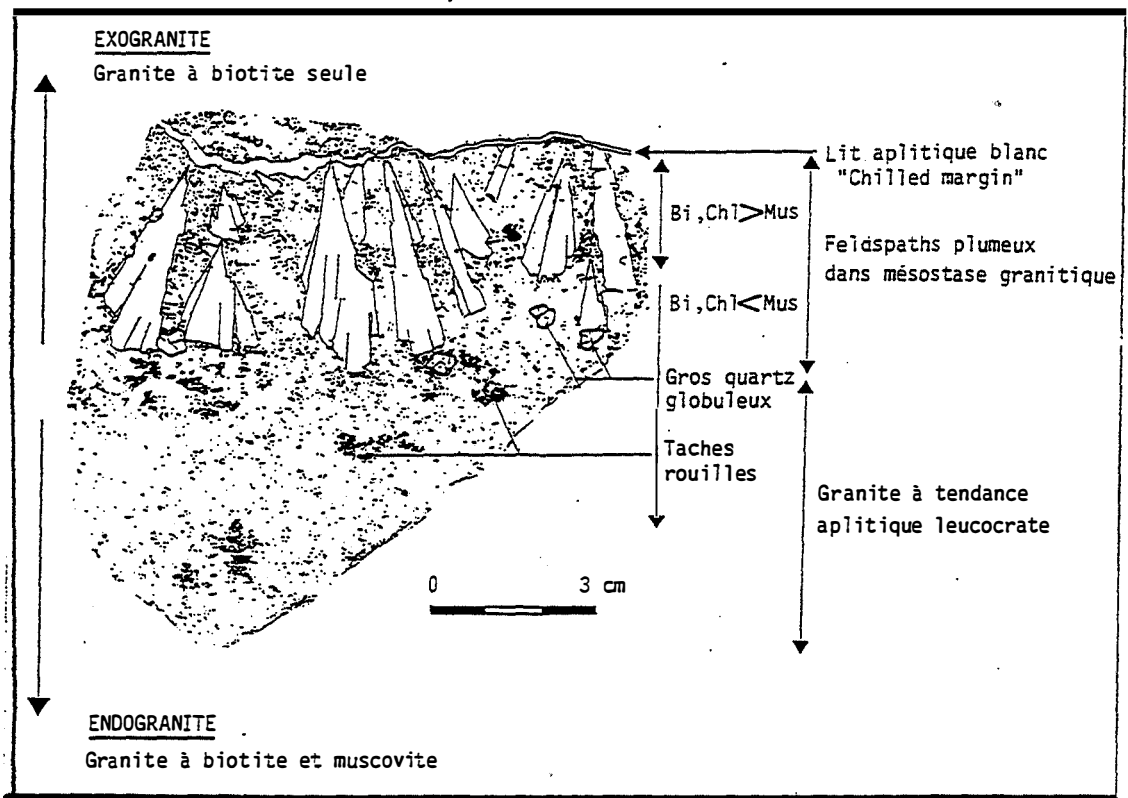


Figure IV-1 : Stocksheider au contact entre l'exogranite (LOGgn) et l'apex principal (LOLa) de l'endogranite.

La croissance des feldspaths potassiques en plumes se fait à partir d'un lit aplitique soulignant le contact exogranite-endogranite.

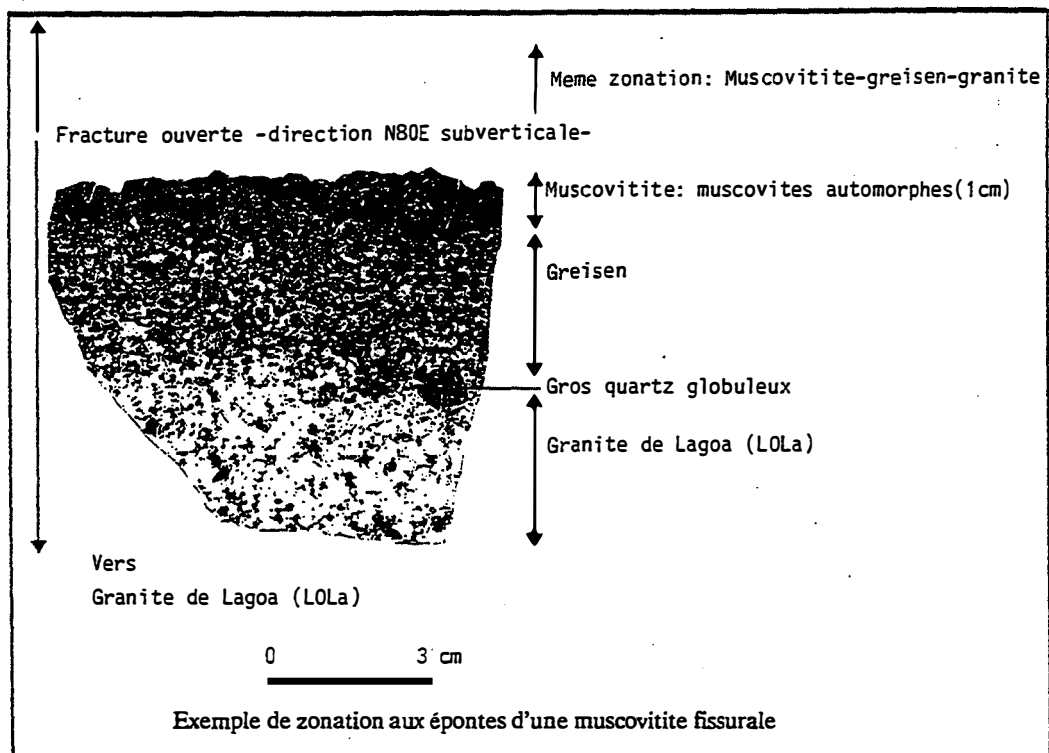


Figure IV-2 : exemple de zonation aux épontes d'une muscovitite fissurale. Apex principal (LOLa) de l'endogranite.

grande résistance à l'érosion est probablement liée à la composition plus acide du plagioclase comparé à celle des plagioclases de l'adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn). On remarquera d'ailleurs que dans les zones à morphologie plate, les secteurs occupés par l'adamellite leucocrate Lagoa (endogranite) sont mises en relief : c'est par exemple le cas des apex satellites LOG1 et LOG2. Dans l'adamellite leucocrate Lagoa, ces filonnets quartzo-feldspathiques ne sont facilement repérables que lorsqu'ils sont associés à des greisens. Cet ensemble de filonnets quartzo-feldspathiques est probablement à rattacher aux aplites tardives pratiquement dépourvues de micas qui recoupent l'ensemble des faciès du massif de Lamas de Olo et qui semblent représenter les stades ultimes de la différenciation des adamellites. Ces filonnets quartzo-feldspathiques ne sont minéralisés que lorsqu'ils sont greisés.

5-3.2 Les filons de quartz

Ils ont une puissance généralement inférieure à 10cm. Leurs épontes sont presque systématiquement greisées. La wolframite forme des prismes parfois centimétriques ou des amas disséminés dans le quartz gris des filons ou tapisse les épontes. Les sulfures (pyrite et accessoirement chalcopyrite) forment des veinules tardives qui recoupent les amas de wolframite. La molybdénite semble tardive et fréquemment associée à de la chlorite. Une fluorine violette a été observé une seule fois à l'Ouest de l'apex principal LOLa, dans une géode d'un filon de quartz.

5-3.3 Les greisens et les muscovitites fissurales

Les greisens sont systématiquement associés à des fractures et forment une enveloppe autour des filonnets de quartz et autour des muscovitites (Fig. IV-3). L'épaisseur de la zone greisée est environ 5 à 10 fois celle du filonnet de quartz. Les muscovitites sont systématiquement associées à des fractures ouvertes. Elles sont bordées par une zone greisée dont l'épaisseur est d'environ 5 fois la leur. La muscovite de ces greisens est pauvre en fluor et donc probablement en lithium. Dans les greisens, la wolframite est disséminée et fréquemment transformée tardivement en scheelite contenant des exsolutions de niobotantalates (voir VI.1). Le béryl bleu est associé à du quartz en colmatage de greisens vacuolaires : il est donc très tardif.

5-3.4 Les zones rubéfiées

Les fractures WSW-ENE délimitent dans l'adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn) des couloirs fortement diaclasés et fréquemment rubéfiés. Ces couloirs viennent systématiquement buter contre le dispositif central (exogranite-endogranite) du massif de Lamas de Olo.

La pétrographie de ces adamellites rubéfiées diffère de celle des adamellites saines par la présence de la muscovite et par la couleur rouille du feldspath potassique (microscopiquement le feldspath potassique est opacifié).

Localement, le long de fractures mal exprimées, le quartz magmatique est lessivé ce qui donne à la roche un aspect vacuolaire caractéristique. Ces vacuoles sont tapissées par du quartz, de la muscovite, un peu de feldspath potassique limpide et parfois par de l'albite puis partiellement colmatées par une chlorite verte parsemée de sulfures (pyrite et accessoirement chalcopyrite) très souvent altérés.

Les poches décimétriques à quartz-béryl (cristaux automorphes pouvant atteindre 7cm) sont fréquemment observées dans les zones rubéfiées. Le béryl est de même couleur que dans les greisens mais est parfois presque de qualité gemme (aigue-marine).

L'existence de zones rubéfiées centrées sur des greisens fissuraux suggère que ces zones rubéfiées résultent du passage de fluides percolant à travers les adamellites à partir de fractures ouvertes qui les drainent à partir de l'apex principal LOLa de l'endogranite Lagoa.

Les zones rubéfiées du massif de Lamas de Olo sont comparables aux épisyénites décrites par Marignac (1974) et qu'ils considère comme des manifestations d'un circuit convectif hydrothermal de sommet de coupole. Selon cet auteur, l'épisyénitisation se caractérise par la dissolution du quartz magmatique qui génère des vacuoles à l'intérieur desquelles on observe une recristallisation du feldspath potassique et un remplissage secondaire de quartz.

5-3.5 Les "béryllites"

Nous avons employé le terme "béryllites" par analogie avec les muscovites. En effet, ces roches rarement observées dans des zones rubéfiées (au SE de l'apex principal LOLa) sont en tout point identiques aux muscovites mais le minéral alumineux qui se développe au dépens des feldspaths n'est pas la muscovite mais le béryl.

Les "béryllites" se développent le long de fractures au dépens de l'adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn). De part et d'autre de la fracture et en allant vers l'adamellite LOGgn non altérée on observe successivement :

- Une zone de 2 à 3 cm constituée de béryl en agrégats fibroradiés accompagné par de l'épidote (parfois un peu de wolframite) et avec les quartz globuleux répartis de manière homogène comme dans l'adamellite initiale ;
- Une zone constituée de béryl, quartz globuleux et reliques de plagioclase ;
- Une zone où seul le feldspath potassique est remplacé par le béryl.

6 Conclusions

Le massif de Lamas de Olo se caractérise par une architecture du type exogranite-endogranite à stocksheider.

L'aspect centré autour de l'apex LOLa de la granodiorite LOGmp, l'existence de filons de granodiorite comparables, par leur morphologie aux ring dykes, montrent que l'architecture de ce dispositif central, tardif, est comparable à celle décrite par de nombreux auteurs pour les granites des complexes annulaires appartenant à des séries magmatiques mises en place dans un contexte anorogénique. Ceci n'est pas étonnant puisque la mise en place de massif de Lamas de Olo est tardive par rapport à la fracturation tardi-hercynienne. L'adamellite leucocrate LOLa et la granodiorite LOGmp sont encore plus tardifs.

La mise en place de ces deux faciès s'est faite dans un bâti déjà structuré. En effet, l'adamellite porphyroïde à biotite seule LOGgn le granite porphyroïde est affectée par deux systèmes conjugués de failles, NNE-SSW et ENE-SSW qui guident la mise en place de l'adamellite leucocrate Lagoa et de ses apex.

L'absence de magmatic stopping et de mylonitisation aux bordures des différents intrusifs, montre le caractère passif au niveau observé actuellement, de l'intrusion de LOLa et de LOGmp. Le mode de mise en place pour LOLa et LOGmp le plus vraisemblable est celui de l'intrusion avec subsidence en chaudron. Ce mécanisme de mise en place est celui

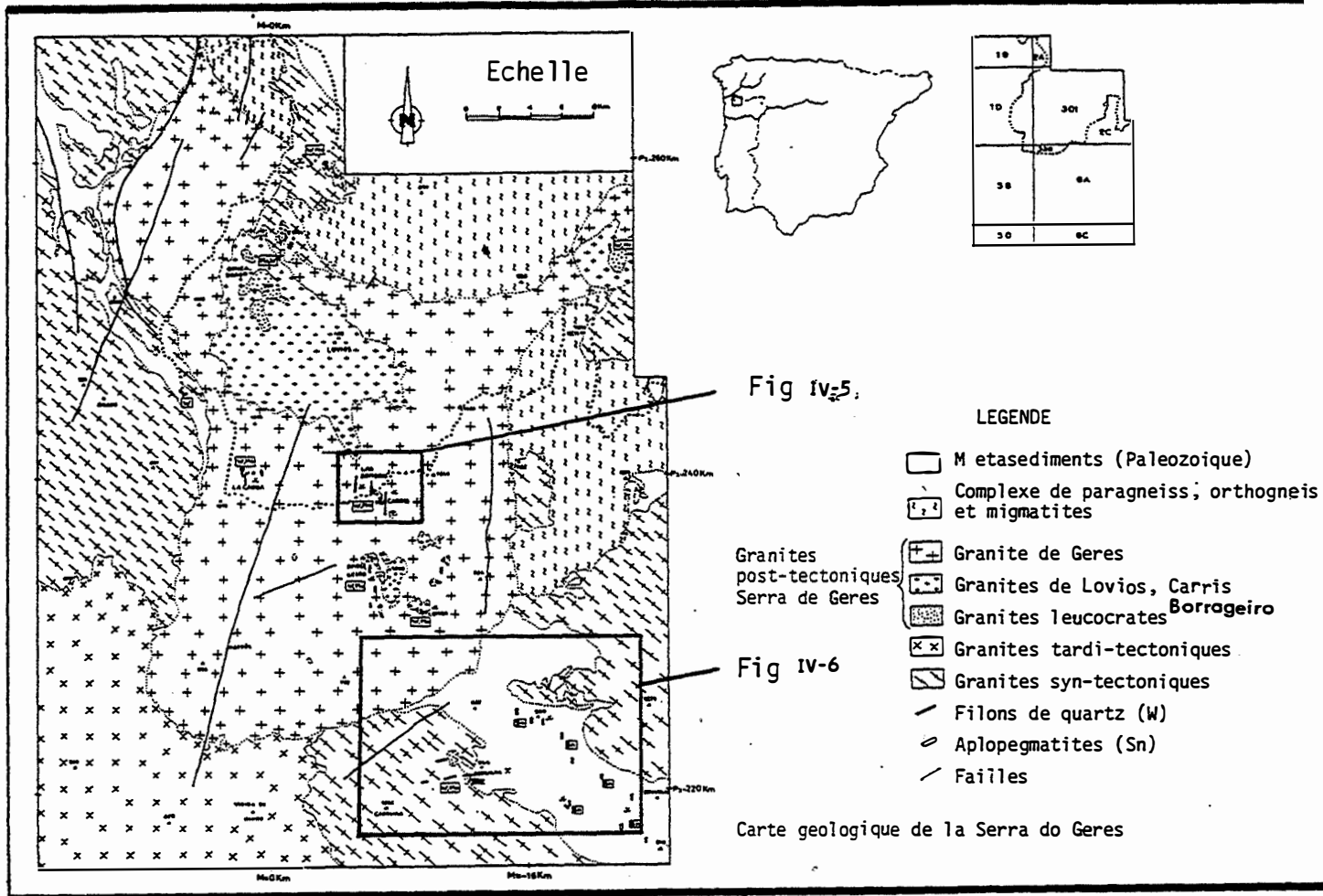


Figure IV-3: Carte geologique de la Serra do Geres d'apres F.Noronha

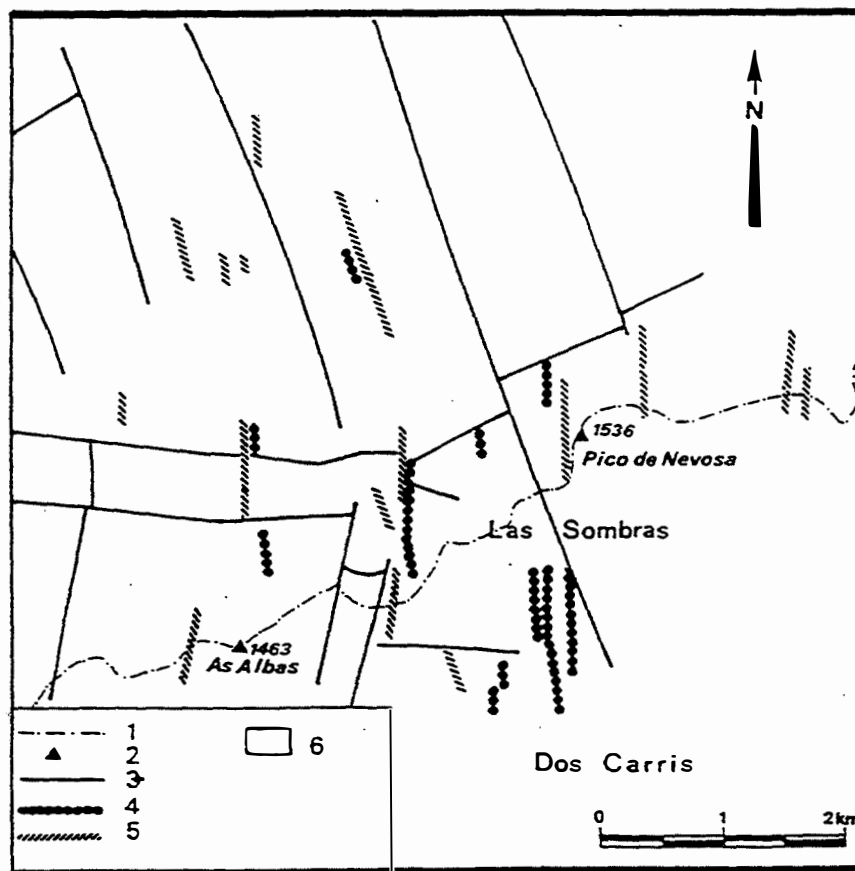
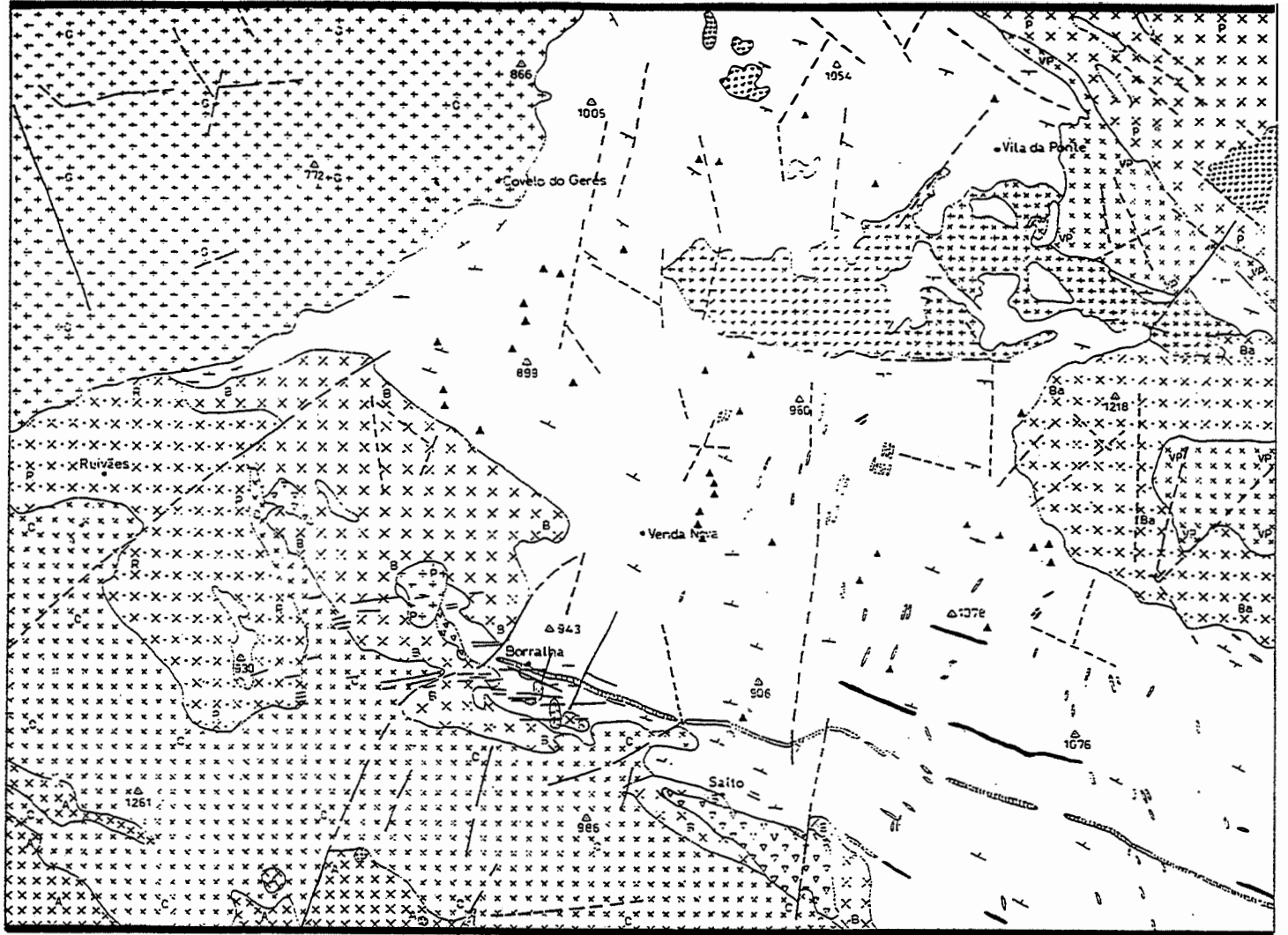


Figure IV-4: Massif de Lovios-Geres. Carte des principales occurrences d'episyenites feldspathiques et des filons mineralises en tungstene-etain du secteur Las Sombras - Dos Carris. La puissance des bandes d'episyenite est exageree. Legende: 1, Frontiere; 2, Point cote; 3, Faïlle; 4, Filon mineralise a W-Sn; 5, Bande d'episyenite; 6, Granite porphyroïde a biotite

D'apres A. Cheilletz et G. Giuliani (1982)



LEGENDE

ROCHES METASEDIMENTAIRES

- Micashistes
- Quartzites
- Lydiennes
- Roches calco-silicatées

ROCHES GRANITIKES

- Granodiorites et tonalites biotitiques
- Granite biotitique à grain moyen (Vila da Ponte)
- Granite porphyroide, matrice à grain moyen ou fin (Borralha)
- Granite biotitique porphyroide, matrice à grain moyen à fin (S. Fins)
- Granite à deux micas, à tendance porphyroide et grain grossier (1) Ruivaes (2) Barroso
- Granite à deux micas, grain moyen à grossier (1) Anjos (2) Pisões
- Granite à deux micas, grain moyen à fin (Cabreira)
- Granite à deux micas, à grain fin
- Granite biotitique, porphyroide, grain moyen à grossier (Gerês)
- Granite à grenat, grain moyen (Penedos)
- Breche
- Filon de quartz (W)
- Filon aplopegmatitiques (Sn)
- Faille (1) observée (2) probable
- Shistosité principale

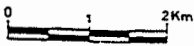


Figure IV-5: Carte géologique simplifiée de la zone de Borralha
D 'apres F.Noronha (1979)

SECTEUR MINERALISATION	- PLUTON ASSOCIE ° FRACTURATION	PHASE DEUTERIQUE	SERIE MAGMATIQUE ASSOCIEE (Relation avec F3)	TYPE DE GISEMENT
BORRALHA W-Mo- (Cu-Bi)	- Leucogranite à grenat de Penedos intrusif dans des granites peralumineux syntectoniques ° Fracturation : un système conjugué . NNE - SSW . ENE - WSW	Microclinisation Phases tardives : . Fluorite . Chlorite	Série calco-alcaline potassique de Serra do Gerês (post-tectonique)	- Filonien filons de quartz Directions : ----- . N100 à N110E pendage 25-30N ----- . N90 et N100E pendage 45-60N . N100 à N110E pendage 45-60N
LAS SOMBRAS DOS CARRIS W-Mo-Sn-Be-Cu-Bi	- Toit du granite de Carris : faciès de bordure du granite de Gerês ° Fracturation : deux systèmes conjugués . N170E . N70E et . N20E . N90E	Altération feldspathique et rubéfaction (Episyénite de A. Cheilletz et G. Giuliani, 1982) sous contrôle structural de la fracturation du granite	Série calco-alcaline potassique de Serra do Gerês (post-tectonique)	- Filonien intragranitique - Filons de : . quartz . quartz-feldspath . aplite direction : . N170 à N20E pendage 75-85E ----- - Greisens micacés (muscovitites) ----- - Joints du granite
BOUZADRAGO Mo - W	- Leucogranite de Bouzadrigo (à tendance miarolitique) ° Fracturation : un système conjugué . NNE - SSW	- Muscovitisation pervasive	Série calco-alcaline potassique de Serra do Gerês (post-tectonique)	- Minéralisation disséminée dans la masse : . miaroles: muscovite molybdénite ----- - Filonien (subordonné) . filonnets de quartz

ENCAISSANT DE LA MINERALISATION (Relation avec F3)	ASSOCIATION MINERALE	• GANGUE - ALTERATIONS HYDROTHERMALES	METALLOTECTE
Micaschistes	<u>stade 1</u> Wolframite Carris MnO = 4,5% Scheelite	• Quartz ou Quartz et muscovite adulaire, Chlorite	- Zone apicale des intrusions de granites différenciés associés à des séries calco-alcalines potassiques
Granites peralumineux (syn-tectoniques) ou Granite de Penedos (post-tectonique)	Molybdénite Chalcopryrite Pyrite Sphalérite Bi natif Bismuthinite Sulfosels de Cu, Bi, Ag <u>stade 3</u> Altération supergène	- Altération : Epontes greiseinisées (quartz - muscovite)	- Filons de quartz - Altération : • Métasomatisme potassique • Greiseinisation
Granite de Carris (microgranite) (post-tectonique)	<u>stade 1</u> Wolframite 6,2 < MnO < 8,7 % Scheelite Cassitérite	• Quartz ou Quartz et feldspaths Aplites	- Série calco-alcaline potassique - Toit du granite de Gerês - Filons de quartz, aplites
Granite de Gerês (grossier, porphyroïde) (Post-tectonique)	<u>stade 2</u> Molybdénite puis Sulfures de Fe, Cu, Bi, Pb Chlorite - Sulfosels de Bi, Pb, Cu	- Epontes greiseinisées (quartz, muscovite verte)	- Joints du granite - Altérations : • Greisens • Epontes greiseinisées
IDEM	Molybdénite Fluorite Sulfures de (Fe,Cu)		- Contrôle structural : • Fracturation du granite • Episyénites (zone de faiblesses)
IDEM	Wolframite Molybdénite Béryl Sulfures de (Fe,Cu)		elles-mêmes sous contrôle de la fracturation
Granite de Bouzadrage Exogranite : granite do Gerês (post-tectonique)	Muscovite Molybdénite	• Granite de Bouzadrage - Muscovitisation pervasive	- Zone apicale des intrusions de granites différenciés associés à des séries calco-alcalines potassiques - Filonnets de quartz
Granite de Bouzadrage	Quartz Muscovite Molybdénite Wolframite	• Quartz - Greiseinisation aux épontes	- Altération: • Granites miarolitiques • Muscovitisation pervasive

Tableau IV-1: Type gîtologique de quelques gisements à Mo-W du Nord du Portugal.

généralement admis pour les complexes annulaires, mais est aussi fréquemment observé dans les systèmes orogéniques, en particulier dans les Andes.

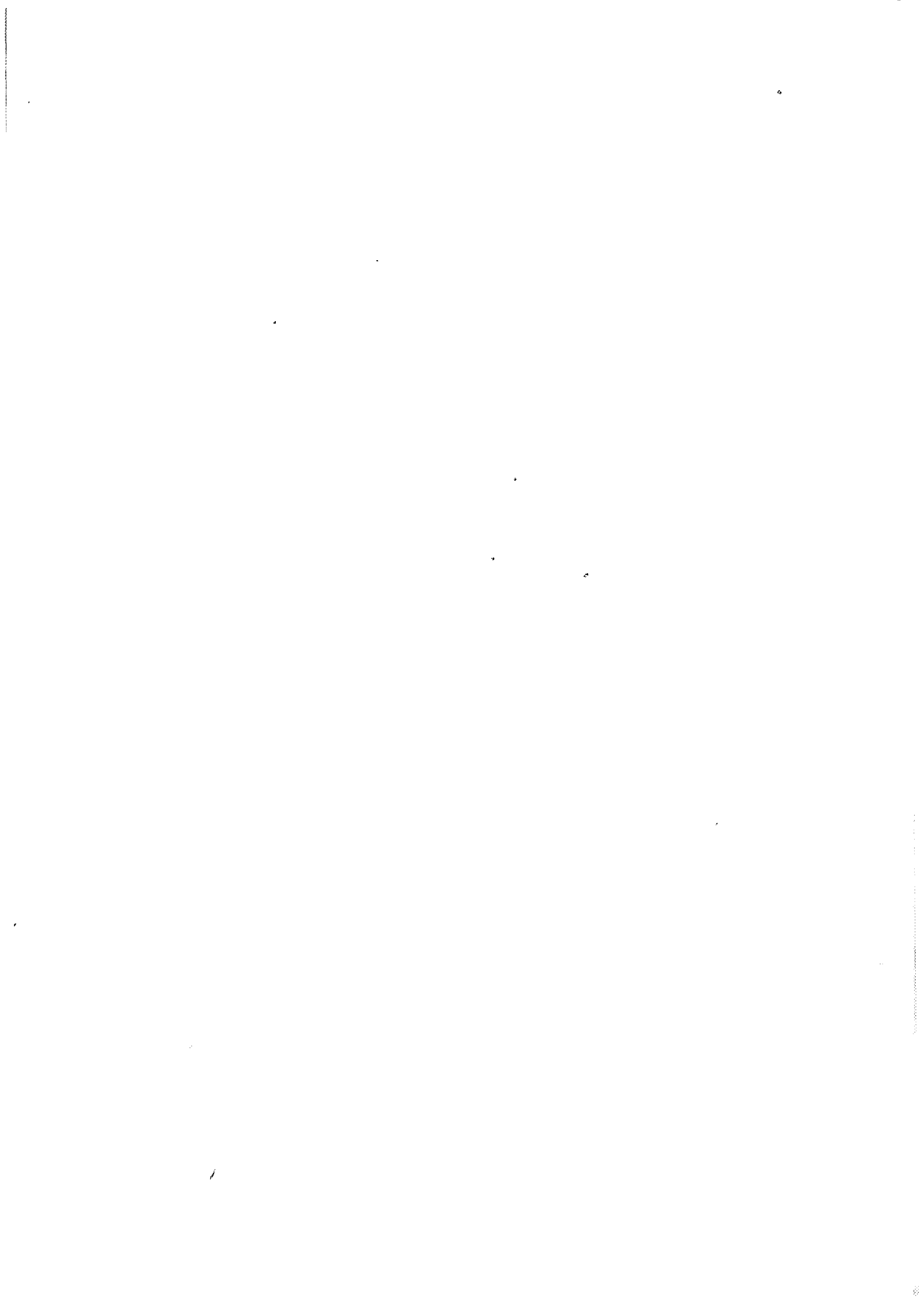
L'endogranite qui est en fait une adamellite leucocrate, apparaît sous la forme d'un apex principal auquel est étroitement lié une minéralisation filonienne à W-Mo-Be.

L'architecture de type exogranite-endogranite est comparable à celles de nombreux gisements des provinces stanno-wolframifères de l'Erzgebirge ou de la Cornouaille. Contrairement aux gisements de ces provinces à Sn dominant et où l'albitisation et la greisénisation sont très intenses. Sn est absent et l'albitisation est très rarement observée dans le massif de Lamas de Olo. L'activité hydrothermale se marque, dans le massif de Lamas de Olo par des filons quartzeux à éponges greisénisés minéralisés en W-Mo-Be et par des altérations de type épisyénite que l'on peut considérer comme des manifestations d'un circuit convectif hydrothermal lié à l'apex principal LOLa de l'endogranite Lagoa.

La succession paragénétique de la minéralisation (wolframite, molybdénite, phase tardive à chlorite verte et sulfures de fer et accessoirement de Cu), l'expression filonienne de la minéralisation (filons quartzo-feldspathiques) la présence du béryl font que ce "gisement" est remarquablement similaire aux gisements à W-Mo-Be (Sn) du massif granitique de la Serra do Geres (Nord du Portugal) (voir Fig. IV-3,4,5 et tableau IV-a) par ailleurs lui même de type calco-alcalin potassique.

CHAPITRE V

MINERALOGIE DES GRANITOIDES



1 Les pyroxènes des enclaves de gabbronorite

1-1 Rappel des relations texturales entre les pyroxènes

Clinopyroxène et orthopyroxène sont en proportions égales dans les enclaves gabbronoritiques des granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto où ils sont des phases majeures. Dans les diorites, ils sont remplacés par des minéraux ferromagnésiens hydratés : amphibole et biotite.

Dans les gabbronorites, l'orthopyroxène cristallise de manière synchrone avec le clinopyroxène et apparaît principalement comme phase cumulus. Cependant, la période de cristallisation de l'orthopyroxène est plus longue que celle du clinopyroxène puisque les bordures de l'orthopyroxène cristallisent en même temps que les bordures xénomorphes des plagioclases.

1-2 Composition chimique des pyroxènes

1-2.1 Introduction

Les analyses des pyroxènes ont été réalisées à la microsonde électronique Camebax (Ecole des mines de Fontainebleau). Les formules structurales sont calculées sur la base de 6 oxygènes. Le fer trivalent est calculé en assurant la neutralité des charges.

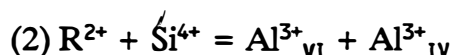
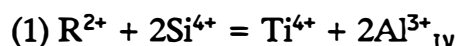
1-2.2 Les clinopyroxènes

Les clinopyroxènes des gabbronorites de Celorico de Basto sont essentiellement des augites au sens de Poldervaart et Hess (1951). Les clinopyroxènes reliques des agrégats à amphibole des gabbronorites sont des salites (Fig. V-0).

Les compositions de ces clinopyroxènes sont peu variables et comprises dans le domaine Ca40-46, Mg40-50, Fe10-17. Les teneurs en Ca sont relativement élevées et peu variables. Le rapport Mg/Mg+Fe des clinopyroxènes est légèrement plus élevé que celui des orthopyroxènes avec lesquels ils coexistent (Fig. V-1). Dans les deux cas, ce rapport est peu variable. Les mêmes observations ont été faites par Pons (1982) sur les pyroxènes des gabbros associés aux granites calco-alcalins de Burguillos de Cerro (Sierra Morena occidentale, Sud-Ouest espagnol), et par Galan (1987) sur les pyroxènes de roches ultramafiques associées à la granodiorite précoce du massif de Vivero (Galice, Nord espagnol).

La nature et les teneurs en éléments majeurs et mineurs des pyroxènes sont souvent utilisées comme indicateurs du chimisme du magma parent et des conditions de cristallisation.

Les teneurs en Al et en Ti des clinopyroxènes des gabbronorites sont modérées. La détermination du mode d'introduction de Al dans les clinopyroxènes dépend de la qualité du dosage de la silice. Dans les clinopyroxènes des gabbronorites, Al occupe essentiellement le site tétraédrique. Les teneurs en TiO₂ modérées suggèrent que Al est principalement introduit sous la forme du constituant Ti-Tschermakite (CaTiAl₂O₆) (1). Seul 1/3 (environ) de Al est introduit sous la forme du constituant Ca-Tschermakite (CaAl₂SiO₆) (2).



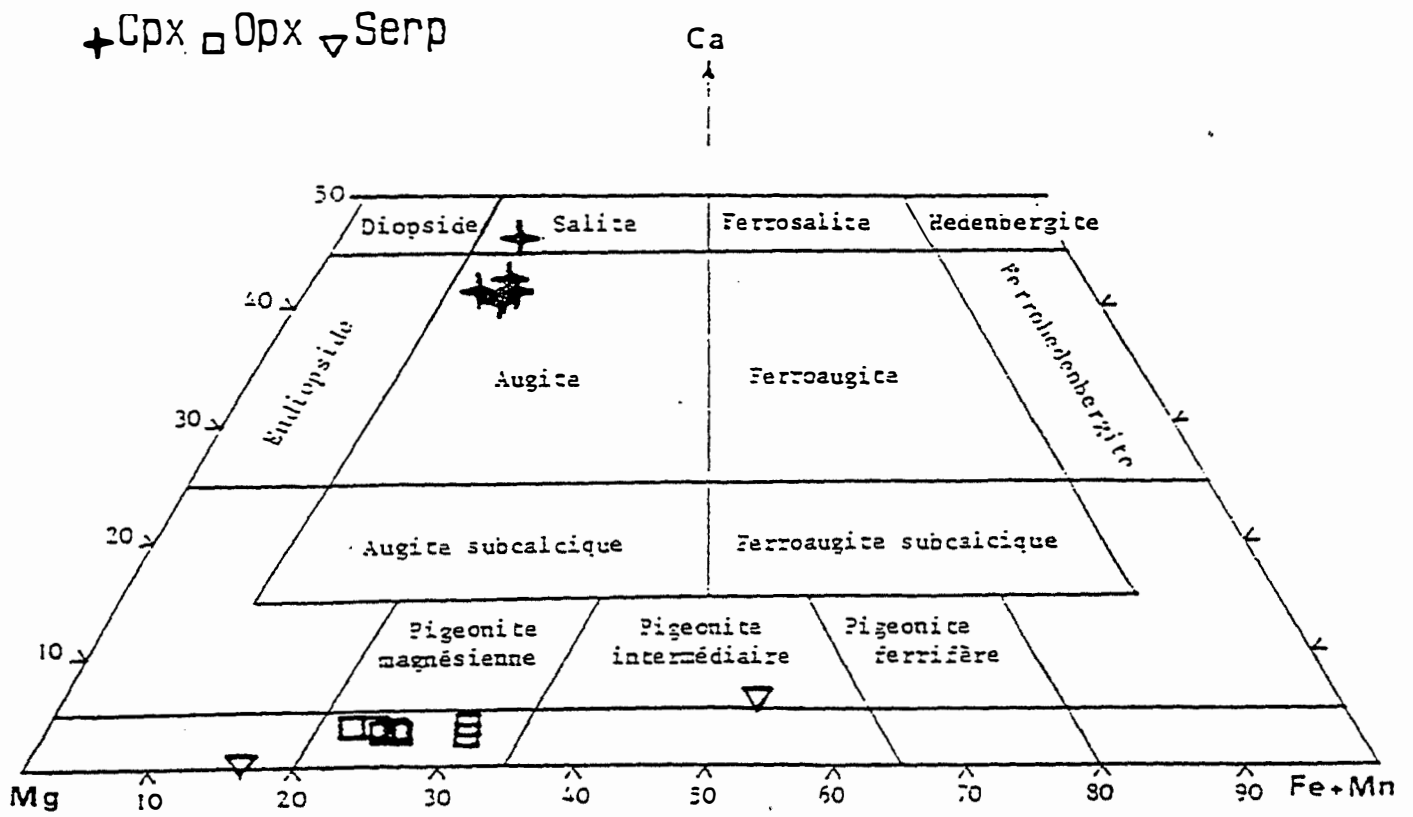


Figure V-0 : Position des clinopyroxènes (croix) et des orthopyroxènes (carrés) des gabbros-norites dans le diagramme triangulaire [Ca]-[Mg]-[Fe] en atomes de Poldervaart et Hess (1951). Deux analyses de serpentine sont aussi reportées (triangles pointés en bas).

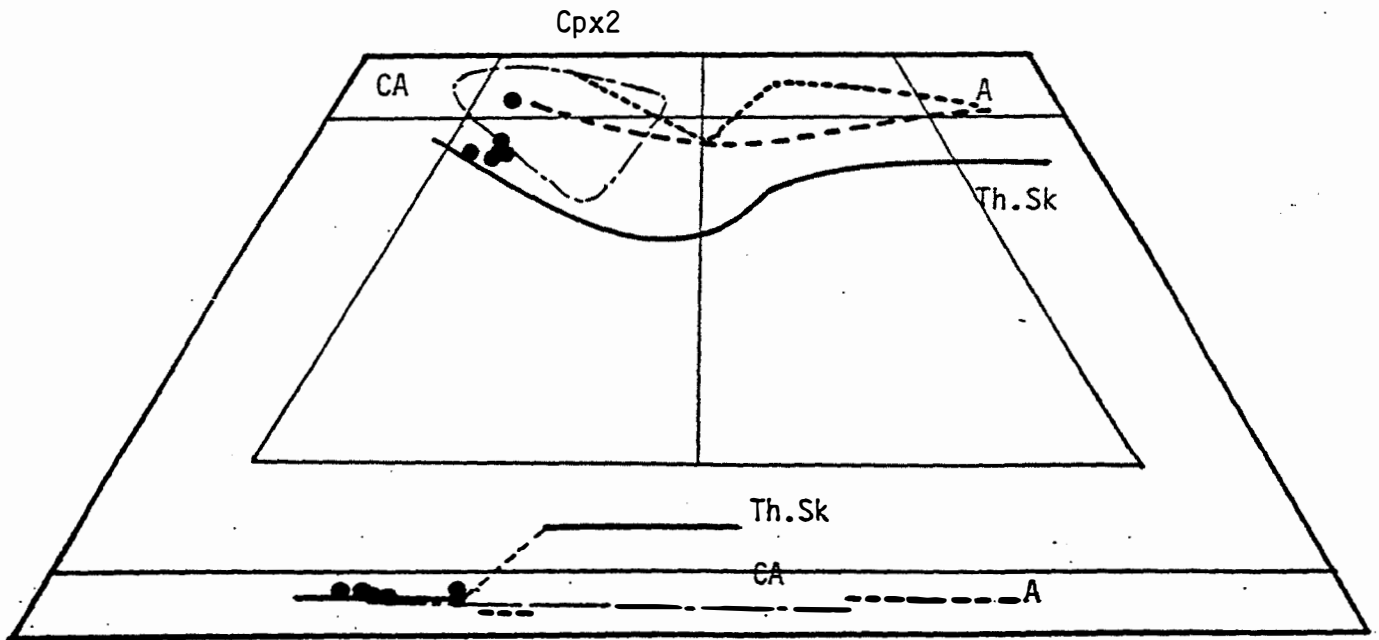


Figure V-1 : Comparaison des pyroxènes des enclaves de gabbro-norites avec les pyroxènes des séries tholéitiques, calco-alkalines et alcalines.
 CA : série calco-alkaline des Petites antilles (Arculus et Will, 1980)
 A : série alcaline du complexe de l'Iskou, Niger (Léger, 1981)
 Th.Sk : série tholéitique de Skaergaard (Brown et Vincent, 1963)
 Cpx2: clinopyroxène des agrégats à amphibole.

+ Cpx

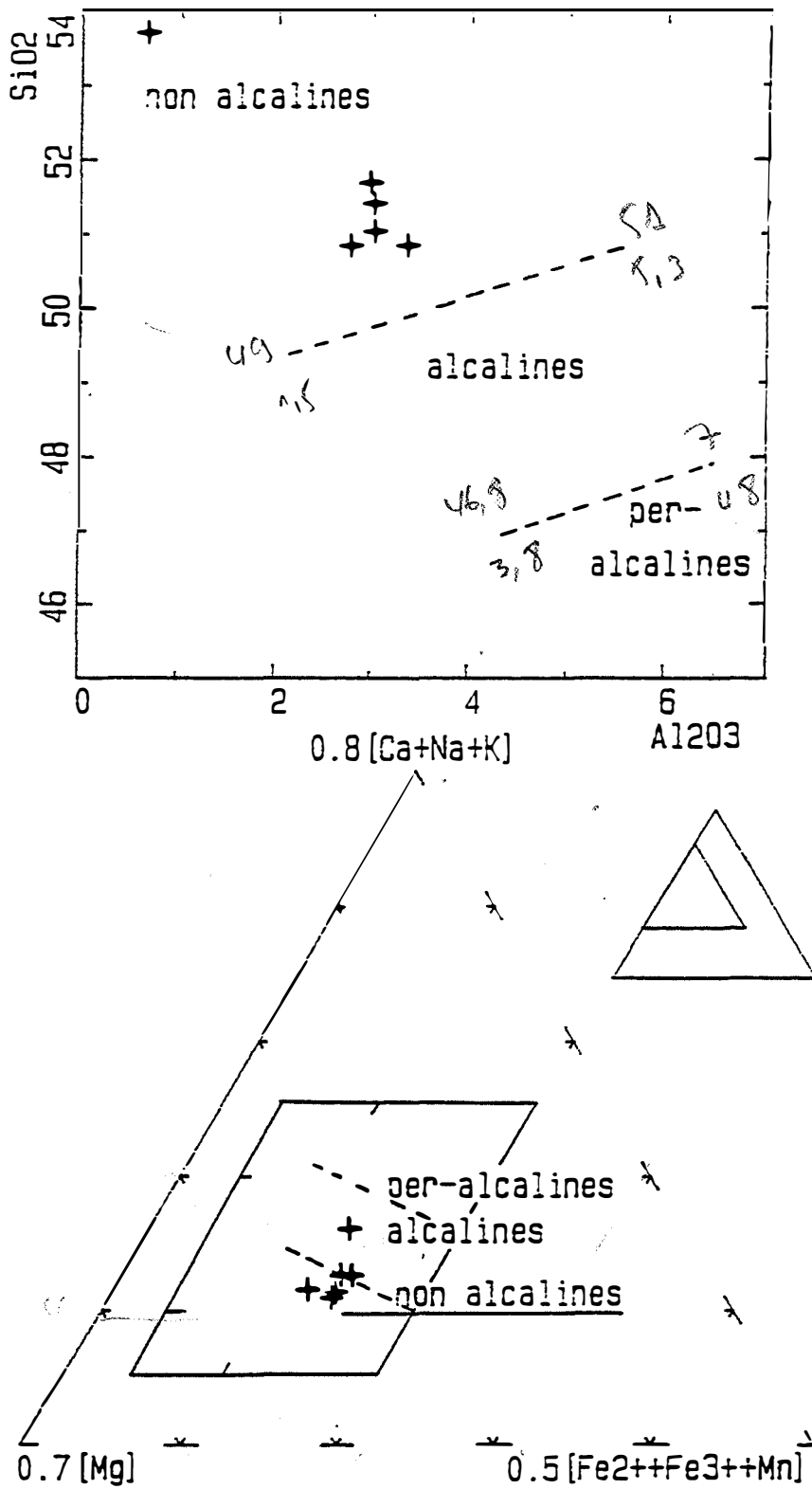


Figure V-2 :Diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ en poids d'oxydes et diagramme triangulaire [Fe²⁺ + Fe³⁺ + Mn]-[Ca + Na + K]-[Mg] en atomes de LeBas (1962) pour les clinopyroxènes des gabbros-norites.

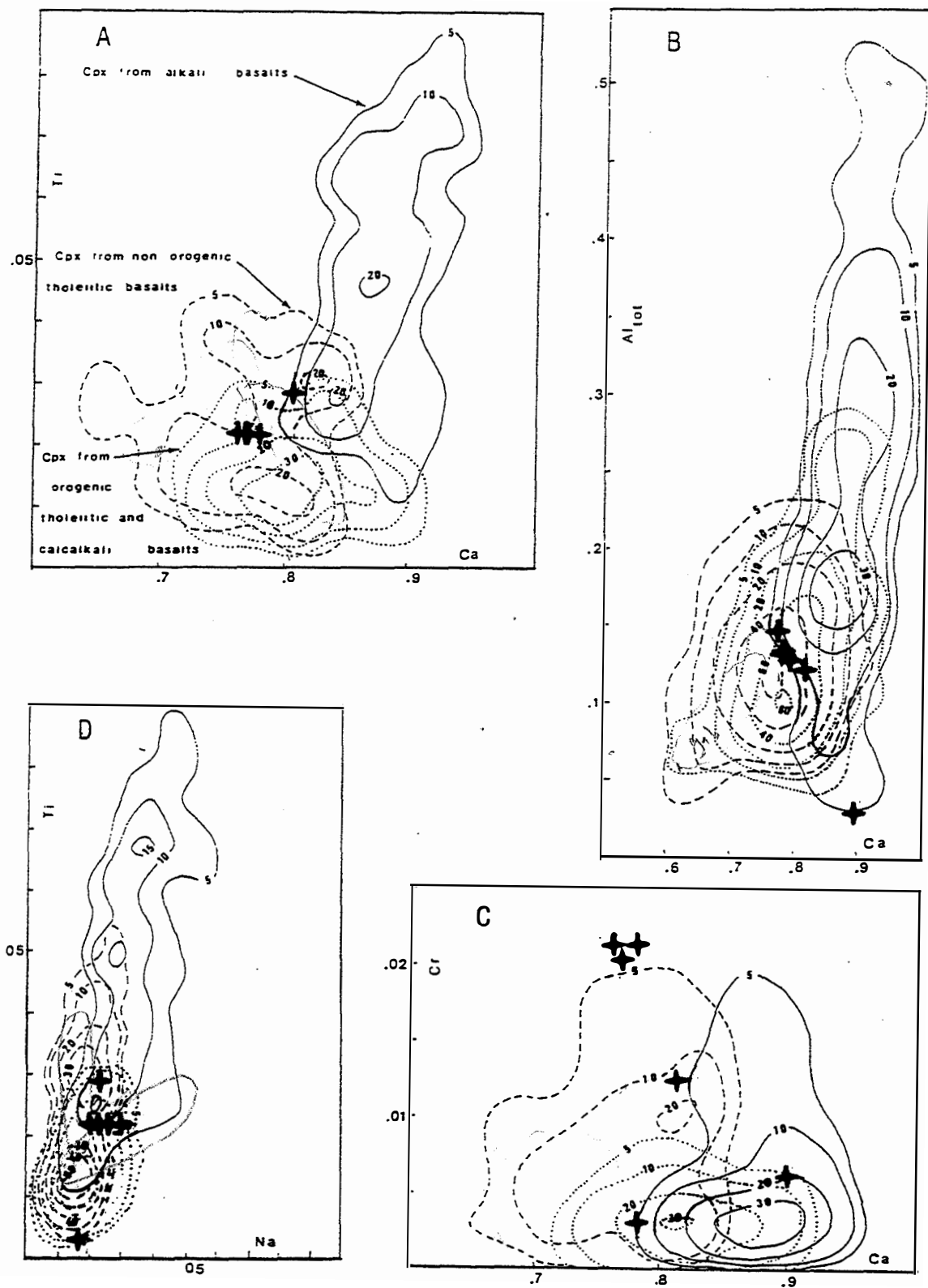


Figure V-3 :Position des clinopyroxènes (croix) des gabbros-norites dans les diagrammes Ti versus Ca, Al(total) versus Ca, Ti versus Na, Cr versus Ca de Leterrier et al. (1982).

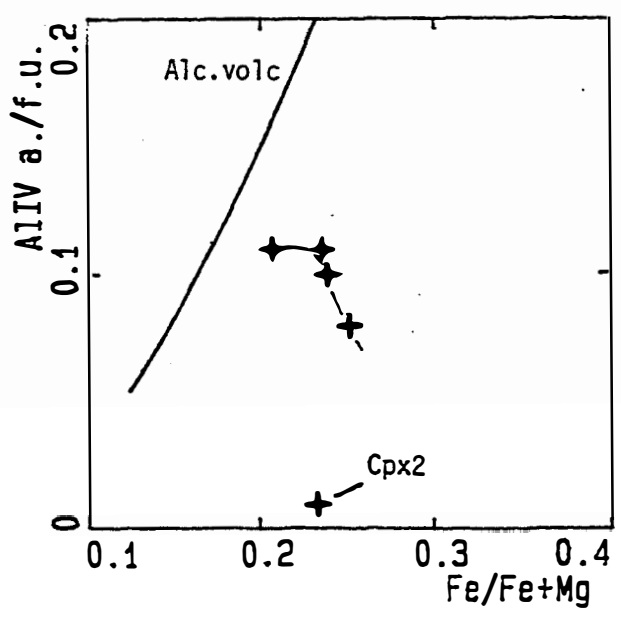
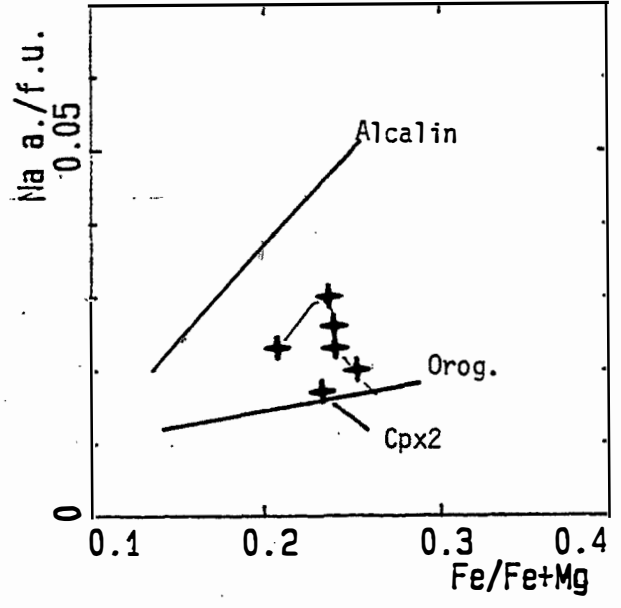
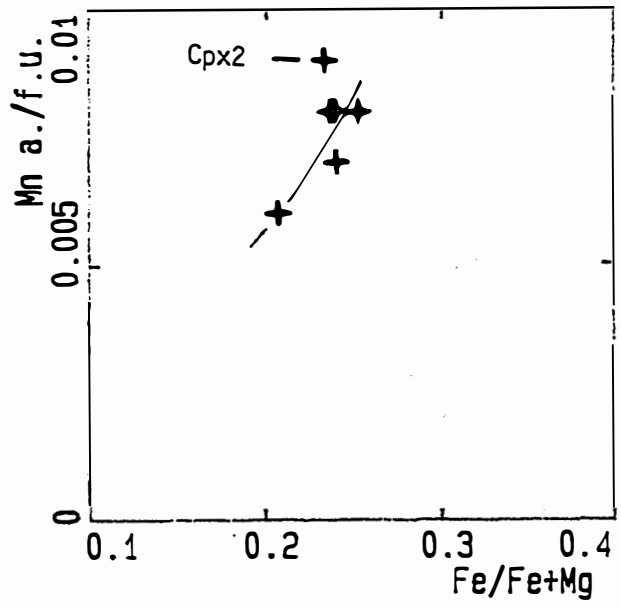
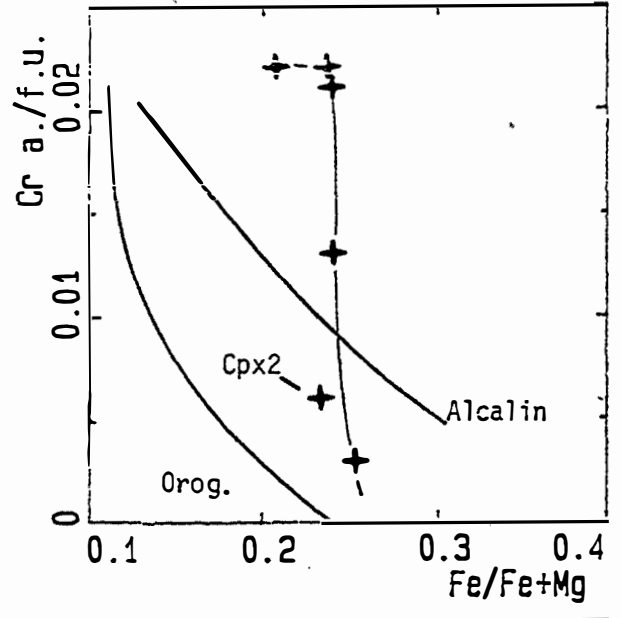
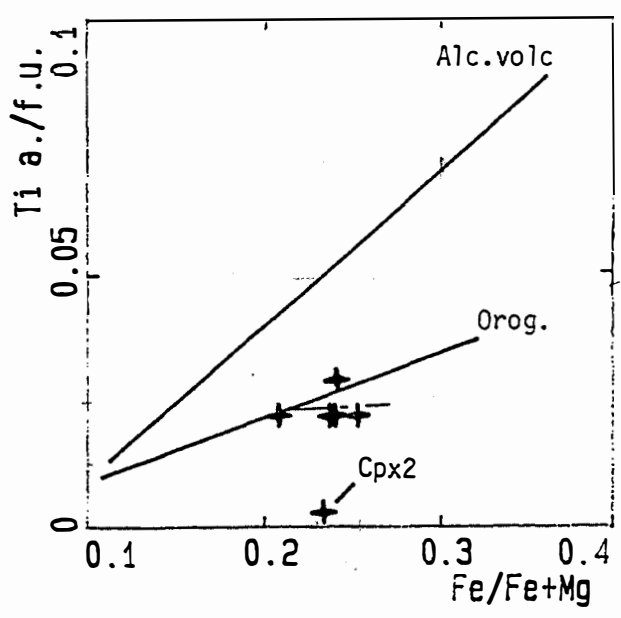


Figure V-4 : Les éléments mineurs des clinopyroxènes en fonction de leur rapport Fe/Fe+Mg.

Comparaison avec des données de Marcelot et al (1988) sur:

Orog.: évolution moyenne des clinopyroxènes de basaltes et andésites basaltiques de séries orogéniques.

Alcalin: évolution moyenne des clinopyroxènes de basaltes et hawaïtes de séries alcalines anorogéniques.

L'introduction de Al dans le clinopyroxène est principalement contrôlée par la composition chimique du milieu de cristallisation (Kushiro, 1960 ; Gupka et al., 1973; Leterrier et al., 1981) et en particulier par l'activité de la silice. Les faibles proportions des molécules de tschermak dans les clinopyroxènes des gabbonorites est caractéristique des clinopyroxènes ayant cristallisé dans un milieu où l'activité de la silice était élevée. Les clinopyroxènes des gabbonorites ont des teneurs en Al et Ti très inférieures à celles des clinopyroxènes des basaltes alcalins par exemple. Ce contrôle prédominant de l'activité de la silice sur l'introduction des molécules de tschermak explique, par exemple, que les titanaugites soient des minéraux symptomatiques des basaltes alcalins sous-saturés en silice.

Dans le diagramme SiO_2 versus Al_2O_3 en poids d'oxydes et dans le diagramme triangulaire (Fig. V-2), LeBas (1962) a délimité des champs correspondants aux clinopyroxènes de différentes séries magmatiques plus ou moins alcalines. Les clinopyroxènes des gabbonorites se projettent dans le champ des clinopyroxènes des séries non alcalines qui regroupe les clinopyroxènes des séries tholéitiques et calco-alcalines.

Leterrier et al. (1982) ont proposé l'utilisation des compositions et plus particulièrement les teneurs en Ca, Ti, Al, Cr, Na des clinopyroxènes pour l'identification des spilites et metabasites. Nous avons reporté les analyses de nos clinopyroxènes dans les diagrammes établis par ces auteurs à partir d'analyses de phénocristaux de clinopyroxènes d'andésites et de basaltes appartenant à différentes séries magmatiques orogéniques et anorogéniques. Dans tous ces diagrammes (Fig. V-3), les clinopyroxènes des gabbonorites se différencient nettement des clinopyroxènes des basaltes alcalins par leurs teneurs plus faibles en Ti, Al, Ca.

Les teneurs en éléments mineurs des clinopyroxènes des gabbonorites ont été reportées dans des diagrammes où l'on a porté en abscisse leur rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ (Fig. V-4).

Les clinopyroxènes des gabbonorites ont des teneurs en Ti et Al faibles, typiques des clinopyroxènes des séries orogéniques mais ont des teneurs en Cr élevées qui indique que le magma était peu différencié. Les faibles teneurs en Al et la baisse des teneurs en cet élément avec l'augmentation du rapport $\text{Fe}/\text{Fe} + \text{Mg}$ indiquent une activité de la silice forte et croissante au cours de la cristallisation (Gupka et al., 1973). Les teneurs en Na des clinopyroxènes sont nettement plus faibles que celles des clinopyroxènes des séries typiquement alcalines mais sont supérieures à la moyenne des teneurs en Na des clinopyroxènes des séries orogéniques : le liquide parent ne peut être que faiblement alcalin.

Les clinopyroxènes des gabbonorites montrent une forte zonation en Cr ce qui contraste avec la quasi absence de zonation en Fe et Mg. Les coeurs des clinopyroxènes sont beaucoup plus riches en Cr que les clinopyroxènes des basaltes orogéniques mais leurs bordures ont des teneurs normales en Cr. Les gabbonorites se caractérisent par l'absence de magnétite. Le seul opaque présent est l'ilménite qui cristallise assez tardivement. L'absence de magnétite montre que la cristallisation des phases précoces anhydres s'est effectuée dans un milieu dont la fugacité d'oxygène était faible. En l'absence de la magnétite, qui est toujours précoce dans des conditions oxydantes, le chrome a été incorporé par le clinopyroxène (et dans une moindre mesure par l'orthopyroxène) qui est le minéral ayant cristallisé en premier dans le magma basique à l'origine des enclaves.

1-2.3 Les orthopyroxènes

La composition chimique des orthopyroxènes des enclaves de gabbronorite est remarquablement similaire à la composition des orthopyroxènes de la série volcanique calco-alcaline de Mogollon plateau (Fodor, 1971).

Les orthopyroxènes des enclaves de gabbronorites sont des bronzites. Les teneurs en Ca sont faibles et peu variables. Le domaine des pigeonites n'est pas atteint. Les teneurs en Al_{VI} et Ti sont faibles comparées à celles des clinopyroxènes. Dans un même échantillon, les orthopyroxènes ont un rapport Fe/Mg un peu plus variable que celui des clinopyroxènes (Fig. V-0, V-1, V-5) probablement en raison de leur période de cristallisation plus longue. Les grandes plages d'orthopyroxène sont légèrement zonées. Le coeur est riche en Mg avec un rapport Fe/Fe+Mg de 0.23. La bordure plus ferrifère à un rapport Fe/Fe+Mg de 0.31.

1-2.4 Zonation des pyroxènes

Le diagramme triangulaire de Poldervaart et Hess (1951) (Fig. V-0) montre que les clinopyroxènes des enclaves de gabbronorites ne définissent pas de trend comparables à ceux que l'on observe pour les clinopyroxènes des roches volcaniques. Les clinopyroxènes ont une zonation forte en Cr et presque nulle en Fe/Mg (Notons tout de même que le coeur d'un des clinopyroxènes est un peu plus magnésien que les autres clinopyroxènes analysés, coeur et bordures confondues). Ce fait est important car il montre que la durée de cristallisation du clinopyroxène n'est pas négligeable. Cette absence de zonation Fe/Mg pourrait être due à :

-l'absence de fractionnement entre clinopyroxène et magma pour Fe et Mg, mais ceci paraît peu vraisemblable ;

- une cristallisation pratiquement à l'équilibre (pour Fe et Mg) avec le magma ;

-l'effet de l'augmentation de P_{H_2O} sur l'intervalle de cristallisation des magmas : une augmentation de P_{H_2O} a pour conséquence de réduire l'écart de température entre le liquidus et le solidus. Cependant, la forte zonation en Cr des pyroxènes indique que la période de cristallisation n'a pas été négligeable et donc que les magmas à l'origine des enclaves de gabbronorite n'étaient initialement pas très riches en eau.

En fait, il est probable que la zonation de cristallisation en Fe et Mg n'apparaît pas à cause des rééquilibrages qui peuvent se produire entre magma et clinopyroxène (la cinétique d'échange Fe-Mg est rapide) lorsque le refroidissement est lent. La zonation en Cr serait préservée en raison de la faible vitesse de diffusion de cet élément. Autrement dit, la cristallisation est fractionnée pour Cr et se fait à l'équilibre pour Fe et Mg.

L'abondance et la cristallisation massive des minéraux hydratés (hornblende et biotite) dès le stade magmatique dans les gabbronorites, la disparition des pyroxènes dans les gabbrodiorites légèrement plus différenciés et les diorites confirment que la fin de la cristallisation des magmas gabbroïques à l'origine des enclaves de gabbronorite s'est réalisée sous une forte P_{H_2O} (Yoder et Tilley, 1962; Holloway et Burnham, 1972) ce qui contraste avec les conditions de relativement faible P_{H_2O} du début de cristallisation.

Les grandes plages d'orthopyroxène montre une légère zonation (rapport Fe/Mg variable) qui ne peut s'être formée qu'après le stade de rééquilibrage entre clinopyroxène et le magma, et probablement à une température suffisamment basse pour que les vitesses de diffusion de Fe et Mg deviennent relativement faibles ce qui est en accord avec l'ordre de cristallisation établi à partir des relations structurales entre les minéraux.

Des observations faites sur les zonations des pyroxènes il ressort que :

□ Opx

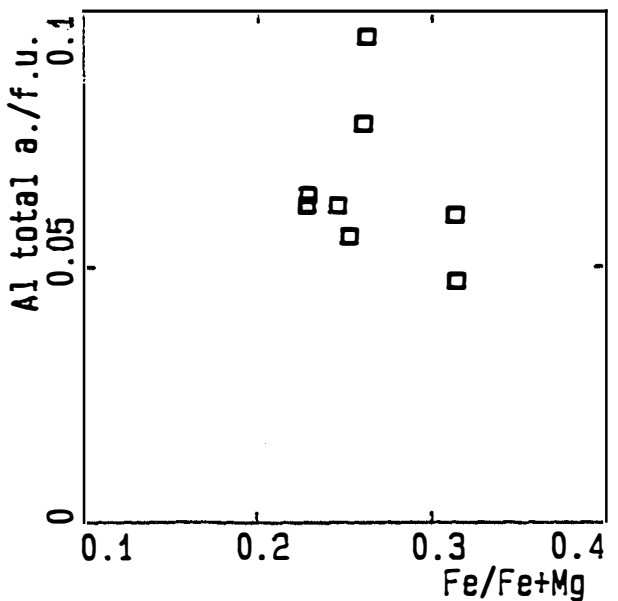
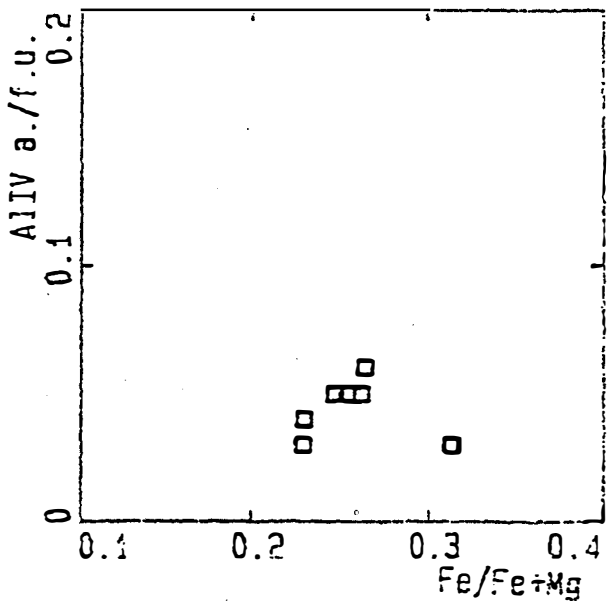
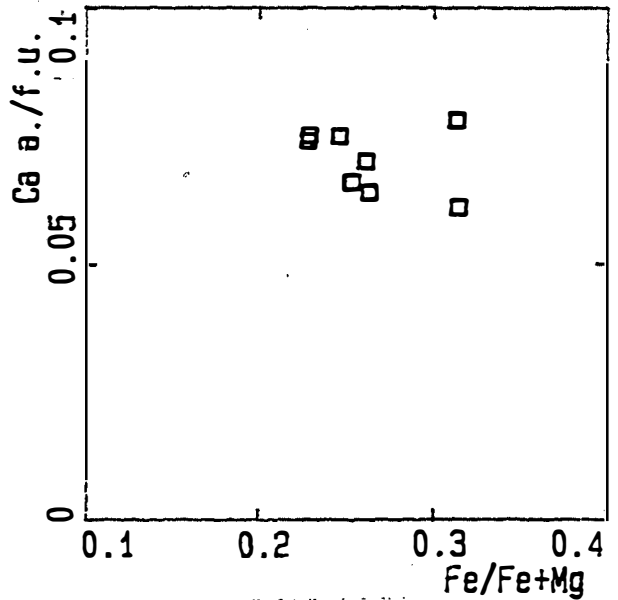
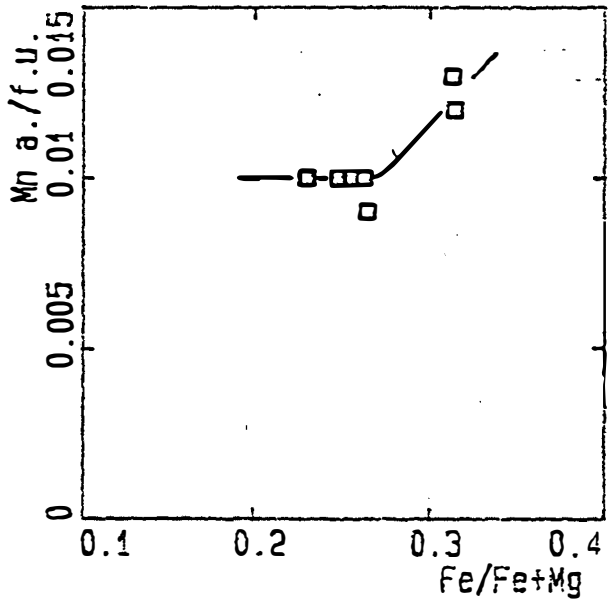
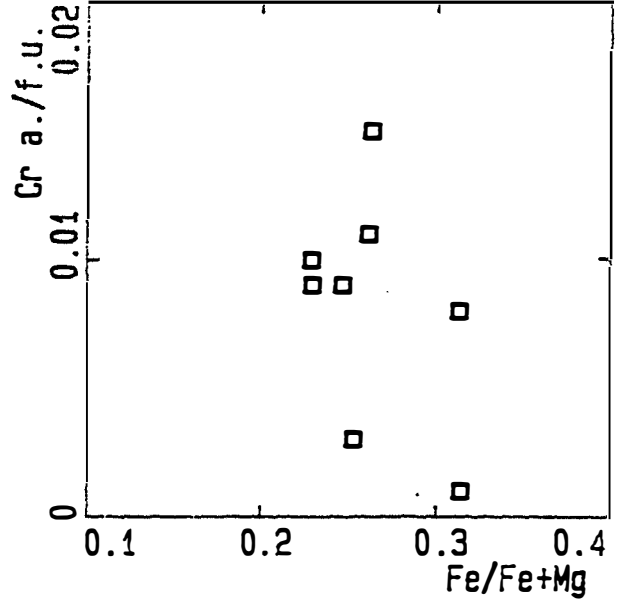
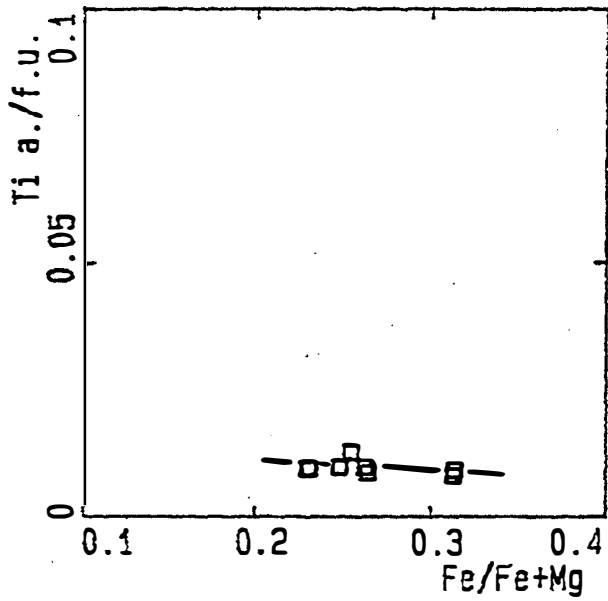
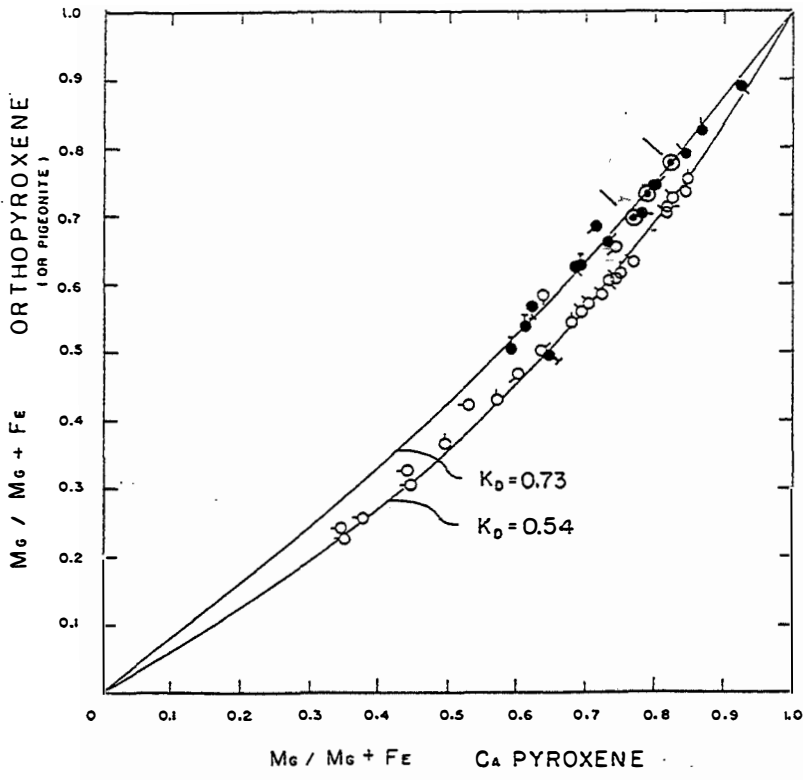


Figure V-5 : Les éléments mineurs des orthopyroxènes en fonction de leur rapport Fe/Fe+Mg.



Roches magmatiques

- Brown, 1957, Skaergaard, Greenland.
- Muir and Tilley, 1957, Gabbro, Kilauea.
- Carstens, 1958, Gabbro, Norway.
- Larsen, 1936, Andesite, Colorado.
- Hess, 1949, Diabase pegmatite, Virginia.
- Hess, 1960, Bushveld Complex, Transvaal.
- Carmichael, 1960, Pitchstone, Scotland.
- Hess, 1960, Stillwater Complex, Montana.
- Hess, 1949, Diabase, New Jersey.
- × Ca-poor pyroxene = pigeonite.

Roches métamorphiques

- Howie, 1955, Charnockites, India.
- Clavan *et al.*, 1954; Norton and Clavan, 1959, Banded gneisses, northeastern U.S.A.
- Kranck, 1961, Iron formation, New Quebec.
- Eskola, 1952, Granulite facies, Lapland.
- Groves, 1935, Charnockite, Uganda.
- Muir and Tilley, 1958, Gneiss, Scotland.
- O'Hara, 1960, Eclogite facies, Scotland.
- Muir and Tilley, 1958, Hornfels, Norway.

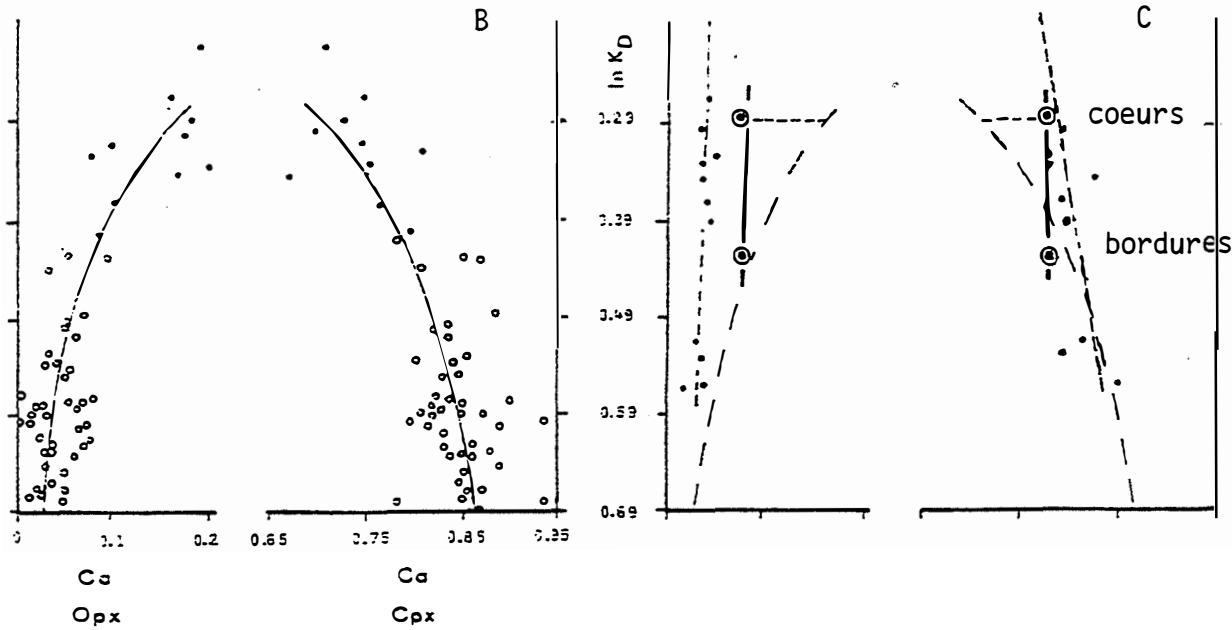


Figure V-6 :A-Distribution de Fe^{2+} et Mg entre clinopyroxène et orthopyroxène ou pigeonite dans les roches magmatiques (cercles noirs) et dans les roches métamorphiques (cercles blancs), d'après Kretz (1963).

Dans les enclaves de norites de Celorico de Basto (cercles pointés).

B-Distribution de Ca en fonction de $\ln K^{Opx-Cpx}(Mg-Fe)$ dans les roches ignées (points) et dans les roches métamorphiques (cercles) d'après Saxena (1968).

C-Dans les enclaves de gabbros-norites (cercles) de Celorico de Basto et dans le complexe de Burguillos del Cerro (Sierra Morena occidentale -Espagne) d'après Pons (1982).

- Les clinopyroxènes et les orthopyroxènes les plus précoces se sont rééquilibrés en Fe et Mg avec le liquide résiduel au fur et à mesure de la cristallisation ;
- la cristallisation de l'orthopyroxène se poursuit après celle du clinopyroxène: il montre une légère zonation en Fe et Mg.

1-3 Géothermométrie et distribution de Fe, Mg, Ca entre orthopyroxènes et clinopyroxènes

De nombreuses études ont porté sur la distributions des cations majeurs Ca, Fe et Mg entre orthopyroxène et clinopyroxène dans le but d'estimer les conditions de leur cristallisation.

D'après les observations faites sur les zonations, la gamme de température de coexistence des pyroxènes sera comprise entre les températures obtenues pour le couple 1 (bordure Cpx-coeur Opx) et le couple 2 (bordure Cpx-bordure Opx). On peut considérer que la température obtenue pour les coeurs les plus magnésiens des orthopyroxènes et des clinopyroxènes apparemment les moins rééquilibrés, malgré toutes les réserves que l'on peut faire quand à l'atteinte de l'équilibre dans ce cas (voir discussion sur la zonation des pyroxènes), sera une estimation de la température minimale du début de cristallisation des pyroxènes.

La compilation par Kretz (1963) de nombreuses données portant sur des pyroxènes de roches magmatiques gabbroïques ainsi que sur ceux de roches métamorphiques du faciès granulite et des charnockites montre que la distribution de Mg et Fe²⁺ entre orthopyroxène ou pigeonite et clinopyroxène est liée à la température. Kretz (1963) montre que les pyroxènes qui cristallisent à partir de magmas gabbroïques sont caractérisés par un K^{Mg-Fe} de 0.65 à 0.86 avec une fréquence maximale de 0.73. Les pyroxènes de granulites ont un K^{Mg-Fe} de 0.51 à 0.65 avec une fréquence maximale de 0.54.

Les "coeurs" des orthopyroxènes et des clinopyroxènes des enclaves de gabbronorites de la zone de Celorico de Basto ont un K^{Mg-Fe} de 0.745. Cette valeur est proche de 0.73 qui est la valeur la plus fréquente pour les pyroxènes des magmas gabbroïques (Fig. V-6,A). Les bordures des pyroxènes ont un K^{Mg-Fe} de 0.65 (valeur limite entre roches magmatiques et roches métamorphiques) qui indique une température de rééquilibrage assez basse, compatible avec les températures les plus basses de cristallisation des roches gabbroïques mais proche des températures maximales de cristallisation ou de rééquilibrage des roches métamorphisées dans le faciès granulite.

L'étude de Saxena (1968) sur 30 roches magmatiques et 41 roches métamorphiques de haut degré a montré que la distribution de Ca entre clinopyroxène et orthopyroxène dépend de $\ln K^{Mg-Fe}$ (et donc de la température). Lorsque $\ln K^{Mg-Fe}$ et T° augmentent, la teneur en Ca augmente dans l'orthopyroxène et diminue dans le clinopyroxène en accord avec le solvus déterminé expérimentalement sur le joint $CaMgSi_2O_6$ - $MgSiO_3$. Les "coeurs" des pyroxènes des enclaves de gabbronorites ont un K^{Mg-Fe} caractéristique des roches gabbroïques (Fig. V-6,C). Cependant, comparées à ces dernières, les teneurs en Ca sont plus élevées dans les clinopyroxènes et plus basses dans les orthopyroxènes et semblent indiquer une température d'équilibre assez basse et proche de la température de rééquilibrage des bordures. Pour ces dernières, le K^{Mg-Fe} et les teneurs en Ca sont en accord avec le solvus expérimental des pyroxènes. L'absence de zonation en Ca, et les faibles températures, estimées indiquent que les pyroxènes se sont rééquilibrés à basse température pour Ca. Les pyroxènes ont donc probablement cristallisé à l'équilibre en ce

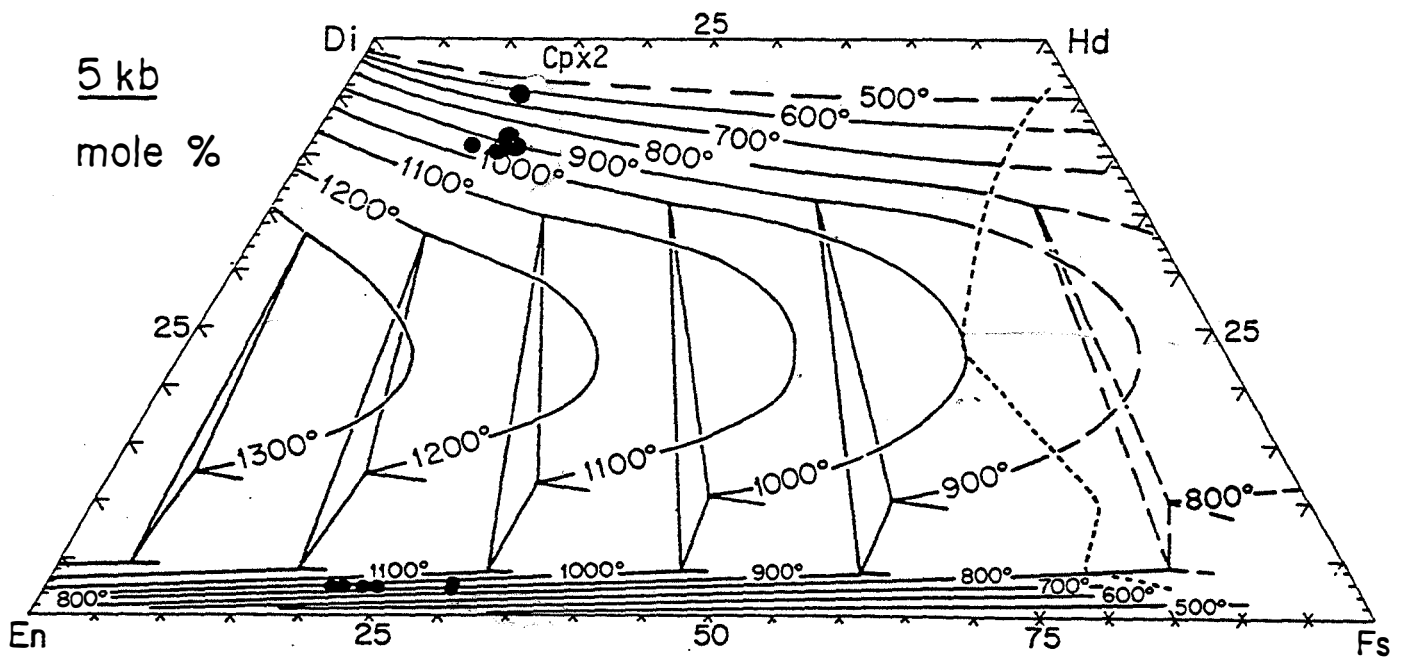


Figure V-7 : Position des points représentatifs des pyroxènes des enclaves de gabbronorites dans le diagramme WO-EN-FS de Turnock et Lindsley (1981) à P=5Kb. Les solvus des pyroxènes à différentes températures sont reportés.
 Cpx2: clinopyroxène des agrégats à amphibole.

qui concerne Ca plus encore que pour Fe et Mg puisqu'on observe malgré tout une zonation faible pour ces éléments.

Le géothermomètre de Wood et Banno (1973) est basé sur la distribution de Fe²⁺ et Mg entre clinopyroxènes et orthopyroxènes en admettant une distribution aléatoire de ces éléments entre les sites M1 et M2 des pyroxènes. Cette distribution Fe²⁺ et Mg dépend principalement de la température. D'après ces auteurs, on a:

$$T^{\circ}\text{K} = -10202 / [\ln(a_{\text{en}}^{\text{cpx}} / a_{\text{en}}^{\text{opx}}) - 7.65X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} + 3.88(X_{\text{Fe}}^{\text{opx}})^2 - 4.6]$$

avec

$$a_{\text{en}} = [\text{Mg}^{2+} / (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+} + \text{Na}^+)]_{\text{M2}} \cdot [\text{Mg}^{2+} / (\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+} + \text{Al}^{3+} + \text{Ti}^{4+} + \text{Cr}^{3+} + \text{Mg}^{2+})]_{\text{M1}}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} = \text{Fe}^{2+} / (\text{Fe}^{2+} + \text{Mg}^{2+})_{\text{opx}}$$

La précision de ce géothermomètre est d'environ 60°. Les températures obtenues pour le couple 1 est de 1060°C. La température obtenue pour le couple 2 et qui est la température du dernier rééquilibrage est comprise entre 970 et 960°C.

Les travaux de Turnock et Lindsley (1981), Lindsley et Andersen (1983), Lindsley (1983) ont permis de définir avec précision la position des solvus des pyroxènes dans le diagramme WO-EN-FS (Fig. V-7). Une version graphique du géothermomètre à deux pyroxènes a été proposée en tenant compte des composants non quadrilatéraux des pyroxènes et de la pression. Les analyses des pyroxènes des gabbronorites ont été reportés dans la représentation graphique pour P=5Kb. Les températures obtenues sont de 950°C pour les pyroxènes les plus magnésiens et de 900°C pour les pyroxènes les moins magnésiens. Les températures obtenues par cette méthode sont plus basses probablement en raison des rééquilibrages plus faciles de Ca par rapport à ceux de Fe et Mg. Les reliques de clinopyroxène à composition de salite des agrégats à amphibole des enclaves de gabbronorites indiquent une température de 600°C. Cette température a probablement peu de signification puisque ces salites ne coexistent pas avec des orthopyroxènes dans les agrégats à amphibole.

En conclusion, la température minimale de début de cristallisation des pyroxènes des enclaves de gabbronorites est probablement voisine de 1060°C. La température du dernier rééquilibrage de Fe et Mg entre pyroxènes et liquide résiduel est comprise entre 972°C et 960°C. La température du dernier rééquilibrage de Ca entre pyroxènes et liquide résiduel est comprise entre 950°C et 900°C.

1-4 Essai d'Identification du magma à l'origine des enclaves de gabbronorite

La richesse en chrome des clinopyroxènes et le faible rapport Fe/Mg des pyroxènes malgré les rééquilibrages à basse température indiquent que le magma basique à l'origine des enclaves des gabbronorite est un liquide basaltique peu différencié.

L'abondance de l'orthopyroxène et les teneurs faibles en Ti et Al des clinopyroxènes des gabbronorites indiquent une cristallisation dans un magma riche en silice.

L'abondance de l'orthopyroxène suggère que le magma basique a une affinité calco-alcaline mais n'exclue pas la possibilité d'une légère affinité alcaline comme le suggère les teneurs en Na un peu élevées des clinopyroxènes. En effet, l'orthopyroxène est une phase

Clinopyroxènes de Mogollon plateau (Fodor, 1971).
série calco-alkaline

NUM	1.	2.	3.	4.	5.	6.
ECHANT	U23	U23	U12	J17	A62	A64
Poids d'oxydes						
SiO ₂	51.70	52.00	51.80	51.50	52.70	52.70
TiO ₂	0.730	1.10	0.820	1.00	0.860	0.710
Al ₂ O ₃	3.40	2.40	3.10	2.30	2.00	1.60
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	0.030	n.d.	n.d.	0.020
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	9.50	12.30	10.60	10.50	11.20	12.20
MnO	0.170	0.310	0.290	0.340	0.320	0.380
MgO	15.10	14.50	14.50	15.90	15.20	13.40
CaO	19.60	17.60	19.20	18.40	18.10	19.40
Na ₂ O	0.360	0.310	0.400	0.320	0.320	0.300
Total	100.56	100.52	100.74	100.26	100.70	100.71

Formules structurales

Si	1.91	1.93	1.92	1.91	1.95	1.96
ALIV	1.91	0.065	0.082	0.085	0.051	0.035
ALVI	0.090	0.041	0.053	0.016	0.036	0.035
Ti	0.058	0.031	0.023	0.028	0.024	0.020
Cr	0.020	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.001
FE3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe2	n.d.	0.383	0.328	0.326	0.346	0.380
Ni	0.293	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	0.010	0.009	0.011	0.010	0.012
Mg	0.005	0.804	0.800	0.881	0.838	0.745
Ca	0.831	0.702	0.763	0.734	0.717	0.776
Na	0.776	0.022	0.028	0.024	0.023	0.022
Total	4.009	3.992	4.005	4.018	3.995	3.990

Orthopyroxènes de Mogollon plateau (Fodor, 1971).
série calco-alkaline

NUM	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
ECHANT	J17m	A62ph	A62m	A64ph	A64m	U23ph	U23m	U12ph
Poids d'oxydes								
SiO ₂	53.90	53.40	53.20	53.10	52.20	52.90	53.80	53.30
TiO ₂	0.620	0.290	0.440	0.310	0.480	0.290	0.460	0.370
Al ₂ O ₃	1.20	1.50	1.20	1.60	0.810	1.70	1.10	0.940
Cr ₂ O ₃	n.d.	0.110	n.d.	0.150	0.030	0.020	n.d.	n.d.
Fe ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	16.20	14.40	18.50	17.80	24.40	16.80	17.80	19.10
MnO	0.340	0.280	0.410	0.420	0.750	0.330	0.350	0.480
MgO	25.80	27.50	23.40	24.50	18.70	25.20	24.50	23.50
CaO	2.20	1.70	2.10	1.50	2.00	2.00	2.30	1.90
Na ₂ O	0.060	0.100	0.050	n.d.	0.030	0.030	0.060	0.040
Total	100.32	99.28	99.30	99.38	99.40	99.27	100.37	99.63

Formules structurales

Si	1.95	1.94	1.97	1.95	1.99	1.94	1.96	1.97
ALIV	0.046	0.060	0.032	0.046	0.014	0.057	0.037	0.030
ALVI	0.005	0.004	0.021	0.023	0.022	0.017	0.010	0.011
Ti	0.017	0.008	0.012	0.009	0.014	0.008	0.013	0.010
Cr	n.d.	0.003	n.d.	0.005	0.001	0.001	n.d.	n.d.
FE3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe2	0.491	0.437	0.572	0.548	0.776	0.516	0.543	0.591
Ni	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.010	1.49	0.013	0.013	0.024	0.010	0.011	0.015
Mg	1.39	0.066	1.29	1.34	1.06	1.38	1.33	1.29
Ca	0.086	0.006	0.083	0.059	0.082	0.079	0.090	0.075
Na	0.004	n.d.	0.004	n.d.	0.002	0.002	0.004	0.003
Total	4.006	4.022	3.995	4.00	3.982	4.013	4.003	4.00

Tableau V-O : Composition des pyroxènes de la série volcanique de Mogollon plateau (Fodor, 1971).

normale des magmas alcalins dès qu'ils sont saturés. L'orthopyroxène a souvent été décrit dans les complexes alcalins anorogéniques (Bédart et al, 1987; Léger, 1980) ainsi que dans les séries volcaniques saturées à sursaturées en silice et leurs enclaves plutoniques associées (Maury et Brousse, 1978).

La composition des clinopyroxènes des gabbronorites est comparable à celle des clinopyroxènes des andésites basaltiques appartenant à des séries orogéniques récentes associées à des arcs insulaires ou à des marges continentales actives. La composition des clinopyroxènes et des orthopyroxènes des gabbronorites est très proche de la composition (tableau V-1) des pyroxènes de la série volcanique calco-alcaline de Mogollon plateau étudiée par Fodor (1971). La seule différence notable est la richesse en Cr des clinopyroxènes de nos enclaves.

Dans les enclaves gabbronoritiques des granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto, la pigeonite est absente. L'orthopyroxène a un rapport Fe/Mg variant de 78/22 (Fs78) à 68/32 (Fs68). Dans les séries à affinité tholéïtque, les premiers liquides riches en Mg cristallisent un pyroxène pauvre en Ca à des températures inférieures à celle de l'inversion orthopyroxène-pigeonite. Le pyroxène pauvre en Ca qui cristallise est donc l'orthopyroxène. Généralement, on observe, lors de l'évolution par cristallisation fractionnée, un enrichissement en fer des liquides résiduels et le remplacement de l'orthopyroxène par la pigeonite qui est la phase monoclinique pauvre en Ca stable à haute température. La température de cette inversion orthopyroxène-pigeonite décroît lorsque le rapport Fe/Mg de l'orthopyroxène croît (Hess, 1941, Poldevaart et Hess, 1951, Brown, 1957). Elle a lieu à 1140°C pour l'enstatite et à 980°C pour un orthopyroxène de composition Fs80. Cependant, cette inversion se produit généralement pour des rapports Fe/Mg compris entre 85/15 (Fs85) à 60/40 (Fs60), lorsque le liquidus intersecte la courbe d'inversion.

Il n'est pas possible d'utiliser l'absence de la pigeonite comme une preuve d'une cristallisation à basse température liée à une richesse en eau ou en alcalins ce qui d'ailleurs serait en contradiction avec la période de cristallisation relativement longue des pyroxènes indiquée par la forte zonation en Cr. En effet, même si le magma à l'origine des enclaves de gabbronorite était relativement pauvre en eau et en alcalin, l'inversion orthopyroxène-pigeonite peut ne pas se produire simplement à cause de la composition trop magnésienne du magma.

En conclusion le magma basique à l'origine des enclaves de gabbronorites est un liquide peu différencié riche en silice peut-être de type calco-alcalin. Cependant, une légère affinité alcaline ne peut être complètement exclue. Ce magma était initialement assez pauvre en eau mais a terminé sa cristallisation sous une forte P_{H_2O} comme en témoigne l'abondance et la cristallisation massive des minéraux hydratés (hornblende et biotite) dès le stade magmatique dans les gabbronorites et la disparition des pyroxènes dans les gabbrodiorites légèrement plus différenciés.

2 Les amphiboles des granodiorites tardives et de leurs enclaves

2-1 Introduction

L'amphibole est observée dans tous les granitoïdes métaalumineux tardifs du batholite de Celorico de basto (groupe 1), c'est-à-dire dans les granodiorites mélanocrates et intermédiaires et dans leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques. L'amphibole est absente des granodiorites leucocrates porphyroïdes (à feldspath potassiques) très légèrement peralumineuses du coeur de l'intrusion de Carvalho. L'amphibole est absente des granites modérément peralumineux des groupes 2 et 3.

L'amphibole coexiste avec l'orthopyroxène, le clinopyroxène et la biotite dans les enclaves de gabbronorite et avec la biotite dans les enclaves de diorite et dans les granodiorites mélanocrates et intermédiaires.

2-2 Rappel des différents types d'amphibole

Enclaves de gabbronorite

- amphiboles des agrégats : symbole Gab.ag
- amphiboles intercumulus : symbole Gab.ag

Enclaves de diorite

- amphiboles des agrégats : symbole Dio2

Granodiorites mélanocrates

- amphiboles des agrégats : symbole Gdio.me

Granodiorites intermédiaires

- amphiboles des agrégats : symbole Gdio.ag
- inclusions xénomorphes de petite taille dans les plagioclases complexes: symbole Gdio.pl
- grosses inclusions subautomorphes dans les plagioclases complexes : symbole Gdio.Pl
- amphibole fibreuse qui se développe au dépens de la biotite : (GDio.td).

2-3 Composition chimique des amphiboles

2-3.1 Calcul de la formule structurale

Nous avons adopté la nomenclature de l'I.U.G.S selon Leake (1978). La formule structurale des amphiboles peut s'écrire, par analogie avec celle de l'actinolite : $AX_2Y_5Z_8O_{22}(OH)_2$, où A représente les sites pouvant rester vacants, X les positions M4 à coordination 8, Y les positions hexacoordonnées et Z les sites tétraédriques. Le calcul de la formule structurale a été effectué en imposant 46 charges anioniques (23 oxygènes). La somme des cations des sites Y et Z (Al,Ti,Cr,Fe,Mn,Mg,Ni) est fixée à 13 (Neumann, 1976). Le calcul de la répartition de l'aluminium entre site tétracoordonné et site hexacoordonné est effectué par différence : on impose la valeur de la somme $Si + Al_2 (AL_{IV})$ à 8 (nombre de site tétraédrique). Le site X est occupé par Ca, Na et éventuellement par Fe et Mn en excès par rapport au site Y. On considère que Na est le seul élément susceptible d'occuper un site A ou un site X. Na en excès par rapport au site X peut occuper le site A avec K. La somme $Na_A + K$ n'est pas constante et conduit à un remplissage variable du site A. Les analyses faites à la microsonde électronique ne donnent pas accès à Fe^{3+} . Pour estimer Fe^{3+} nous avons utilisé l'équation d'équilibre des charges de Papike et al. (1974) (Fig. V-8) :

$$Al_2 + Na_x = (Na+K)_A + Al_Y + (Fe^{3+}) + Cr + 2Ti$$

FACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

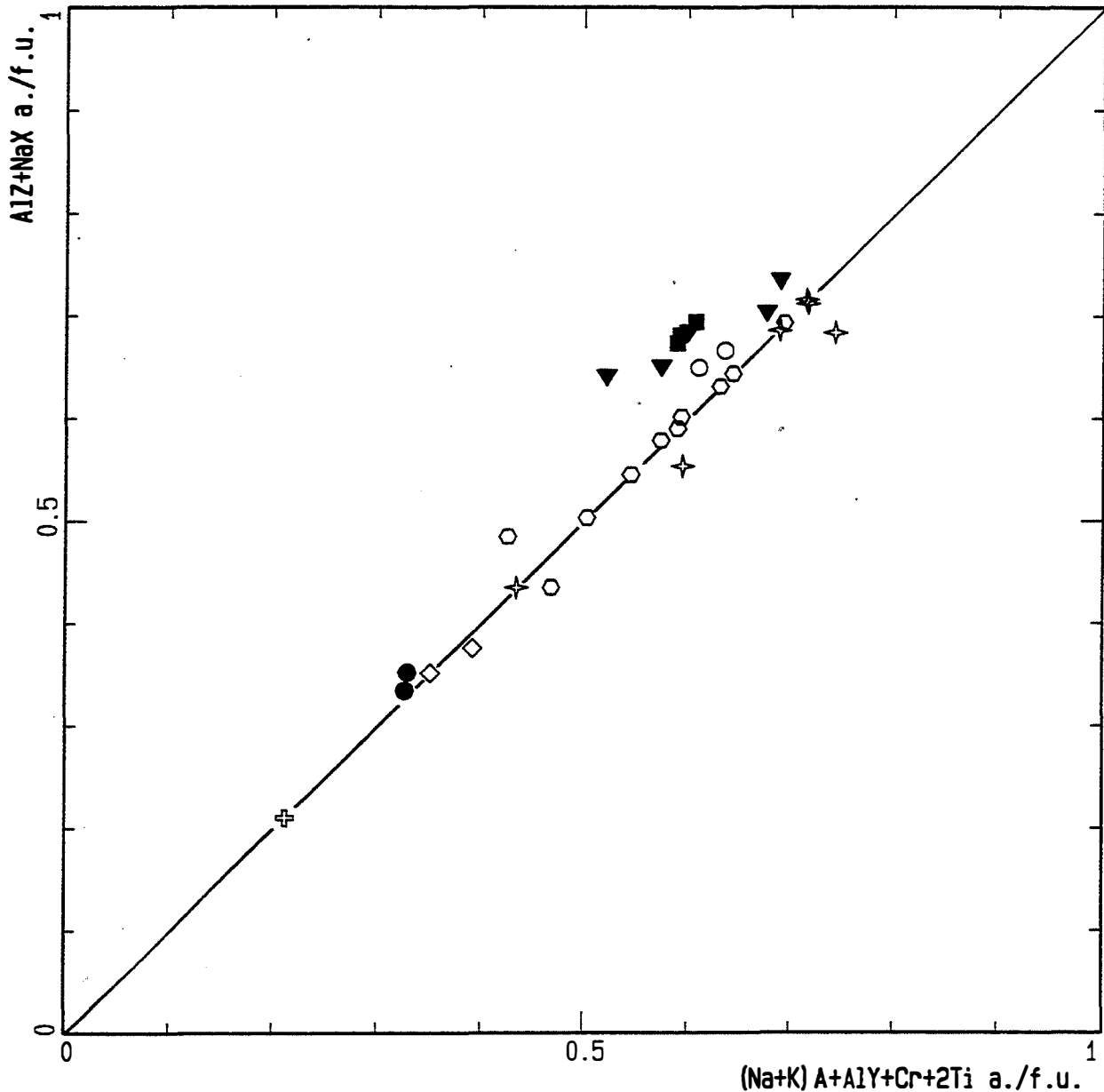


Figure V-8 : Estimation de Fe^{3+} des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto avec l'équation d'équilibre des charges de Papike et al. (1974).

Symboles:

Enclaves de gabbro: Gabbro, *amphiboles intersticielles*; Gab.ag, *amphiboles des agrégats à amphibole, biotite et rares reliques de clinopyroxène*.

Enclaves de diorite: Dio2, *amphiboles des agrégats à amphibole, biotite*.

Granodiorites/mélanocrates: Gdio.me, *amphiboles des agrégats à amphibole, biotite*.

Granodiorites intermédiaires: Gdio.ag, *agrégats à amphibole, biotite*; Gdio.Pl, *amphibole en gros cristaux subautomorphes en inclusion dans les plagioclases complexes*; Gdio.pl, *amphiboles xénomorphes en inclusion dans les plagioclases complexes*; Gdio.td, *amphibole fibreuse tardive*.

Les amphiboles des agrégats à amphibole-biotite des granodiorites et de leurs enclaves, on des teneurs en Fe^{3+} (estimées) faibles et décroissantes dans l'ordre :

- enclaves de diorite (Dio2): Fe^{3+} varie entre 0.13 et 0.05 a./f.u. ;
- granodiorites mélanocrates (Gdio.me): Fe^{3+} voisin de 0.09 a./f.u. ;
- enclaves de gabbronorite (Gab.ag): Fe^{3+} voisin de 0.05 à 0.04 a./f.u. ;
- granodiorites intermédiaires (Gdio.ag): Fe^{3+} nul.

Les teneurs en Fe^{3+} (estimées) des amphiboles tardives des granodiorites (Gdio.td) et de leurs enclaves de gabbronorite (amphibole interstitielles (Gabbro)) sont nulles. Etant donné les faibles teneurs en Fe^{3+} estimées, nous avons considéré, dans la suite, tout le fer comme ferreux (Fe^{2+})

2-3.2 Caractères généraux

Le diagramme $Ca+Al_{IV}$ versus $Si+Na+K$ utilisé par Fabriès (1978), Giret et al. (1980), Platevoet (1990), montre que les amphiboles des granitoïdes métaalumineux tardifs du batholite de Celorico de Basto appartiennent au groupe des amphiboles calciques ($Ca > 1.34$), depuis les hornblendes actinolitiques jusqu'aux actinolites (Fig. V-10). Elles sont magnésiennes ($Mg/Mg+Fe > 0.5$) riches en silice ($Si > 7.1$) et peu titanifères ($Ti < 0.1$). Elles sont peu alumineuses ($Al_{total} < 1$), particulièrement les amphiboles des enclaves de gabbronorites pour lesquelles l'alumine suffit tout juste à saturer le site tétraédrique malgré la richesse relative en silice. Le taux de remplissage du site A est toujours faible.

On note l'absence de Kaersutite typique des séries alcalines sous-saturées en silice (Neumann, 1976; Giret, 1983) et d'amphiboles sodiques (le remplissage du site A est toujours faible).

Le diagramme $Mg/Mg+Fe$ versus Si (Fig. V-9) montre une répartition des amphiboles en trois groupes de rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ distincts. Ce qui est remarquable c'est la continuité et la variété de composition à l'intérieur de chaque groupe où le rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ augmente avec Si :

- amphiboles des enclaves de gabbronorites: rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ d'environ 0.74 à 0.77. Les amphiboles des agrégats à amphibole-biotite relativement pauvres en silice sont des hornblendes actinolitiques. Les amphiboles subautomorphes tardives riches en silice sont des actinolites ;

- amphiboles des diorites et des granodiorites mélanocrates : rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ 0.66 à 0.68. Les amphiboles de ce groupe peuvent être moins riches en silice que les amphiboles des gabbronorites. Ce sont tout de même des hornblendes actinolitiques ;

- amphiboles des granodiorites : (rapport $Mg/Mg+Fe^{2+}$ 0.55 à 0.64. Tous les intermédiaires existent depuis les hornblendes actinolitiques jusqu'aux actinolites.

Le diagramme Al_{total} versus Al_2 (Fig. V-10) montre la même répartition en trois groupes que le diagramme $Mg/Mg+Fe$ versus Si . Les amphiboles des enclaves de gabbronorite et des enclaves de diorites ont un rapport Al_2/Al_{total} proche de 1 : l'alumine suffit juste à saturer le site tétraédrique. Les amphiboles des granodiorites ont un rapport Al_2/Al_{total} relativement constant. 75% de l'aluminium total occupe les sites tétraédriques dans ces amphiboles.

FACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

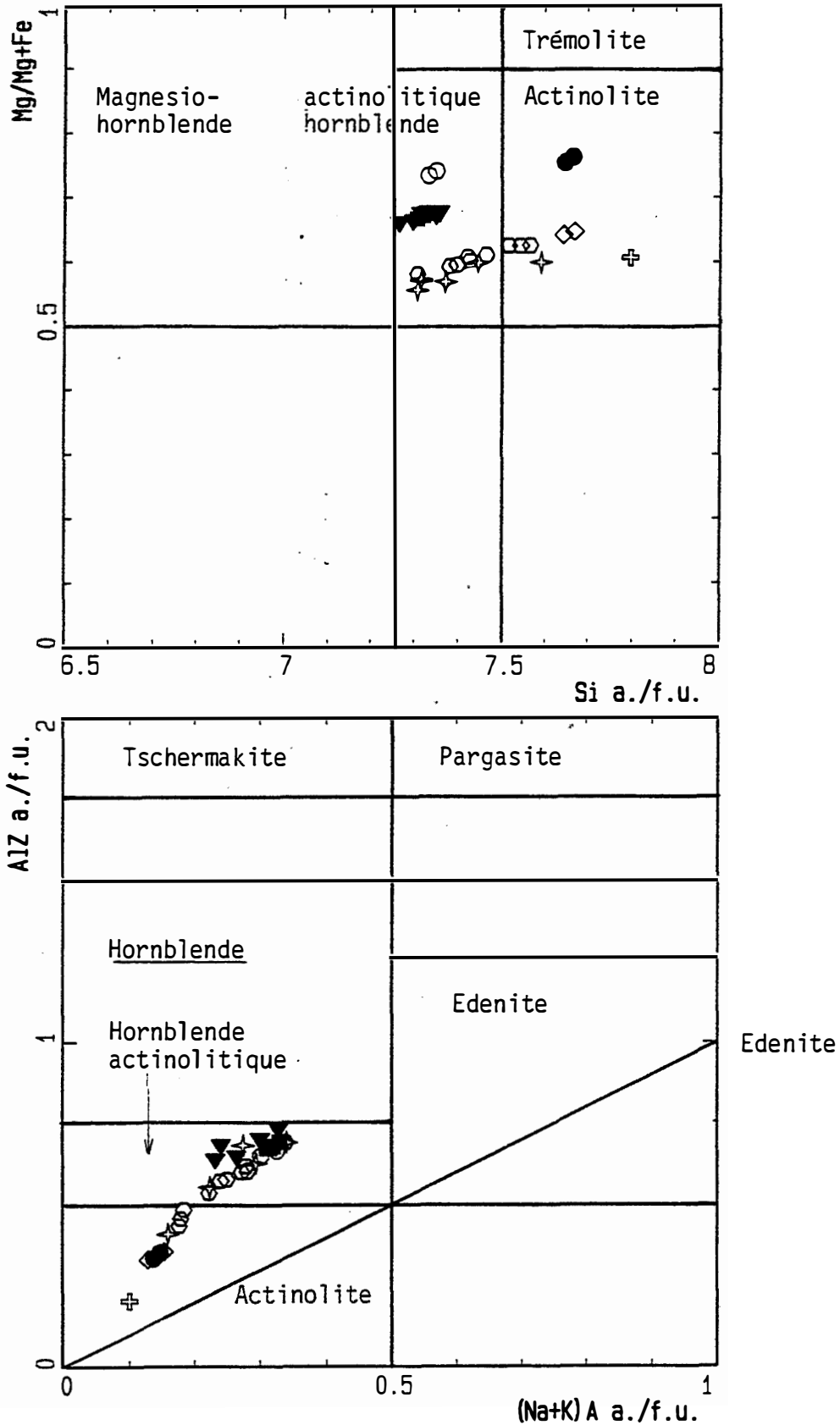


Figure V-9 : Position des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme Mg/Mg+Fe versus Si de Leake (1978) et dans le diagramme Al₂ versus (Na+K)_A.

ACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

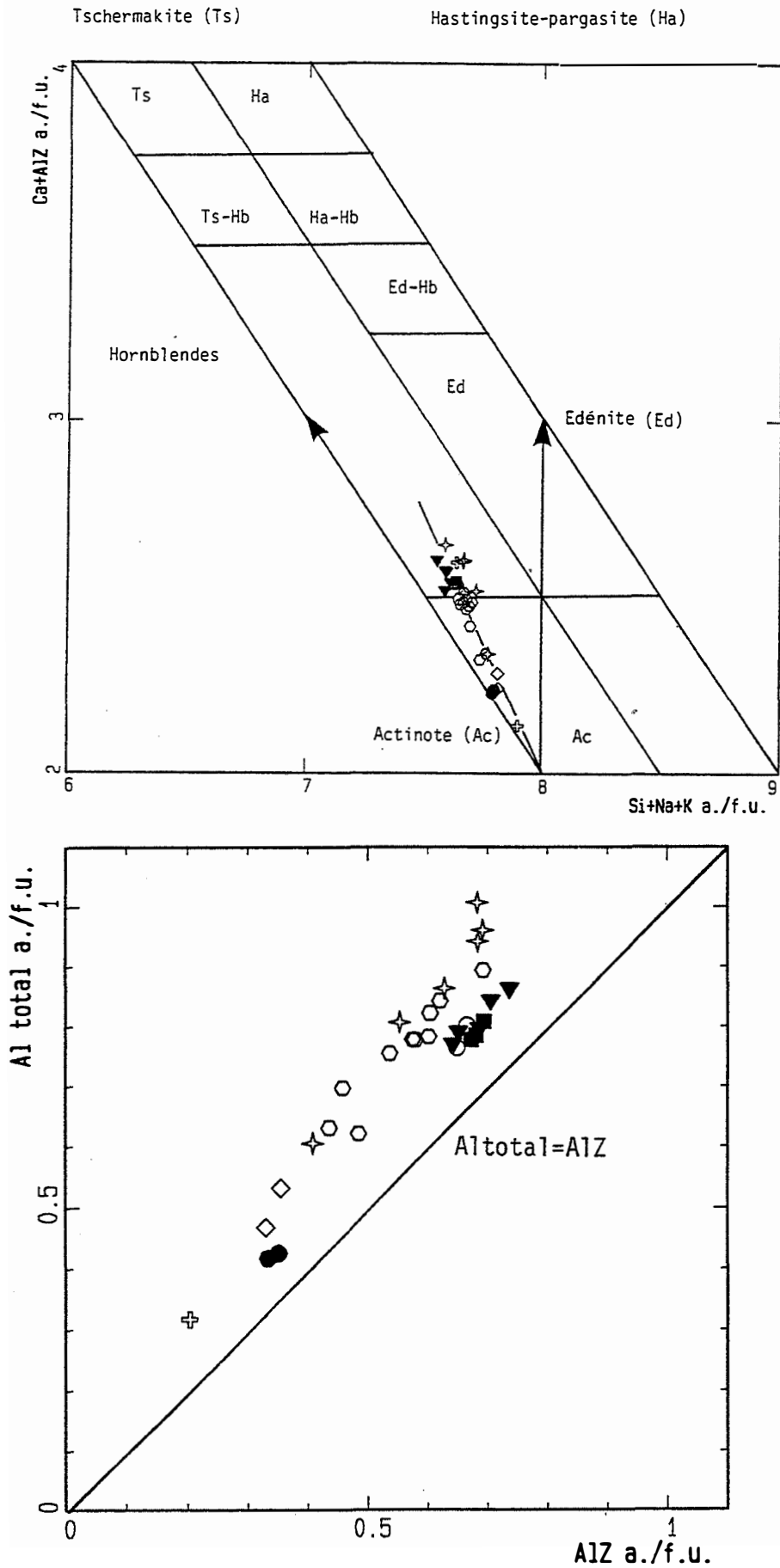


Figure V-10 : Position des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme le diagramme $Ca+Al_2$ versus $Si+Na+K$ et dans le diagramme Al_{total} versus Al_2 .
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

2-3.3 Mise en évidence des substitutions

Le diagramme Fe^{2+} versus Mg (Fig. V-11) montre la substitution évidente entre ces deux éléments.

Dans le diagramme Al_2 versus $(Na+K)_A$ (Fig. V-9), les amphiboles des granodiorites et de leurs enclaves basiques se disposent le long d'une droite passant par l'origine et qui occupe une position intermédiaire entre les joints Actinolite-Edénite et Actinolite-Tschermakite ce qui suggère que Al est introduit dans le site tétraédrique des amphiboles suivant les substitutions edénitique et tschermakitique en proportions constantes. Na et K seraient introduits suivant la substitution edénitique. La même chose est observée dans le diagramme $Ca + Al_{IV}$ versus $Si + Na + K$.

1) $[A + Si = (Na+K)_A + Al_2$ (solution solide entre actinolite et édénite)

2) $R^{2+} + Si = Al_Y + Al_2$ (solution solide entre actinolite et tschermakite)

Rappelons que la combinaison des substitutions 1) et 2) [(1)+(2)] conduit au pôle pargasite.

Le diagramme Al_2 versus Ti (Fig. V-11) montre une corrélation positive assez nette, malgré les faibles teneurs en Ti ce qui suggère la substitution :

3) $R^{2+} + 2Si = Ti_Y + 2Al_2$ (solution solide entre actinolite et Ti-tschermakite)

2-4 Evolution de la composition des amphiboles

2-4.1 Introduction

On distingue deux types d'évolution de la composition des amphiboles :

- une évolution de la composition des amphiboles à l'intérieur de certains faciès ;
- une évolution de la composition moyenne des amphiboles à travers la suite gabbronorites-diorites-granodiorites mélanocrates et intermédiaires.

A l'intérieur de chaque faciès, la composition des amphiboles dépend de leur place dans la séquence de cristallisation et donc de leur température de cristallisation ainsi que de l'origine magmatique ou secondaire (rétromorphose des pyroxènes) de ces amphiboles.

L'évolution de la composition des amphiboles à l'intérieur de chaque faciès peut, suivant les éléments, être conforme ou non à l'évolution de la composition moyenne des amphiboles à travers la suite gabbronorites-diorites-granodiorites mélanocrates et intermédiaires.

2-4.2 Evolution de la composition moyenne des amphiboles

La composition de l'amphibole est fixée par celle de la roche pour la plupart des éléments. Ainsi, les teneurs en Mg des amphiboles sont visiblement liées aux teneurs en MgO des roches comme le montre la figure V-12. Mn et Fe ont un comportement relativement simple : leurs teneurs augmentent dans les amphiboles avec la baisse des teneurs en MgO de la roche ou des teneurs en Mg des amphiboles.

Pour Si, Ti, Al_{total} (Fig. V-13), Na, K, $(Na+K)_A$ (Fig. V-14), les variations à l'intérieur de chaque faciès sont importantes et il est difficile ou impossible de mettre en évidence des tendances évolutives moyennes à travers la suite gabbronorites-diorites-granodiorites

CIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

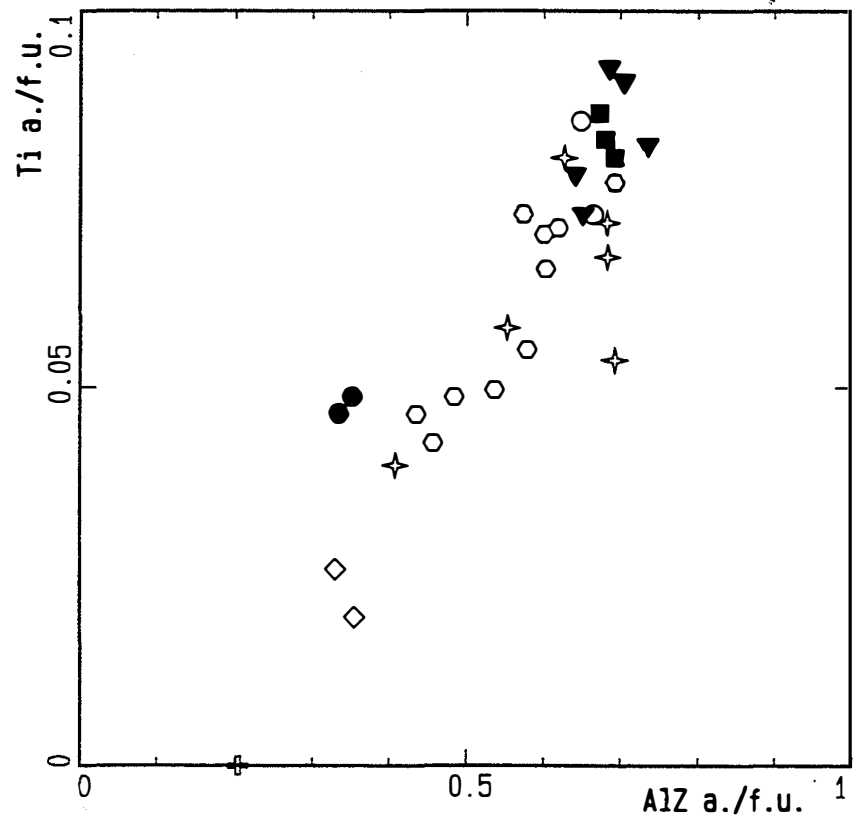
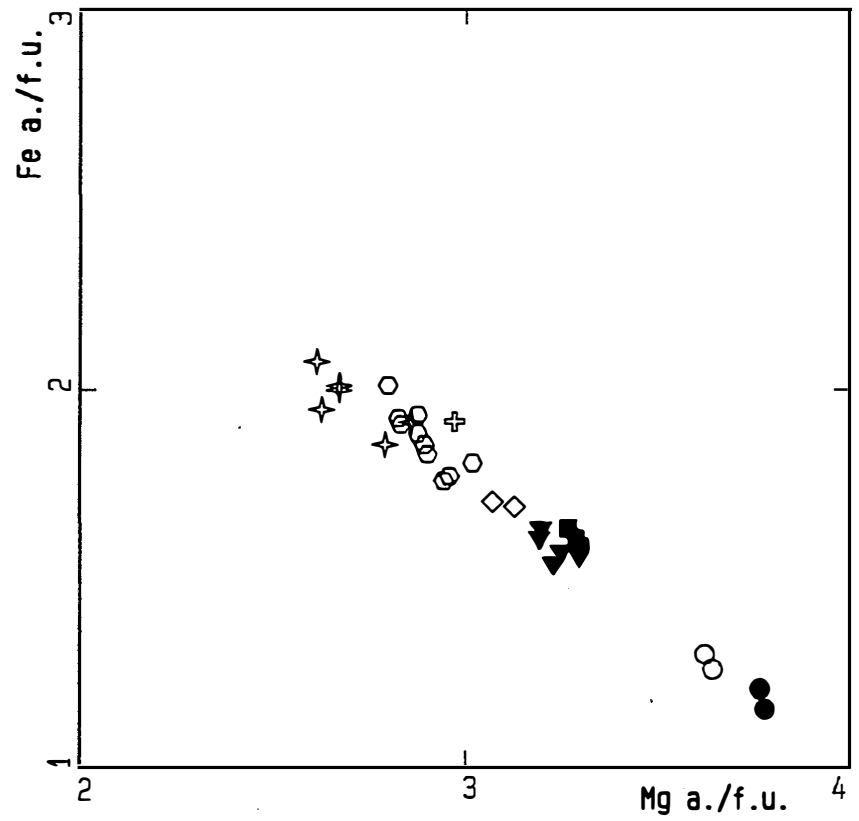


Figure V-11 : Substitutions dans les amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto. Diagramme Fe versus Mg et Ti versus Al₂.
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

mélanocrates et intermédiaires. Cependant, les teneurs maximales en Al_{total} , K, (Na+K)_A, des amphiboles semblent augmenter depuis les gabbronorites jusqu'aux granodiorites.

Les teneurs en chrome des amphiboles ne sont pas liées de manière simple à celles de la roche (Fig. V-13). A l'intérieur de chaque faciès, les amphiboles les plus riches sont les amphiboles des agrégats à reliques de clinopyroxène.

2-4.3 Variations de la composition des amphiboles dans chaque faciès

a) Dans les enclaves de gabbronorite

Les amphiboles intercumulus (Gabbro) sont plus riches en Mg, Si et plus pauvres en Ti, Al, et en alcalins (Na et K) que les amphiboles des agrégats (Gab.ag). Leurs teneurs faibles en Ti indiquent une cristallisation à plus basse température que les amphiboles des agrégats mais leur composition relativement magnésienne va à l'encontre d'un équilibre avec un liquide résiduel de fin de cristallisation. Cette composition nettement magnésienne s'explique si l'on considère que ces amphiboles cristallisent à partir du liquide résiduel enrichi tardivement en MgO à cause de la déstabilisation des pyroxènes. Cet enrichissement en MgO du liquide résiduel a été accentué par le caractère cumulatif des gabbronorites : faible proportion de liquide résiduel par rapport aux phases cumulus précoces.

Les amphiboles des agrégats semblent cristalliser à plus haute température que les amphiboles intercumulus et donc probablement à un stade magmatique. Les relations texturales des amphiboles des agrégats avec les autres minéraux suggèrent qu'elles résultent de la déstabilisation de la paragenèse anhydre précoce (plagioclase et pyroxènes). Ces amphiboles sont moins magnésiennes que les amphiboles tardives malgré une cristallisation plus précoce ce qui suggère que le liquide résiduel était relativement enrichi en fer après la cristallisation des pyroxènes et que ceux-ci commençaient tout juste à être rétrotransformés. Il est aussi probable que la composition relativement peu magnésienne des amphiboles des agrégats soit due à un effet de bilan : les gabbronorites avait peut-être un caractère cumulatif moins marqué au stade de cristallisation des agrégats à amphibole.

La richesse relative en Cr des amphiboles des agrégats serait héritée des pyroxènes cumulus remplacés.

b) Dans les enclaves de diorite

La composition des amphiboles des agrégats des diorites (Dio2) est peu variable et proche de celle des amphiboles des agrégats dans les enclaves de gabbronorites (Gab.ag). Cependant, les amphiboles des diorites sont nettement moins magnésiennes et parfois moins riches en Si.

c) Dans les granodiorites

C'est dans les granodiorites que les amphiboles montre la plus grande variabilité de composition et de caractères texturaux.

Les petites amphiboles en inclusion dans les plagioclases complexes (Gdio.pl) se distinguent des amphiboles des agrégats (Gdio.ag) par leurs teneurs globalement plus élevées en Al_{total} , Na et K et plus faibles en Mn. Elles sont aussi moins magnésiennes comme le montre le diagramme Mg/Mg+Fe versus Si ce qui suggère un équilibre avec un liquide plus ferrifère que celui des diorites qui les contiennent.

CIÉS = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

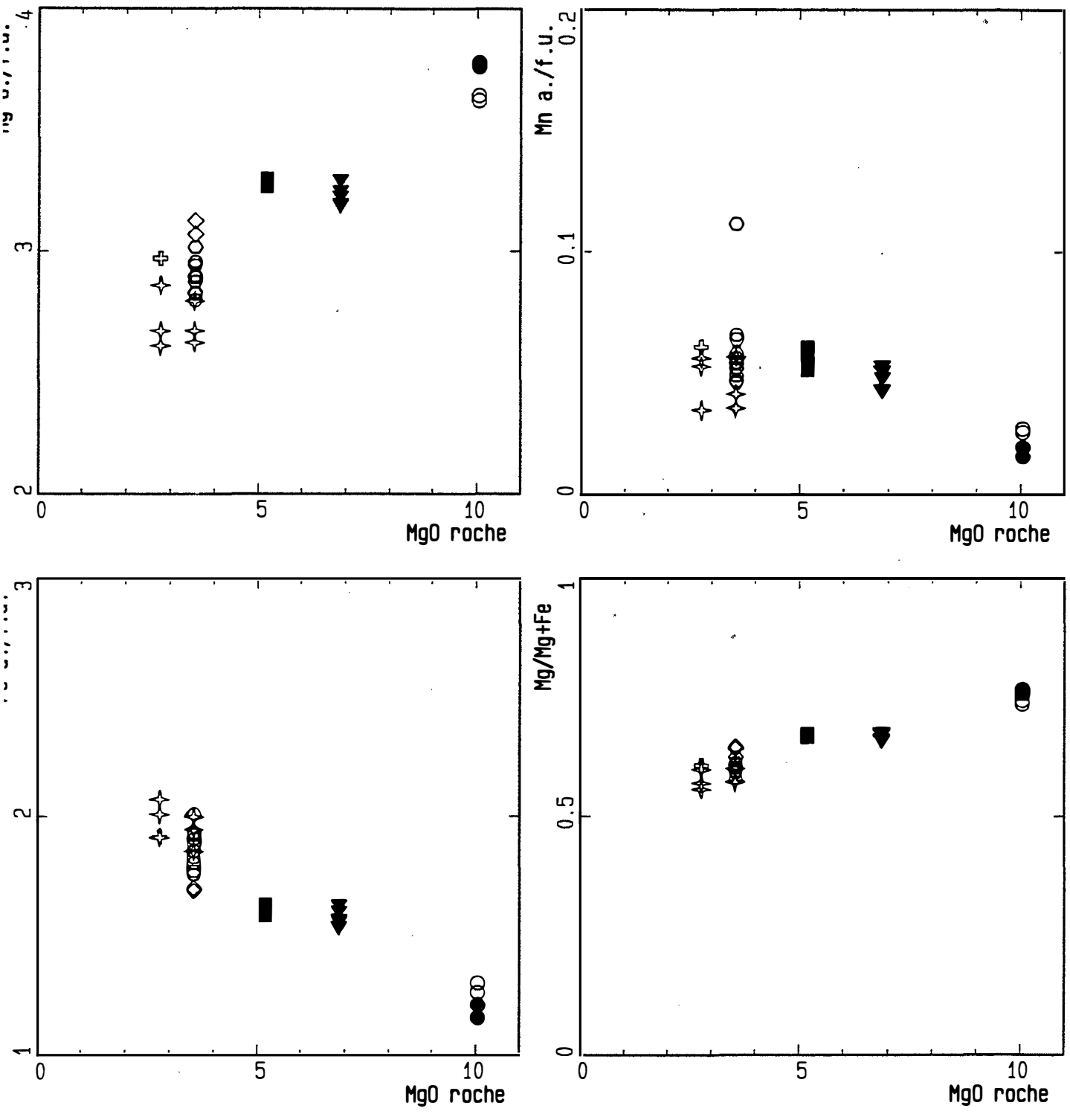


Figure V-12 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes (Mg, Mn, Fe, Mg/Mg+Fe)_{amphibole} versus MgO_{roche}.
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

FACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

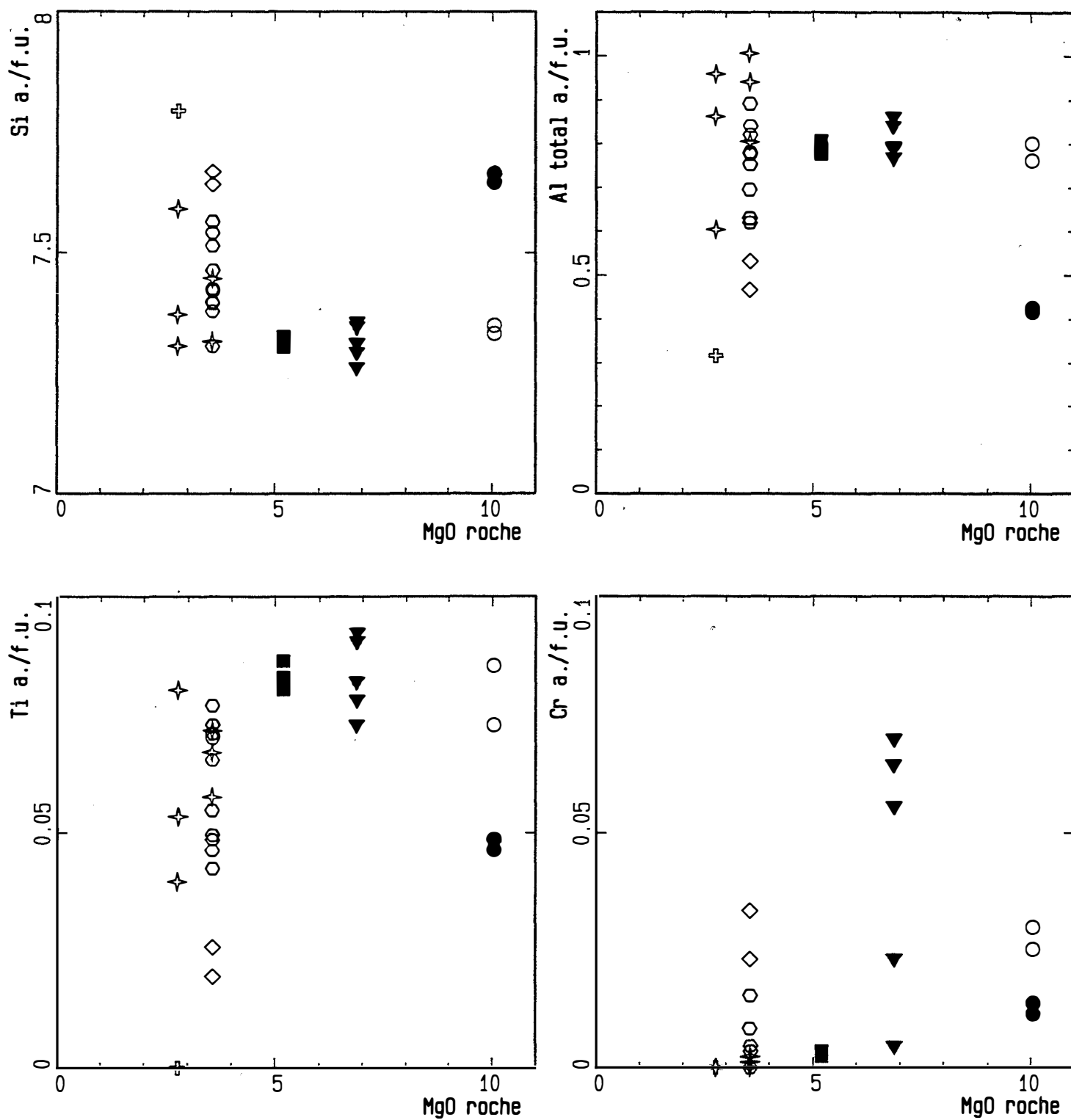


Figure V-13 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes (Si, Al_{total}, Ti, Cr)_{amphibole} versus MgO_{roche}.
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

ACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

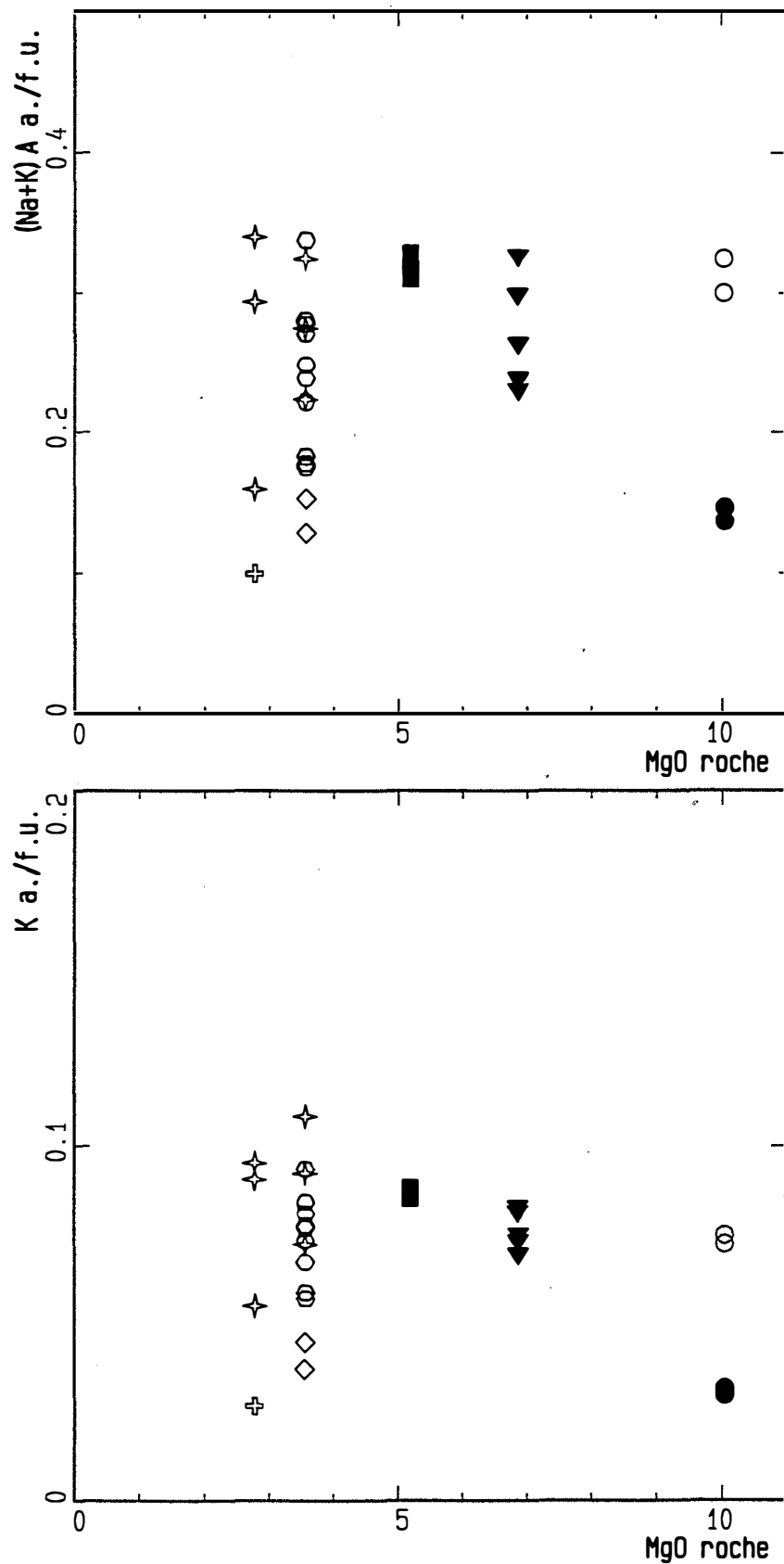


Figure V-14 : Variations de la composition des amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (teneur en MgO) de ces derniers. Diagrammes $(Na+K)_A$ versus MgO_{roche} et K versus MgO_{roche} . Mêmes symboles que dans la figure précédente.

Les grosses amphiboles automorphes en inclusion dans les plagioclases complexes (Gdio.pL) sont au contraire plus pauvres en Al_{total} et en alcalins et plus magnésiennes que les amphiboles de la matrice. Il apparaît donc difficile d'attribuer les teneurs élevées en Al et en alcalins des petites amphiboles en inclusion dans les plagioclases complexes à l'influence du plagioclase.

Les grosses amphiboles automorphes en inclusion dans les plagioclases complexes (Gdio.pL) se distinguent de toutes les amphiboles des granodiorites par leurs teneurs nettement plus faibles en Ti et plus fortes en Cr et en Si : leur composition est proche du pôle actinolite. Ces amphiboles ne peuvent représenter un stade de cristallisation précoce dans les granodiorites comme pourrait le faire penser leur caractère magnésien et leur richesse en Cr. En effet leur composition est trop proche de celle de l'actinolite. Il semble comme dans le cas des amphiboles intercumulus des gabbroïtes que leur composition magnésienne reflète celle d'un liquide dans lequel se sont déstabilisée et rééquilibrés des pyroxènes.

La composition des amphiboles en inclusions dans les plagioclases complexes suggèrent donc que ces derniers sont des xénocristaux provenant de magmas plus magnésiens ou au contraire moins magnésiens ce qui est en accord avec leur caractéristiques bien particulières.

La composition des amphiboles des agrégats à amphibole-biotite est variable sans que l'on ait pu mettre en évidence de zonation dans les individus qui constituent ces agrégats. Leur composition varie depuis celle d'une hornblende actinolitique à celle de l'actinolite. Les variations du rapport Fe/Mg sont moins importantes à l'intérieur d'un faciès qu'entre deux faciès différents. Ce rapport est étroitement contrôlé par la composition de la roche. Ainsi les amphiboles des agrégats des granodiorites mélanocrates sont plus magnésiennes que les amphiboles des agrégats des granodiorites intermédiaires.

Les amphiboles tardives fibreuses qui se développent au dépens de la biotite se distinguent nettement de toutes les autres amphiboles par leur richesse en Si et leur extrême pauvreté en Al et en alcalins. Elles sont complètement dépourvues de titane alors que l'ilménite a déjà cristallisé ce qui indique des températures de cristallisation très basses. Ces amphiboles sont sans aucun doute post-magmatiques.

2-4.4 Augmentation du rapport Mg/Mg+Fe des amphiboles au cours de la cristallisation

Le rapport Mg/Mg+Fe des amphiboles diminue avec les teneurs en MgO de la roche, des gabbroïtes aux granodiorites (Fig. V-12). Cependant, on observe dans chaque faciès une augmentation du rapport Mg/Mg+Fe quand Si augmente, c'est à dire lorsque leur cristallisation est de plus en plus tardive. Cette tendance est observée pour toutes les amphiboles des granodiorites et de leurs enclaves. Elle est particulièrement nette pour les amphiboles des agrégats à amphibole-biotite des granodiorites, ces amphiboles étant celles qui montrent la plus grande variabilité de composition.

Cette corrélation entre Mg/Mg+Fe et Si, la variété et la continuité remarquable des compositions des amphiboles est classiquement observée dans les vaugnérites du Velay (Sabatier, 1984). Il peut s'agir d'un effet cristalochimique conduisant à une variation du K_b (amphibole-clinopyroxène) ou du K_b (amphibole-biotite) avec la température pour le couple Fe-Mg ou bien encore d'un effet de bilan lié à un recyclage plus ou moins avancé des pyroxènes.

2-4.5 Rapport Al_{IV}/Al_{total} et activité de la silice

Les teneurs en Si de toutes les amphiboles étudiées sont relativement élevées. Cependant, dans chaque faciès on observe une hausse des teneurs en Si des amphiboles les plus tardives que l'on peut relier à la baisse de la température et à l'augmentation de l'activité de la silice dans les liquides résiduels en accord avec les travaux de Cawthorn (1976).

A teneur en Al_{total} équivalente, la participation de Al à la saturation des sites tétraédriques est systématiquement plus importante dans les amphiboles des enclaves de gabbro-norites. Ceci est lié à la relativement faible activité de la silice dans le magma basique à l'origine de ces enclaves alors que dans les granodiorites les amphiboles cristallisent en présence de quartz. Dans les granodiorites, l'activité de la silice est tamponnée à sa valeur à saturation. L'augmentation des teneurs en Si des amphiboles de ce groupe ne peuvent donc être attribuées à une augmentation de l'activité de la silice mais est probablement le résultat d'une baisse de la température. Les travaux de Harry (1950) et Leake (1971) ont montré que la teneur en Al_{IV} de l'amphibole est liée à l'activité de la silice dans le milieu de cristallisation mais aussi et surtout à la température de cristallisation.

2-5 Conditions de cristallisation des amphiboles

2-5.1 Pression

Heltz (1982) soutient que la substitution tschermakitique est favorisée par la pression. L'incorporation de l'aluminium, en particulier Al_{VI} , semble facilitée par la pression comme le montre les travaux de Hammarstrom et Zen (1986) et de Hollister et al. (1987). Ces auteurs ont proposé l'utilisation des teneurs en Al_{total} comme géobaromètre. La calibration de ces géobaromètres a été faite de manière empirique à partir de l'étude de plusieurs massifs de granitoïdes ce qui explique les conditions restrictives d'utilisation de ces géobaromètres en ce qui concerne la paragenèse minérale (plagioclase, hornblende, biotite, feldspath potassique et quartz). Ce géobaromètre ne peut donc être appliqué qu'aux diorites et aux granodiorites hybrides.

La relation empirique (de type linéaire) linéaire entre pression et teneur en Al_{total} est

:

$$P = -3.92 + 5.03 Al_{total} \text{ pour Hammarstrom et Zen (1986) ;}$$

$$P = -4.76 + 5.64 Al_{total} \text{ pour Hollister et al. (1987).}$$

Les pressions obtenues pour les amphiboles étudiées sont toutes nettement inférieures à la limite d'utilisation de ces géobaromètres, c'est à dire 2Kb. Même en ne tenant pas compte des amphiboles avec $Si < 7.5$ (limite proposée par Leake (1971) pour les amphiboles magmatiques) les pressions obtenues diminuent avec l'augmentation des teneurs en Si. Ceci montre qu'il serait préférable d'utiliser Al_{VI} plutôt que Al_{total} , l'incorporation de Al_{IV} dépendant de la pression mais aussi d'autres facteurs. Quoiqu'il en soit, les teneurs en aluminium des amphiboles indiquent des pressions faibles et inférieures à 2kb.

2-5.2 Température

Evans (1982), dans une étude sur des roches ultramafiques métamorphisées, montre que l'amphibole calcique stable dans le faciès schistes verts est du type trémolite. Cette amphibole s'enrichit en composant pargasite quand le degré de métamorphisme augmente.

FACIES = ● Gabbro ○ Gab.ag ▼ Dio2 ■ Gdio.me ◇ Gdio.Pl ✦ Gdio.pl ○ Gdio.ag ⊕ Gdio.td

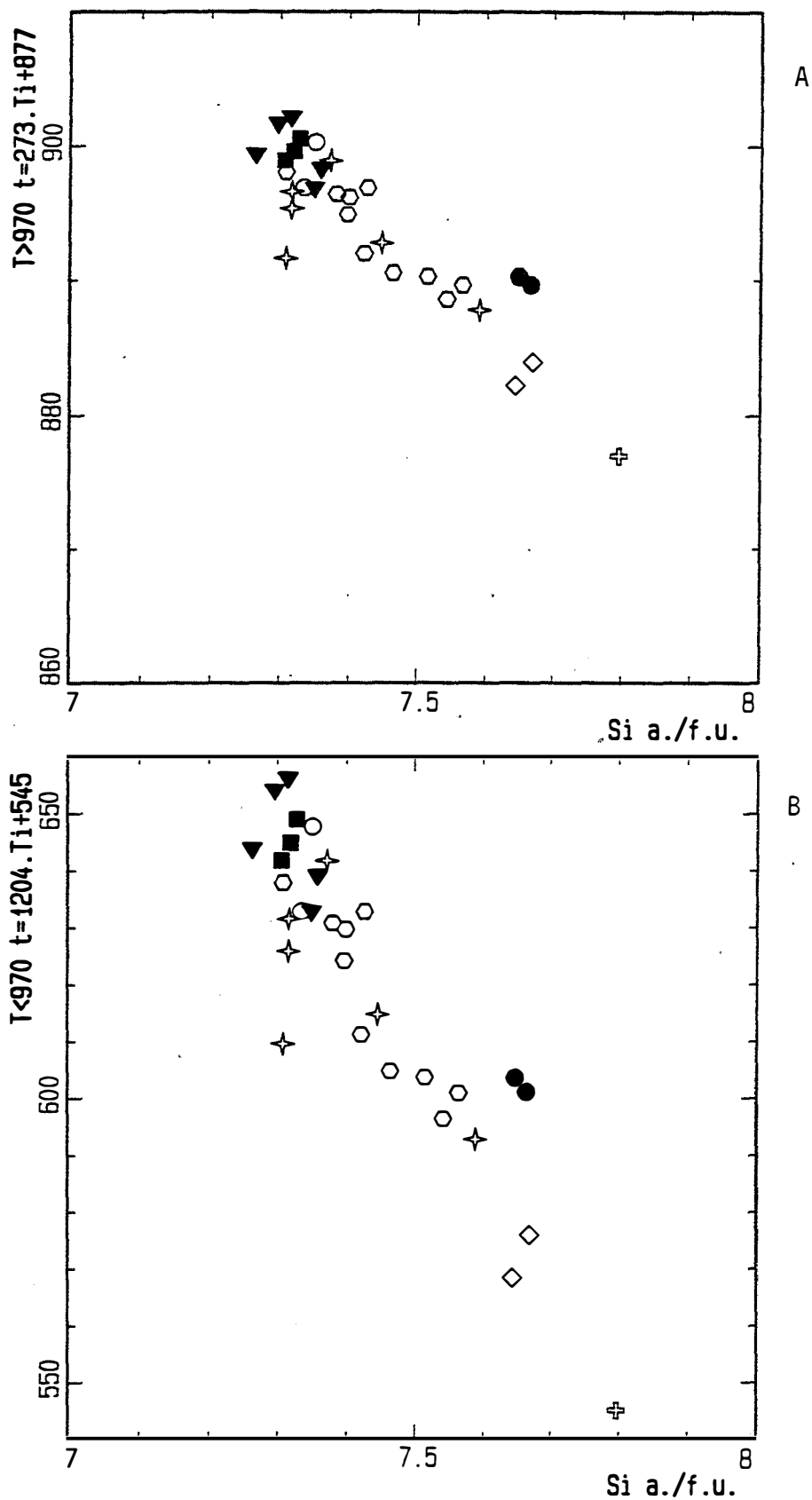


Figure V-15: Géothermomètre de Otten (1984) basé sur les teneurs en titane des amphiboles.
Application aux amphiboles des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto

A: $T^{\circ} > 970^{\circ}\text{C}$: $T^{\circ}\text{C} = 273.\text{Ti} + 877$ (Ti en a./f.u.).

B: $T^{\circ} < 970^{\circ}\text{C}$: $T^{\circ}\text{C} = 1204.\text{Ti} + 545$ (Ti en a./f.u.).

La composition chimique (remplissage du site A, teneurs en Al_{total} et en Ti) des amphiboles dépend de la température de la cristallisation comme l'on montré les travaux expérimentaux de Helz (1973). Mais le contrôle souvent prédominant de la composition chimique de la roche hôte, les variations de la pression et de la fugacité d'oxygène (fO_2) rendent souvent l'interprétation des résultats difficile.

Helz (1973) a montré que les teneurs en titane des amphiboles augmentent avec la température lorsque la fugacité d'oxygène est inférieure à celles imposées par le tampon NiNiO. A partir de ces données, Otten (1984) a proposé un géothermomètre basé sur les teneurs en Ti des amphiboles coexistant avec l'ilménite ce qui est le cas des amphiboles des enclaves de gabbronorites et de diorites et des amphiboles des granodiorites hybrides. Cet auteur montre que les teneurs en Ti dépendent linéairement de la température et propose deux équations suivant que la température est supérieure ou inférieure à 970°C :

$$1) T^{\circ}C > 970^{\circ}C: T^{\circ}C = 273.Ti + 877$$

$$2) T^{\circ}C < 970^{\circ}C: T^{\circ}C = 1204.Ti + 545$$

La figure V-15 montre que les températures obtenues avec l'équation 1) sont inférieures à la limite d'application de cette équation c'est à dire 970°C. Il faut donc utiliser la deuxième équation. Avec celle-ci, les températures obtenues sont faibles. Elles sont comprises entre 630 et 650°C pour les amphiboles des agrégats des enclaves de gabbronorites et de diorites. Les amphiboles interstitielles tardives des enclaves de gabbronorites semblent avoir cristallisé à des températures plus basses (environ 600°C).

Les températures obtenues pour les amphiboles les plus précoces des granodiorites sont elles aussi comprises entre 630 et 650°C. Les températures obtenues pour les amphiboles tardives baissent avec l'augmentation des teneurs en Si : 550°C pour les amphiboles les plus tardives à composition d'actinolite. Les températures obtenues avec les grosses amphiboles automorphes en inclusion dans quelques plagioclases complexes (Gdio.pL) sont très faibles (environ 570°C)

Les travaux de Blundy et Holland (1990) ont montré que la répartition de l'aluminium entre le site tétraédrique de l'amphibole et le plagioclase est fonction de la température et de la pression de cristallisation de ces deux minéraux.

Les pressions obtenues avec les géobaromètres de Hammarstrom et Zen (1986) et de Hollister et al. (1987) sont inférieures à 2Kb. Le type du métamorphisme de contact du batholite de Celorico de Basto montre que lors de la mise en place des granitoïdes tardifs la pression était probablement inférieure à 2kb. La pression choisi pour l'application du géothermomètre sera de 2kb, les températures obtenues seront alors des températures maximales de cristallisation :

$$T^{\circ}K = \frac{0.677.P - 48.98 + Y}{-0.0429 - 0.008314.\ln K} \quad \text{avec } K = \frac{[Si-4]}{[8-Si]}.X_{ab}$$

P est la pression en Kb.

X_{ab} est la fraction d'albite dans le plagioclase.

Si $X_{ab} < 0.5$ alors $Y = 0$, sinon $Y = -8.06 + 25.5(1 - X_{ab})$

Si est la teneur cationique en silice de l'amphibole.

Les plagioclases étant toujours zonés, la teneur en albite a été choisi dans chaque cas à l'aide des relations texturales entre plagioclase et amphibole établies lors de l'étude pétrographique. Les résultats obtenus sont résumés dans le tableau V-1

Faciès	type d'amphibole	Xab	Si	T°C
Gabbroonorites	amphibole agrégat (symbole Gab.ag)	0.5	7.264	688
	amphibole interstitielle (symbole Gabbro)	0.73	7.608	604
Diorites	amphibole agrégat (symbole Dio2)	0.5	7.175	712
		0.5	7.280	677
Granodiorites mélanocrates	amphibole agrégat (symbole Gdio.mel)	0.6	7.220	629
Granodiorites intermédiaires	amphibole agrégat (symbole Gdio.ag)	0.6	7.220	629
		0.6	7.500	557
	amphibole incluse dans plagioclase (symbole Gdio.pl)	0.7	7.270	644
		0.7	7.560	565
	amphibole automorphe dans plagioclase (symbole Gdio.Pl)	0.7	7.620	546
amphibole tardive (symbole Gdio.t)	0.8	7.760	518	

Tableau V-1 : Utilisation du thermomètre de Blundy et Holland (1990) pour les amphiboles des granodiorites et de leurs enclaves gabbroonoritiques en supposant P = 2kb.

2-5.4 Fugacité d'oxygène

Dans les gabbroonorites, les amphiboles des agrégats contiennent un peu de Fe³⁺ contrairement aux amphiboles interstitielles tardives qui ne contiennent que Fe²⁺ et semblent avoir cristallisé dans des conditions plus réductrices.

Dans les diorites et les granodiorites mélanocrates, les amphiboles des agrégats contiennent un peu de Fe³⁺ alors que les granodiorites intermédiaires ne contiennent que du fer ferreux. Plus les granodiorites sont leucocrates, plus les amphiboles des agrégats qu'elles contiennent sont réduites.

3 Les biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo

3-1 Situation texturale des biotites dans les adamellites du massif de Lamas de Olo

Dans les adamellites du massif de Lamas de Olo, la biotite cristallise de manière précoce. Quelques petites biotites trapues sont observées en inclusion dans les quartz globuleux de cristallisation précoce.

Les biotites sont riches en inclusions d'ilménite, de zircon, d'apatite et de xénotime. Minéralogiquement, la différenciation des granites de cette série se marque par la diminution de la quantité de biotite, sans que son habitus ou ses relations texturales avec les autres minéraux soient modifiés.

L'adamellite principale du massif de Lamas de Olo (LOGgn) est à biotite seule (symbole Bi). Les adamellites du dispositif endogranite (apex LOLa et LOG1) -exogranite (LOGmp et LOGgn) contiennent de la muscovite visiblement secondaire (symbole Bi+Mus2).

3-2 Situation texturale des biotites dans les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto

Pour une raison de simplification, les symboles choisis correspondent à la paragenèse ferromagnésienne de chaque roche.

Dans les enclaves de gabbonorite : symbole Bi + Px (biotite + pyroxènes)

- Biotite en tache ou goutte dans les agrégats à amphibole
- Biotite de la matrice
- Biotites dentelliformes en inclusion au coeur des plagioclases complexes.
- Phlogopites hydrothermaux

Dans les enclaves de diorite : symbole Bi + Hb (biotite + hornblende)

- Biotite en tache ou goutte dans les agrégats à amphibole
- Biotite de la matrice

Dans les granodiorites : symbole Bi + Hb (biotite + hornblende)

- Biotite en tache ou goutte dans les agrégats à amphibole
- Biotite de la matrice

Granites modérément peralumineux G2 : symbole Bi + Mus (biotite + muscovite)

- biotite et muscovite subordonnée

Granites fins peralumineux (groupe 3) : symbole Bi + Mus (biotite + muscovite)

Zones profondes des stocks

- biotite seule
- biotite et muscovite subordonnée

Zones apicales des stocks

- biotite et muscovite

3-3 Cristallochimie des biotites

Les biotites ont systématiquement été analysées dans les différents granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et dans les adamellites du massif de Lamas de Olo. Le chimisme des biotites plus ou moins chloritisées sera discuté plus loin. Dans cette partie, seules sont retenues les analyses de biotites dont K_2O est supérieur à 8%. Les formules structurales des biotites ont été calculées pour 44 valences négatives.

▼ Bi+Px ▾ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ■ Bi □ Bi+Mus2

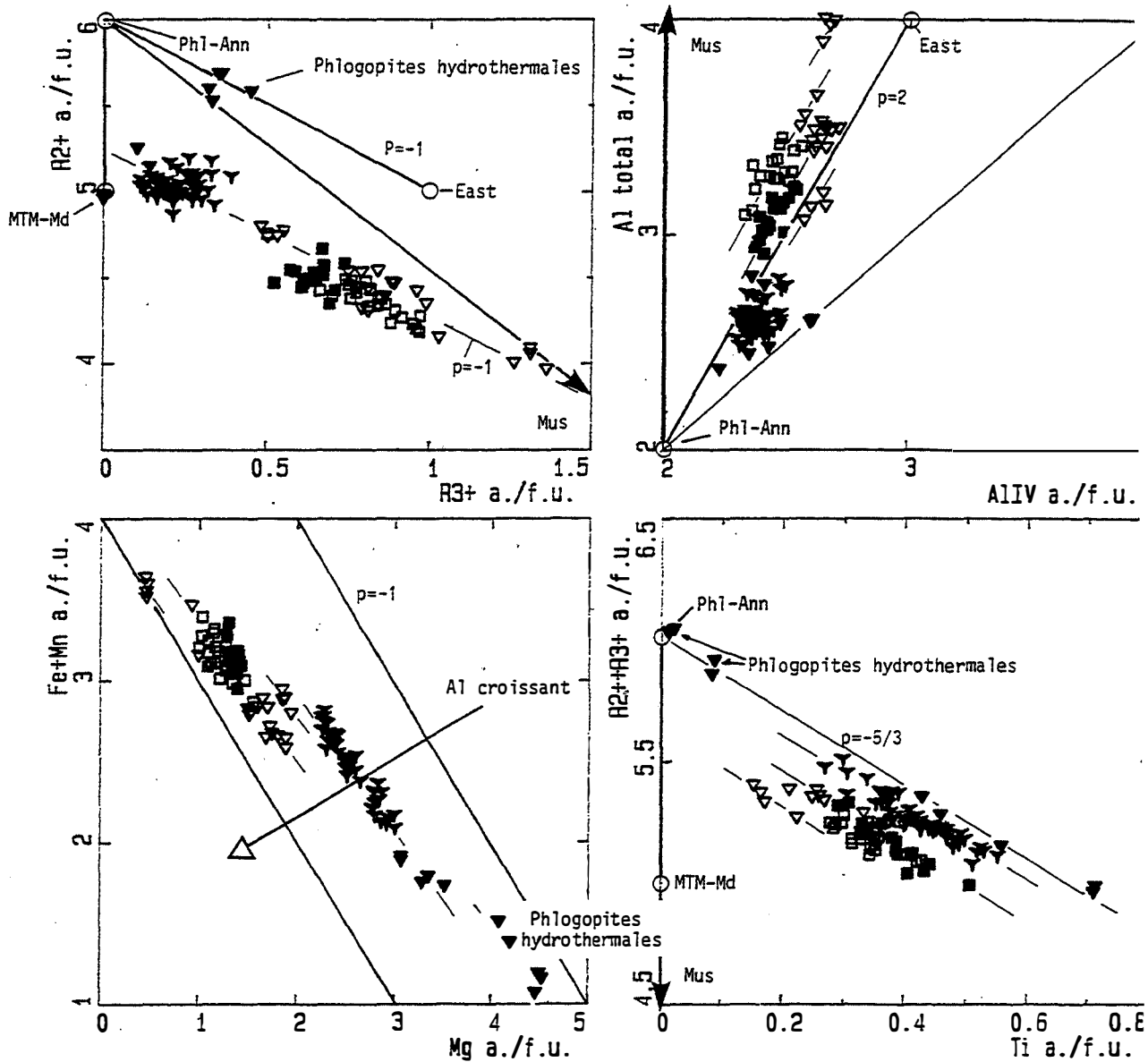


Figure V-16 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo.

Diagrammes R^{2+} versus R^{3+} , Al_{total} versus Al_{IV} , $Fe + Mn$ versus Mg et $R^{2+} + R^{3+}$ versus Ti .

Les pôles purs sont indiqués: Phl-Ann: *phlogopite-Annite*; East: *eastonite*; Mus: *muscovite*; MTM-Md: *mica tétrasilicique magnésien-montdorite*.

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: *biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende*; Bi+Hb: *biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène)*; Bi+Mus: *biotite et muscovite, localement biotite seule (Gfn.Ca)*.

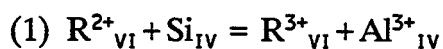
Lamas de Olo: Bi: *biotite seule*; Bi+ Mus2: *biotite et muscovite*.

La mise en évidence des substitutions se fera en discutant les variations de composition à l'intérieur de chaque faciès. On considérera que l'essentiel du fer est sous forme de Fe^{2+} , ce qui est probablement vrai puisque les biotites de tous les faciès étudiés sont associées à l'ilménite ce qui indique des conditions réductrices.

Le diagramme Mn+Fe versus Mg (Fig. V-16) montre la substitution évidente de Mg par Mn et Fe^{2+} . Plus les biotites sont alumineuses plus cette corrélation se fait à R^{2+} faible.

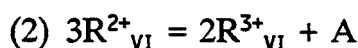
Dans le diagramme R^{2+} versus R^{3+} (Fig. V-16) les phlogopites hydrothermales très pauvres en Ti des gabbronorites se placent le long du joint Phl,Ann-East et apparaissent comme purement trioctaédriques. Ce diagramme montre une bonne anticorrélation de pente-1 entre R^{2+} et R^{3+} pour les biotites des adamellites de Lamas de Olo et pour les biotites des granites péralumineux tardifs de Celorico de Basto. Les points représentatifs des biotites des granitoïdes métaalumineux du groupe 1 (granodiorites tardives et leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques) de Celorico de Basto sont plus dispersés mais se situent dans le prolongement de la droite de corrélation.

Le diagramme Al_{total} versus Al_{IV} (Fig. V-16) montre à l'intérieur de chaque faciès une bonne corrélation de pente 2. Cette corrélation et l'anticorrélation entre R^{2+} et R^{3+} suggère la substitution (1) qui conserve le caractère trioctaédrique des biotites et qui conduit à partir de la phlogopite (ou de l'annite) à l'eastonite puis à la sidérophyllite :



Le diagramme Al_{total} versus Al_{IV} montre que les biotites des gabbronorites autres que les phlogopites hydrothermales, c'est à dire les biotites banales (riches en titane) et de manière plus prononcée les biotites très riches en titane en inclusion dans les plagioclases complexes apparaissent déficitaires en Al_{VI} . Ceci indique que Ti se substitue à Al_{VI} dans le site octaédrique.

La figure V-17 montre qu'à l'intérieur de chaque faciès, le caractère lacunaire diminue avec l'augmentation des teneurs en R^{2+} et avec la baisse des teneurs en R^{3+} ce qui indique la substitution trioctaédrique-dioctaédrique (2), qui résulte de l'existence d'une solution solide partielle entre Phlogopite,Annite et muscovite :



Les biotites des gabbronorites sont très pauvres en R^{3+} (Al_{VI}) et malgré tout assez lacunaires ce qui prouve qu'une partie des lacunes du site octaédrique n'est pas liée à l'introduction des cations trivalents (essentiellement Al_{VI}) dans ce site. Ces lacunes sont, soit liées à l'introduction de Ti qui se substituerait à R^{2+} en site octaédrique, soit liées à la substitution (3) proposée par Robert et Maury (1976) et qui résulte de l'existence d'une solution solide entre Phlogopite,(annite) et Mica tétrasilicique magnésien (MTM) ou ferrifère (Montdorite):



où A représente un site vacant dans le site octaédrique

Comme le fait remarquer Monier (1985), la substitution tri-dioctaédrique (2) est une combinaison linéaire de la substitution (1) et de la substitution (3): $(2) = 2 \cdot (1) + (3)$

Le diagramme $R^{2+} + R^{3+}$ (somme des cations_{VI}) versus Ti (Fig. V-16) montre pour chaque faciès une bonne anticorrélation de pente -5/3 entre ces deux paramètres ce qui

▼ Bi+Px ▼ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ■ Bi □ Bi+Mus2

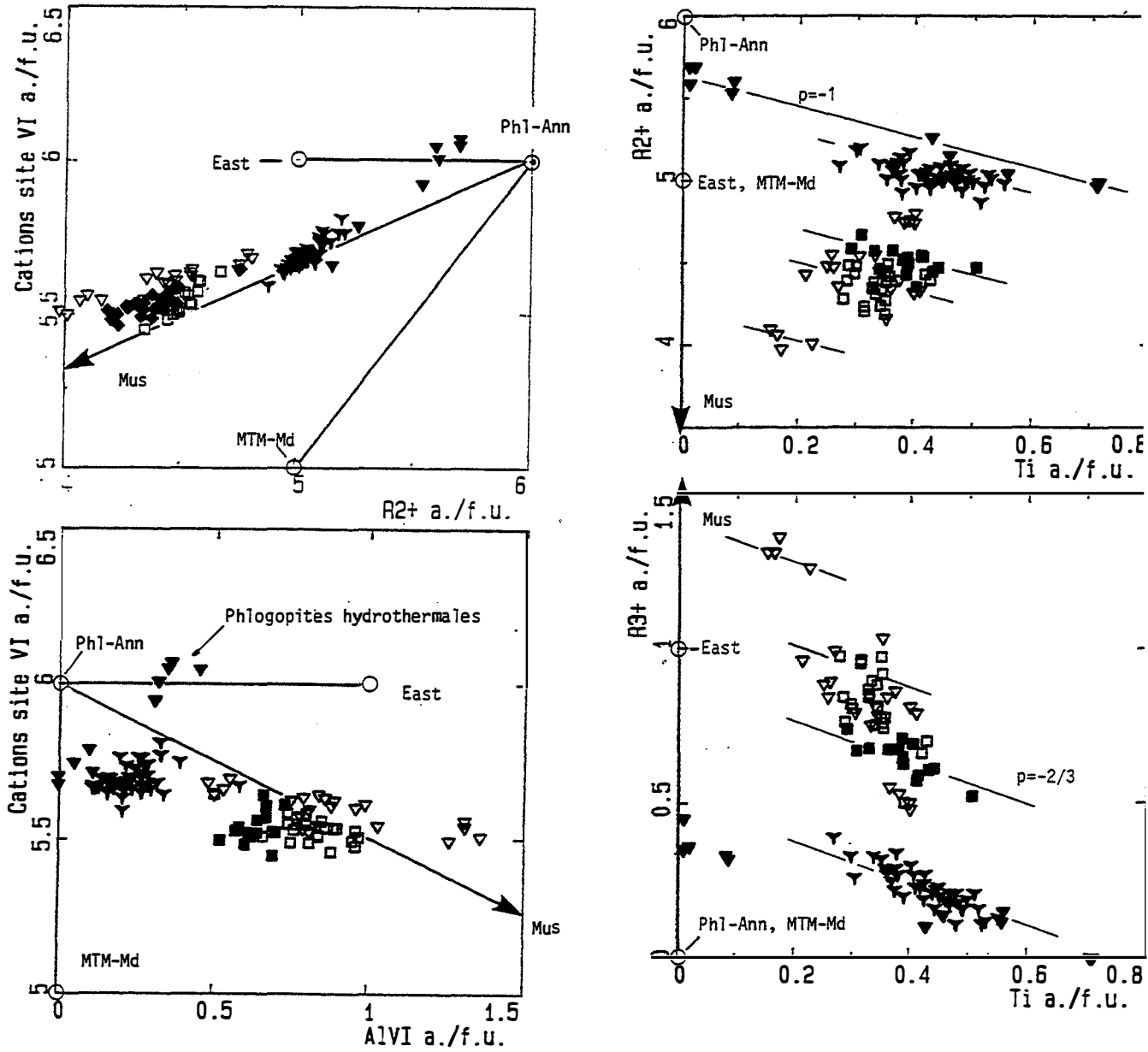


Figure V-17 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo.

Diagrammes Cations site_{VI} versus R²⁺, R²⁺ versus Ti, Cations site_{VI} versus Al_{VI} et diagramme R³⁺ versus Ti.

Les pôles purs sont indiqués: Phl-Ann: *phlogopite-Annite*; East: *eastonite*; Mus: *muscovite*; MTM-Md: *mica tétrasilicique magnésien-montdorite*.

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: *biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende*; Bi+Hb: *biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène)*; Bi+Mus: *biotite et muscovite, localement biotite seule (G_{fin}.Ca)*.

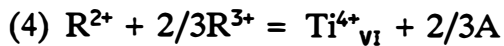
Lamas de Olo: Bi: *biotite seule*; Bi+ Mus2: *biotite et muscovite*.

indique que Ti occupe le site octaédrique des biotites. L'ordonnée à l'origine de la droite de corrélation obtenue pour les biotites des gabbronorites à une valeur de 6 a./f.u. ce qui montre que l'introduction de Ti est à l'origine des lacunes de ces biotites.

Le diagramme R^{2+} versus Ti (Fig. V-17) montre pour chaque faciès une bonne anticorrélation de pente -1 entre ces deux paramètres : les teneurs en Ti des biotites d'un faciès donné augmentent quand les teneurs en R^{2+} diminuent.

Le diagramme R^{3+} versus Ti (Fig. V-17) montre pour chaque faciès une bonne anticorrélation de pente -2/3 entre ces deux paramètres : les teneurs en Ti des biotites d'un faciès donné augmentent quand les teneurs en R^{3+} diminuent.

Ces trois diagrammes suggèrent que Ti est introduit dans le site octaédrique suivant :



Cette substitution introduit des sites vacants dans le site octaédrique et est probablement responsable, avec la substitution (2) du caractère lacunaire des biotites.

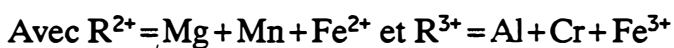
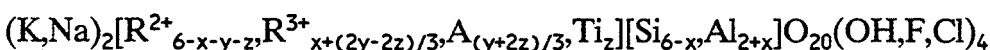
Comme l'a justement fait remarquer Monier (1985), les biotites se trouvent rarement dans le plan R^{2+} -Al-Si à cause de l'incorporation de Ti. On peut projeter les points représentatifs des biotites dans le plan R^{2+} -Al-Si en corrigeant les variations de R^{2+} , Al dues à l'introduction de Ti (les variations de R^{2+} , Al, dues à Fe^{3+} sont probablement négligeables), en utilisant le diagramme triangulaire [R^{2+} -Si-Al'] (Fig. V-18) où $R^{2+} = R^{2+} + Ti$ et $Al' = Al_{total} + 2/3Ti$.

Ce diagramme montre que les biotites de Celorico de Basto et les biotites de Lamas de Olo ne se disposent pas le long du joint Phlogopite-Annite, Eastonite, Sidérophyllite (Phl-Ann,East,Sid) mais dessinent une ou des droites obliques entre ce joint et le joint Biotite, Muscovite (Bi,Mus). Ceci indique que la substitution (1) n'est pas le seul mécanisme d'introduction de l'alumine dans le site octaédrique et qu'une quantité variable d'alumine est introduite dans les biotites de chaque faciès suivant la substitution tri-dioctaédrique (2) (solution solide entre Phlogopite,Annite et muscovite) : les biotites analysées ne sont pas purement trioctaédriques et le sont d'autant moins qu'elles sont plus alumineuses. Seules les phlogopites hydrothermales très pauvres en Ti des enclaves de gabbronorite sont purement trioctaédriques et se disposent le long du joint Phl-Ann,East.

Dans le diagramme Al_{total} versus Al_{IV} , on obtient à l'intérieur de chaque faciès une droite de corrélation parallèle au joint Phl-Ann,East (pente 2). Ceci confirme qu'à l'intérieur de chaque faciès une quantité constante de Al_{VI} est introduite suivant la substitution tri-dioctaédrique (solution solide entre Phlogopite,Annite et muscovite).

En conclusion, seules les phlogopites hydrothermales des enclaves de gabbronorite sont purement trioctaédriques et peuvent être décrites en termes de constituant Phl-Ann, East. Toutes les autres biotites doivent être décrites en termes de constituant Ti-biotite, Phl-Ann, East, Mus

D'après les substitutions mises en évidence dans le chapitre précédent, on peut décrire nos biotites sur la base de la formule générale suivante :



A représente un site vacant dans le site octaédrique.

▼ Bi+Px ▼ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ■ Bi □ Bi+Mus2 / Phl-Ann ◆ Mus ◇ Ph + Cel + Eas
 ● Sid ○ Mg

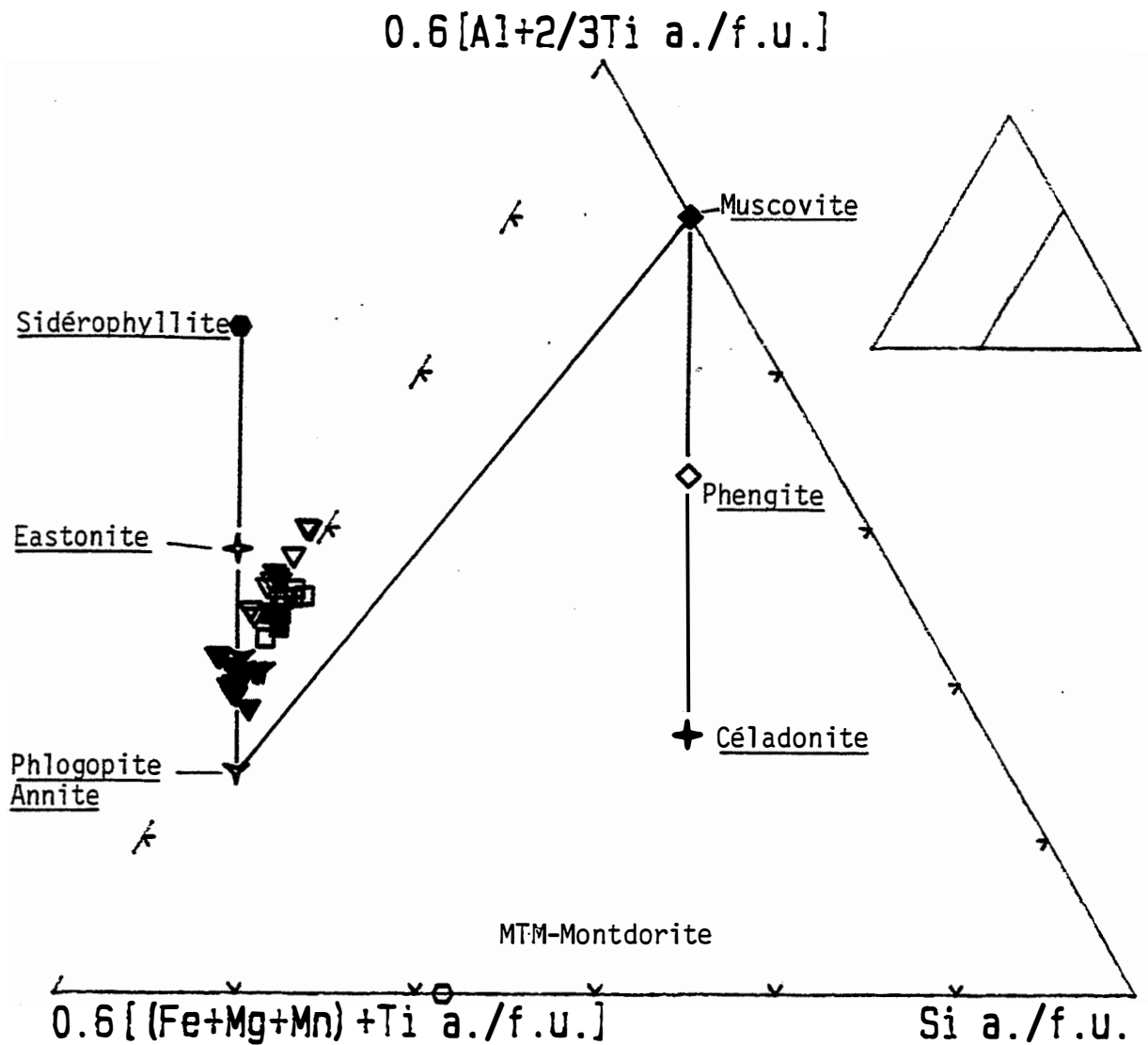


Figure V-18 : Substitutions dans les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo.

Diagramme $[R_{2+} + Ti] - [Al(\text{total}) + 2/3Ti] - [Si]$ (a./f.u.): correction de l'effet de Ti.

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende; Bi+Hb: biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène); Bi+Mus: biotite et muscovite, localement biotite seule (Gfn.Ca).

Lamas de Olo: Bi: biotite seule; Bi+Mus2: biotite et muscovite.

x représente le taux de la substitution (1): avec $x=0$ annite ou phlogopite, $x=1$ eastonite, $x=2$ sidérophyllite. Dans le cas de l'annite x peut atteindre au maximum 1.5 (Rutherford, 1973)

y représente le taux de la substitution (2) qui conduit à partir de la phlogopite ou de l'annite à la muscovite.

z représente le taux de la substitution (4) conduisant aux biotites titanifères:

3-4 Chloritisation de la biotite

3-4.1 Influence de la composition et de la structuration des granites

La chloritisation de la biotite est un phénomène couramment observé dans les granites. Elle est la forme la plus fréquente de la rétro-morphose de la biotite.

La chloritisation est la première manifestation de l'albitisation (acide) pervasive qui affecte toutes les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux.

Dans les adamellites à biotite seule (faciès principal LOGgn) qui constituent l'essentiel du massif de Lamas de Olo, la chloritisation est assez rare et le plus souvent observée à proximité des zones fracturées.

Dans les adamellites plus différenciées à muscovite secondaire qui constituent l'endogranite de ce massif, la chloritisation est beaucoup plus fréquente et devient très intense à proximité des zones fracturées.

La chloritisation est postérieure à la consolidation des adamellites et probablement liée à la circulation de fluides issus des adamellites à muscovite secondaire de type Lagoa et pour lesquels les failles ont jouées le rôle de drain (développement de greisens).

3-4.2 Description de la chloritisation

Dans un premier temps la chloritisation n'affecte que quelques biotites. A ce stade, l'analyse montre souvent que des biotites apparemment saines sont en fait déjà modifiées.

La chloritisation débute généralement en bordure et le long des feuillets des biotites, puis affecte l'ensemble du minéral. Les biotites perdent leur coloration propre et deviennent de plus en plus verdâtres. Parallèlement, le pléochroïsme devient moins net et la biréfringence diminue considérablement. Les halos pléochroïques autour des inclusions de zircon et de monazite deviennent moins distincts.

Lorsque la chloritisation devient plus intense, seules quelques petites biotites en inclusion dans le quartz sont épargnées. L'essentiel du titane initialement contenu dans les biotites, est exsolvé sous forme de fines aiguilles de rutile (maclé sagénite) dans la chlorite. La chloritisation s'accompagne alors souvent de la formation de muscovite et de pyrite subordonnées et, le long des clivages, de feldspath potassique (vérifié à la sonde) qui renfle et déforme les feuillets des biotites.

3-4.3 Modification de la composition des biotites

La première modification mesurable que subissent les biotites en voie de chloritisation est une baisse de leurs teneurs en K_2O . Souvent ce lessivage est notable alors que la biotite apparaît saine optiquement.

Lorsque la chloritisation est intense, K_2O est plus fortement lessivé et souvent fixé sous la forme de feldspath potassique néoformé. Chayes (1955) explique la formation du feldspath potassique par la réaction : $Biotite + Quartz + H_2O = Chlorite + Feldspath$

→ 16A1 → 16A1Ch1 / + 17A1 + 17A1Ch1 / • 112A1 + 105A1
 si si-Ch1

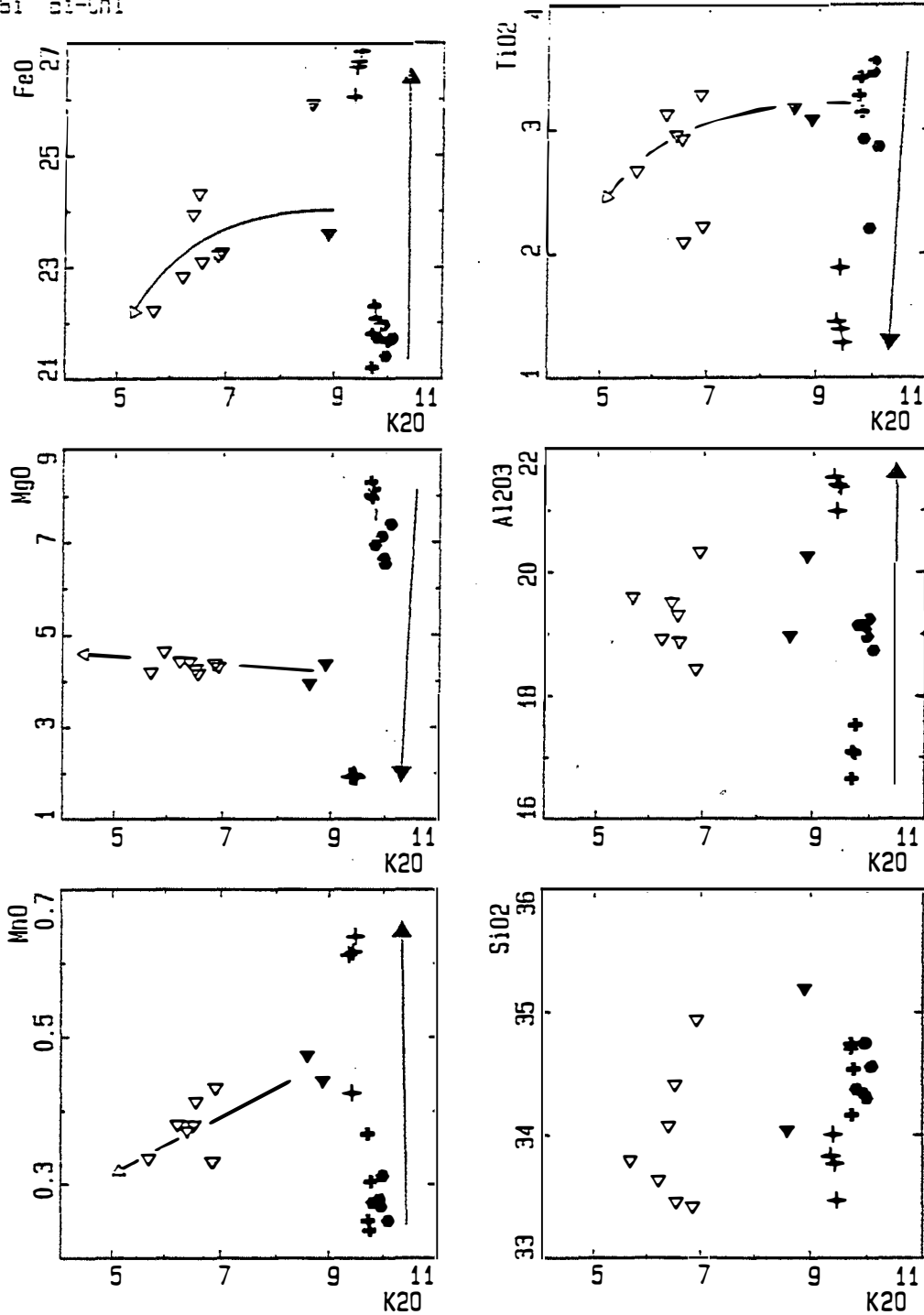


Figure V-19 : Variations de la composition des biotites plus ou moins chloritisées des granites tardifs peralumineux du batholite de Celorico de Basto. Diagrammes (FeO, TiO₂, MgO, Al₂O₃, MnO, SiO₂) versus K₂O (% en poids d'oxydes).

Symboles noirs: *biotites saines*; symboles vides: *biotites plus ou moins chloritisées*.

16A1, 16A1Ch1: *biotites saines et biotites chloritisées du granite fin de Quintela do Monte (Gfin.Qm)*; 17A1, 17A1Ch1: *biotites saines et biotites chloritisées du granite fin de Lameira (Gfin.La)*; 105A1: *granite fin à biotite seule de Carvalho (Gfin.Ca)*; 112A1: *granite porphyroïde modérément peralumineux G2*.

■ Bi, □ Bi-Chl, ▽ Bi, ○ Bi-Chl, ● Bi+Mus, ○ BiCh+Mu, +, Bi+Mus2, +, BiCh+Mu, ▽ Bi+Mus2

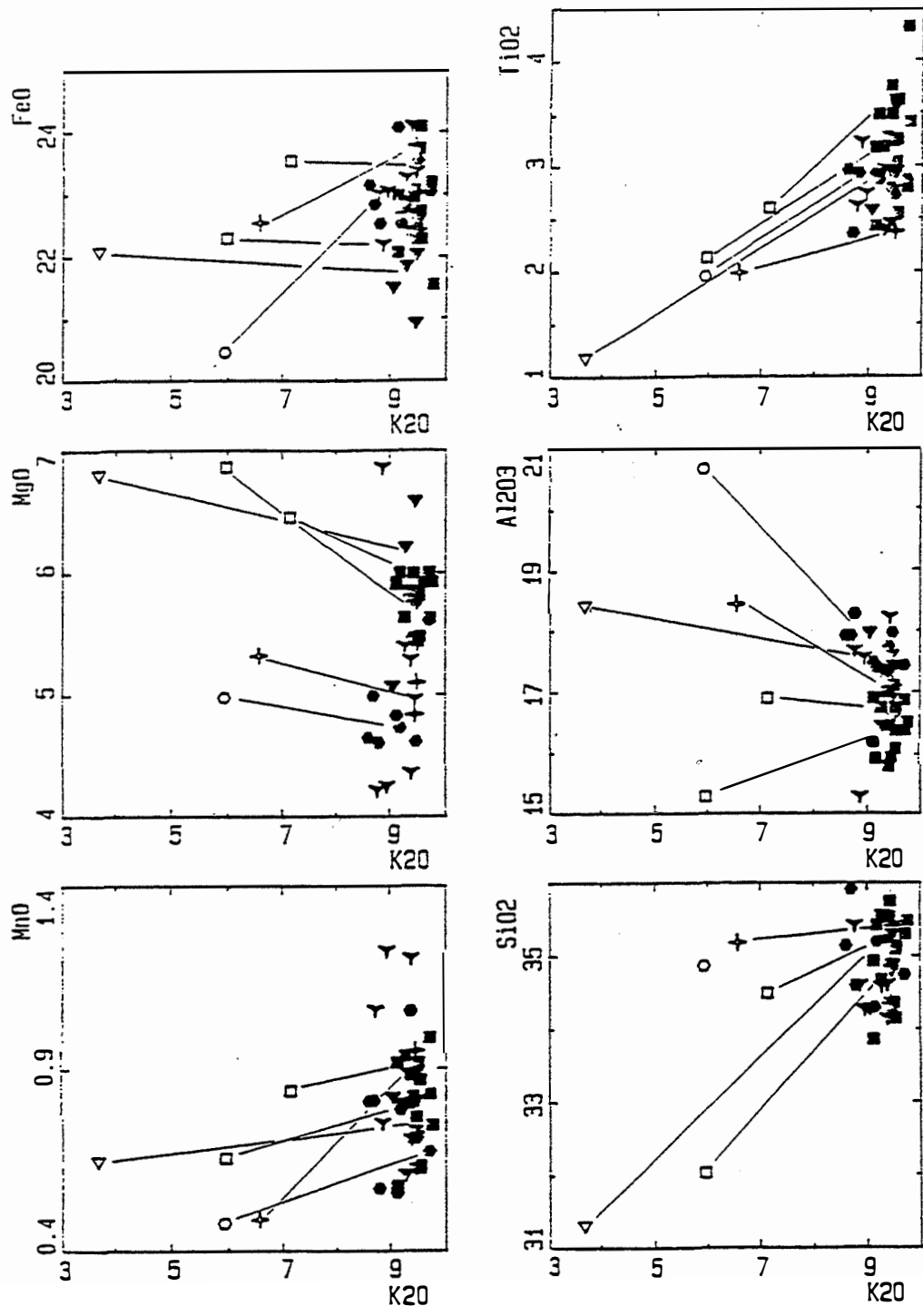


Figure V-20 : Variations de la composition des biotites plus ou moins chloritisées des adamellites de Lamas de Olo. Diagrammes (FeO, TiO₂, MgO, Al₂O₃, MnO, SiO₂) versus K₂O (% en poids d'oxydes).

Symboles noirs: *biotites saines*; symboles vides: *biotites plus ou moins chloritisées*.

Bi, BiChl: *biotites saines et biotites chloritisées des adamellites à biotite seule*; Bi+Mus2, BiChl+Mu: *biotites saines et biotites chloritisées des adamellites à biotite et muscovite*.

potassique. La série de diagrammes où l'on porte en abscisse la teneur en K_2O des biotites montre que les modifications de la composition chimiques des biotites sont en partie liées à l'effet de concentration dû à la perte en potassium : si un élément est inerte ces teneurs ont tendance à augmenter par différence.

Les changements de composition les plus significatifs concernent FeO , MgO , MnO et TiO_2 (Fig. V-19). Au cours de la chloritisation liée à l'albitisation des zones apicales des granites peralumineux de Celorico de Basto on note :

-Une légère augmentation des teneurs en MgO probablement dû à l'effet de concentration lié au lessivage de K_2O ce qui expliquerait la corrélation parfaite obtenue entre K_2O et MgO pour les biotites saines et les biotites plus ou moins chloritisées de l'échantillon 16A1 (Gfin.Qm). MgO semble donc avoir un caractère inerte au cours de la chloritisation mais perd ce caractère lorsque l'albitisation pervasive est plus intense. La gamme de variation des teneurs en alumine des biotites chloritisées est comparable à celle des biotites saines ce qui semble indiquer un comportement plus ou moins inerte de Al ;

-Un appauvrissement très net en MnO , TiO_2 et FeO . Remarquons que TiO_2 et FeO ne sont lessivés qu'à partir d'un certain niveau de chloritisation. TiO_2 que la chlorite ne peut accepter dans son réseau est le plus souvent exsolvé et fixé sur place, dans la chlorite, sous forme d'aiguilles de rutile (maclé sagénite). Lorsque la chloritisation est intense, on note l'apparition de quelques gros rutilites automorphes texturalement liés aux biotites très chloritisées ;

- SiO_2 est apparemment lessivé.

Au cours de la chloritisation des adamellites de Lamas de Olo (Fig. V-20), MgO a un comportement inerte comme dans le cas de la chloritisation des granites peralumineux de Celorico de Basto. MnO et TiO_2 sont nettement lessivés. On ne note pas l'apparition de gros rutilites automorphes comme dans le cas des granites de Celorico de Basto probablement en raison de l'intensité modérée de la chloritisation. Alors que dans les biotites des granites de Celorico de Basto le comportement de SiO_2 est difficile à établir, SiO_2 apparaît lessivé dans les biotites des adamellites de Lamas de Olo dès que la chloritisation est forte.

Dans le massif de Lamas de Olo il apparaît une distinction remarquable pour FeO et Al_2O_3 suivant que la chloritisation affecte les adamellites à biotite seule ou les adamellites où apparaît la muscovite secondaire. Dans les adamellites à biotite seule, Al_2O_3 est peu modifié alors que FeO semble avoir le même caractère inerte que celui de MgO et semble même parfois légèrement lessivé. Au contraire dans les adamellites à muscovite secondaire FeO est nettement lessivé et Al_2O_3 nettement enrichi.

Dans le faciès LOGmp, généralement à biotite seule mais où apparaît très localement la muscovite secondaire, FeO est inerte alors que Al_2O_3 est apparemment légèrement enrichi. Il semble donc que les biotites en voie de chloritisation soient relativement plus alumineuses lorsque la muscovite secondaire est présente dans les adamellites.

3-4.4 Conclusions

A l'échelle du minéral, MgO semble avoir un comportement inerte alors que MnO et TiO_2 sont nettement lessivés lors de la chloritisation. FeO est le plus souvent lessivé. Ti est fixé sous la forme de rutile. On n'observe pas de nouveaux minéraux ferri-fères ou manganésifères (sulfures par exemple). Ceci indique que la phase fluide à l'origine de la chloritisation s'est enrichie en fer et en manganèse. Cette phase fluide riche en fer et en manganèse peut participer à la formation des greisens à wolframite (Fe et Mn) qui

†LOGgn ■LOGmp ▼LOLa ◆LOG1 ●LOGf

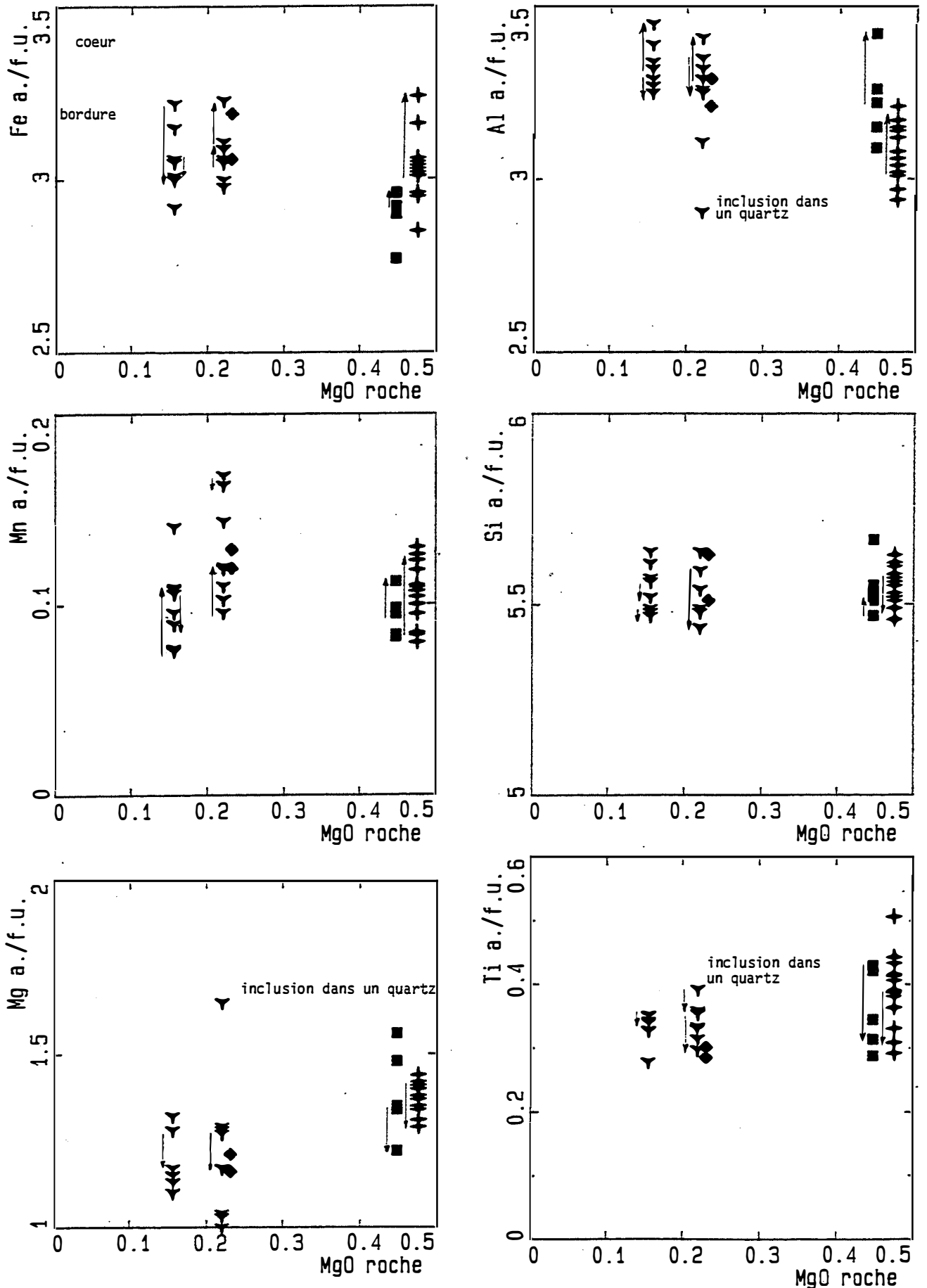


Figure V-21 : Variations de la composition des biotites des adamellites de Lamas de Olo en fonction de la composition (MgO%) de ces dernières.

Symboles: LOGgn: *adamellite porphyroïde à biotite seule*; LOGmp: *adamellite de Alto do Cabeço*; LOLa et LOG1: *adamellites à biotite et muscovite*.

s'enracinent dans les adamellites à muscovite secondaire ce qui supposerait que chlorite et greisens se forment en même temps.

Dans les deux massifs étudiés, malgré la différence de composition des granitoïdes qui les constituent, la chloritisation affecte les intrusifs les plus différenciés (souvent les plus tardifs). Dans les deux cas elle est liée à l'évolution post-magmatique que subissent les zones apicales des granites différenciés.

3-5 Zonations des biotites des adamellites de Lamas de Olo

3-5.1 Biotites banales de la matrice

Les biotites de tous les faciès du massif de Lamas de Olo montrent une baisse de Ti, Mg du coeur vers la bordure des cristaux (Fig. V-21).

Dans les adamellites à biotite seule qui constituent l'essentiel du massif (LOG_{gn}, LOG_{mp}), Mg baisse corrélativement à une hausse de Fe et Mn (les rapports Fe/Mg, Mn, Mg et Mn/Fe augmentent) alors que Al augmente fortement du coeur vers la bordure des cristaux (Fig. V-21).

Dans les adamellites peralumineuses à muscovite secondaire qui constituent les apex LOLa et LOG1 de l'endogranite, la biotite est plus alumineuse que les biotites des adamellites à biotite seule. Dans les échantillons les plus leucocrates, Fe baisse fortement du coeur vers la bordure des cristaux, contrairement à ce qui est observé pour les biotites des adamellites à biotite seule, en raison de l'introduction de Al lié à un équilibrage tardif entre biotite et muscovite secondaire. Les variations de Mn sont plus erratiques.

3-5.2 Composition particulière des biotites précoces en inclusion dans le quartz

Dans les adamellites de Lamas de Olo, il est fréquent d'observer des petites biotites en inclusion dans le quartz. Ces biotites sont subautomorphes, trapues et leur petite taille indique que leur croissance a été bloquée précocement par le quartz qui les prend en inclusion. Ces biotites sont toujours épargnées par la chloritisation même lorsque toutes les biotites banales sont chloritisées. Cette résistance aux rééquilibres tardifs (rétromorphose de la biotite en chlorite par exemple) indique que le quartz joue un rôle d'écran.

Quand leur analyse est possible, les biotites en inclusion dans le quartz montrent des compositions notablement différentes des autres biotites. En particulier elles apparaissent toujours plus magnésiennes et titanifères que les biotites banales de la matrice. De la même façon elles sont toujours moins alumineuses et ferrifères. Il est intéressant de noter que les coeurs de certaines biotites banales de la matrice ont les mêmes caractéristiques.

3-6 Zonations des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto

Les biotites de la matrice (type 2) des enclaves de gabbronorites sont en général zonées. Du coeur vers la bordure de ces biotites, Ti baisse (une biotite voit ses teneurs en TiO₂ baisser de 5 à 4% en poids), Si augmente corrélativement à une baisse de Al_{total}. Cette hausse des teneurs en Si est liée à l'augmentation de l'activité de la silice au cours de la cristallisation : le quartz est très peu abondant et ne cristallise que très tardivement dans les gabbronorites. Fe et Mg sont peu variables.

Les zonations coeur-bordure des biotites des granodiorites et de leurs enclaves de diorite sont simples: baisse de Ti et baisse de Mg corrélativement à une hausse en Fe et en Mn (augmentation des rapports Fe/Fe+Mg et Mn/Mn+Mg). Les teneurs en Si et Al

varient d'une biotite à l'autre mais les zonations coeur-bordure en ces éléments sont très faibles à nulles.

Les zonations des biotites du granite porphyroïde, modérément peralumineux, G2 sont du même type que celles des granites fins peralumineux (groupe 3). Ces zonations sont plus importantes que celles des biotites des granodiorites et de leurs enclaves basiques ce qui est probablement lié à leur plus faible température de cristallisation qui rend les rééquilibrages (avec le liquide résiduel) au cours de la cristallisation plus difficiles. Les zonations coeur-bordure sont simples : baisse de Ti et baisse de Mg corrélativement à une hausse en Fe et en Mn (augmentation des rapports $Fe/Fe+Mg$ et $Mn/Mn+Mg$), Si est peu variable alors que Al augmente (Al octaédrique).

3-7 Origine des différents types de biotite dans les enclaves gabbronoritiques

Dans les enclaves de gabbronorite, l'ilménite cristallise de façon synchrone ou un peu avant la biotite. La présence de l'ilménite impose donc que les biotites coexistantes soient saturées en Ti (voir plus loin pour une discussion détaillée à ce sujet). Les variations des teneurs en Ti des biotites sont donc dues à des variations de la valeur des paramètres intensifs, en particulier la température (on peut considérer que la pression varie peu à partir du moment où la biotite cristallise).

Les biotites du type 2 sont très titanifères alors que les biotites (composition de phlogopite) visiblement secondaires (elles se développent le long des clivages ou en couronne autour des orthopyroxènes) sont dépourvues de titane. Remarquons qu'il n'existe pas de biotites de composition intermédiaire (rapport Fe/Mg, teneur en Titane). Tous les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto se sont mis en place dans l'épizone donc dans un environnement froid où ils représentaient la source principale de chaleur (auréole de métamorphisme de contact). Les phlogopites secondaires ont probablement cristallisé à une température relativement basse, à un stade post-magmatique. Dans ces conditions, la richesse en titane des biotites du type 2 indique une température de cristallisation très élevée et prouve la nature magmatique de ces biotites.

Les biotites en taches dans les agrégats à amphibole (type 1) ont une composition comparable, en particulier pour Ti, à celle des bordures des biotites de la matrice mais s'en distinguent par leur fortes teneurs en chrome qui indiquent qu'au moins un des minéraux dont la rétro-morphose est à l'origine de ces agrégats était chromifère. On ne peut que faire le rapprochement avec la richesse en chrome des pyroxènes des enclaves de gabbronorite.

Les biotites en inclusion dans les plagioclases complexes sont peu zonées (légère baisse de Ti du coeur vers la bordure des cristaux). Elles se distinguent des biotites type 1 et 2 par leur rapport Fe/Mg nettement plus élevé et par leurs fortes teneurs en Ti toujours supérieures à 6%. Elles sont aussi nettement plus alumineuses et moins siliceuses. Les fortes teneurs en titane des biotites en inclusion dans les plagioclases complexes montrent que ces biotites ont été préservées des rééquilibrages au cours de la cristallisation à température décroissante. Le rapport Fe/Mg de ces biotites est nettement plus élevé que les biotites de la matrice ce qui indique qu'elles ont cristallisé à partir d'un magma plus acide que celui des enclaves de gabbronorites. Les teneurs élevées en Ti de ces biotites sont liées à la température élevée du magma basique et probablement à un début de fusion de ces biotites. Ceci confirme que les plagioclases complexes sont des xénocristaux et qu'ils ont été incorporés par le magma basique alors que les biotites de la matrice n'avaient pas encore cristallisé.

▼ Bi+Px ▼ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ■ Bi □ Bi+Mus2

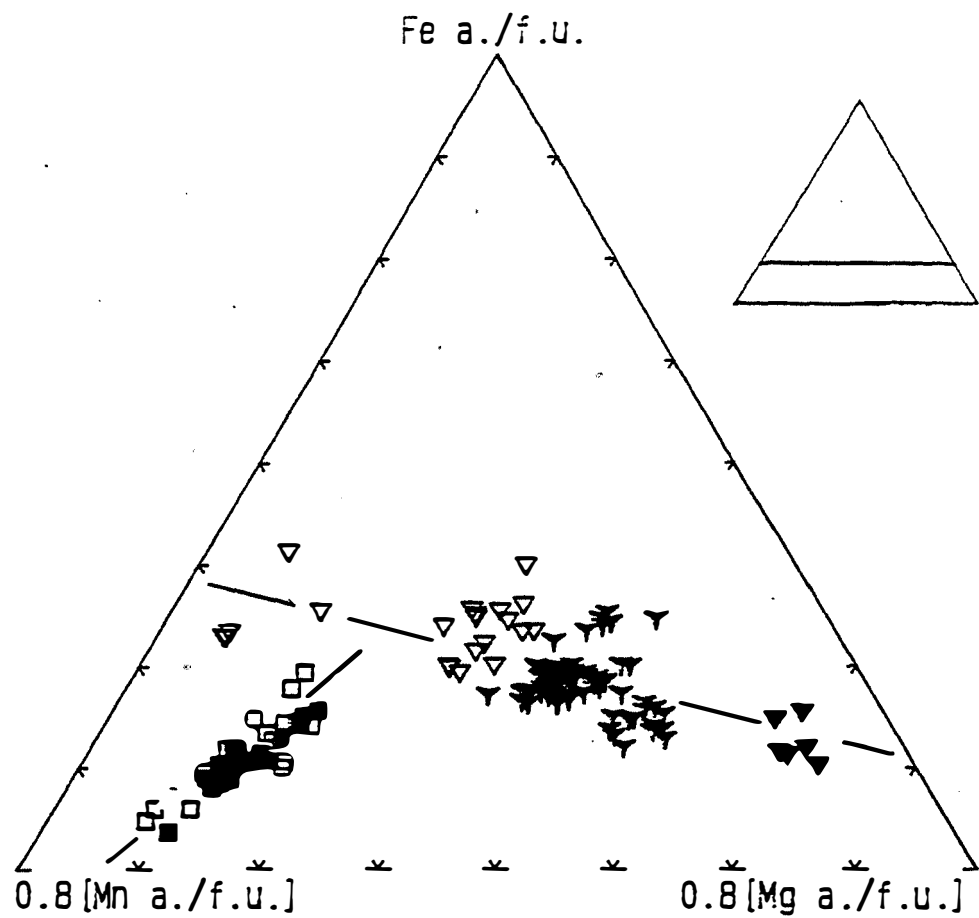


Figure V-22 : Distinction entre les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme 30Mn-Fe-Mg.

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende; Bi+Hb: biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène); Bi+Mus: biotite et muscovite, localement biotite seule (Gfin.Ca); Bi-Chl=Mu: biotite chloritisée et muscovite.

Lamas de Olo: Bi: biotite seule; Bi+Mus2: biotite et muscovite; BiChl+Mus: biotite chloritisée et muscovite.

3-8 Evolution de la composition des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo

Dans le diagramme triangulaire 30Mn-Fe-Mg (Fig. V-22), les biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo se distinguent très nettement des biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto par leur caractère plus manganésifère. Ce diagramme montre qu'il existe une parenté indéniable entre les biotites des différents granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

Les zonations coeur-bordure des biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo sont, en valeur absolue, plus importantes que les variations de composition entre biotites appartenant à deux faciès différents. Ceci est dû aux faibles différences de composition chimique entre les différents intrusifs de ce massif.

Dans toutes les adamellites de Lamas de Olo, la présence de l'ilménite impose que les biotites coexistantes sont saturées en Ti. La baisse des teneurs en Ti s'explique par une baisse de la température au cours de la cristallisation des biotites.

Etant données les zonations coeur-bordures des biotites, il apparaît que la composition des biotites en inclusion dans le quartz (et du coeur de quelques biotites) fossilise un stade précoce de cristallisation. Ces biotites ont été épargnées par les rééquilibrages avec le liquide résiduel au cours de la cristallisation. Les biotites en inclusion dans le quartz ont donc résisté aux rééquilibrages magmatiques (rééquilibrages avec le liquide résiduel) comme aux rééquilibrages post-magmatiques (chloritisation, muscovitisation). En prenant comme référence la composition de ces biotites en inclusion dans le quartz, il est clair que les biotites subissent généralement des rééquilibrages importants avec le liquide résiduel (dont la composition évolue) et que leur composition est rarement représentative des stades précoces de cristallisation. Ces réajustements ne sont que partiels puisque des zonations persistent. Le facteur qui limite ces réajustements est probablement la vitesse de diffusion de Ti dans la biotite. Cette vitesse diminuant avec la température, les rééquilibrages deviennent négligeables en dessous d'une certaine température qui varie suivant les éléments considérés et le site qu'ils occupent dans la structure cristalline ce qui explique les rééquilibrages sélectifs.

Il est à noter que ces biotites particulières ne sont observées que dans des granites relativement évolués dans lesquels le quartz cristallise suffisamment tôt pour piéger la biotite à un stade de cristallisation assez précoce.

Contrairement aux adamellites du massif de Lamas de Olo, les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto ("série" tardive) constituent une suite très différenciée. C'est pourquoi il est possible de dégager un certain nombre de tendances évolutives de la composition des biotites en fonction du degré d'évolution de la roche hôte (caractère plus ou moins leucocrates qui correspond chimiquement à un caractère plus ou moins magnésien). C'est ce que montrent les diagrammes où l'on porte en ordonnée les teneurs des biotites en différents éléments, et en abscisse la teneur en MgO de la roche (Fig. V-23). MgO décroissant de façon monotone avec le degré d'évolution des granitoïdes tardifs.

Etant donné l'origine particulière des biotites des types 1 et 3 des gabbronorites, on ne tiendra compte que des biotites banales de la matrice des gabbronorites pour la discussion des tendances évolutives.

Le diagramme Mg biotite (a./f.u.) versus MgO_{roche} montre que les teneurs en MgO des biotites dépendent essentiellement des teneurs en MgO de la roche. Le choix de MgO_{roche} plutôt que Mg_{biotite} s'explique par la présence d'une chloritisation qui affecte les

▼ Gabbro ○ Dio1 ▼ Dio2 □ Gdio.Ca ■ G2 ● Gfin.La ◇ Gfin.Qm + Gfin.Ca ▲ SE
 ◆ OUTE

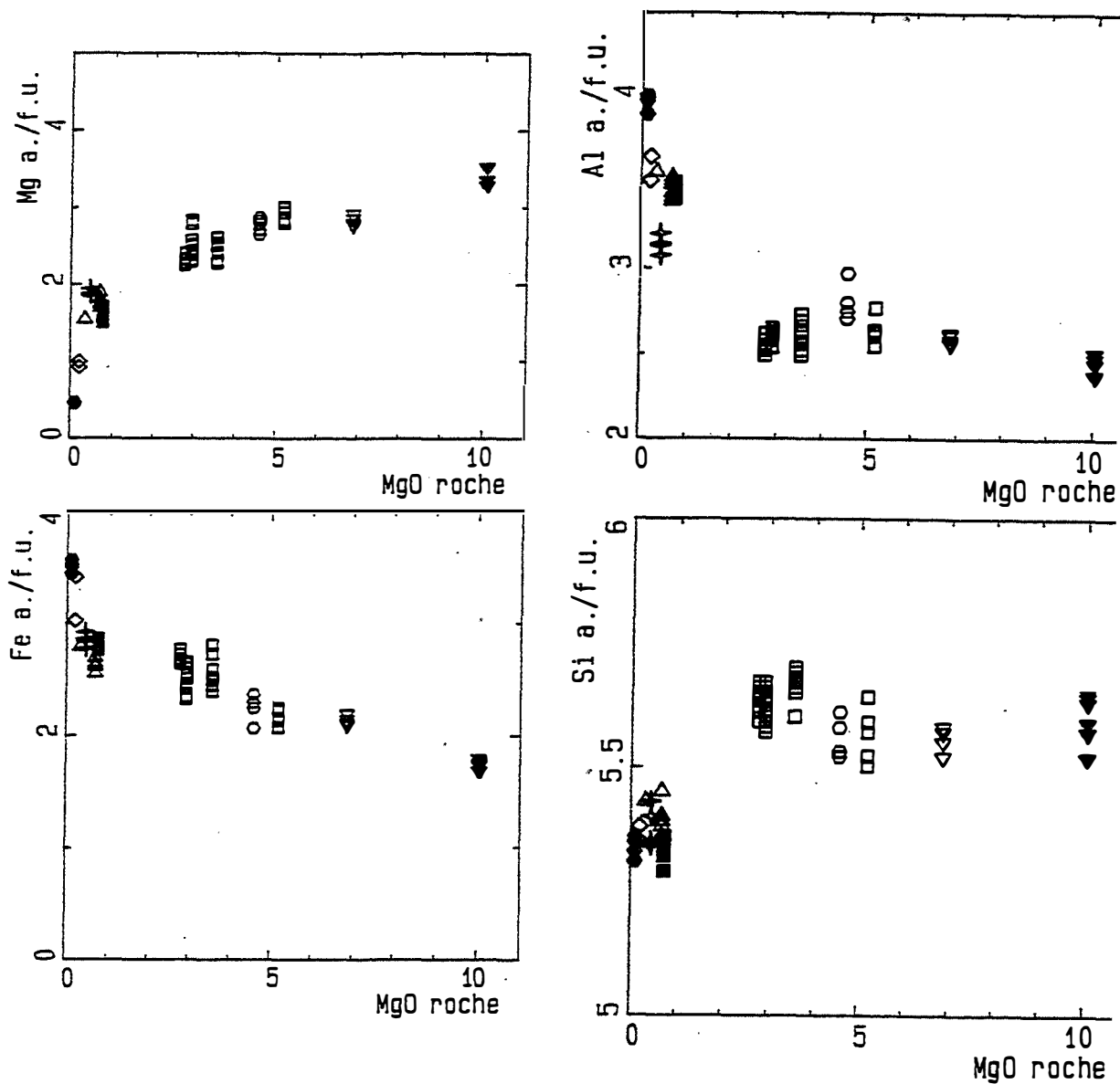


Figure V-23 : Variations de la composition des biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto en fonction de la composition (MgO%) de ces derniers.

Symboles

Groupe 1: Gabbro: *enclave de gabbronorite*; Dio1: *enclave de leucodiorite*; Dio2: *enclave de diorite*; Gdio.Ca: *granodiorites à enclaves basiques de Carvalho*.

Groupe 2: *granite grossier porphyroïde G2*.

Groupe 3:

- granites fins peralumineux à biotite seule: Gfin.Ca, *stock de Carvalho*.

- granites fins peralumineux à biotite et muscovite: Gfin.La, *stock de Lameira*; Gfin.Qm, *stock de Quintela do Monte*; SE: *stock de Seixoso*.

- granites fins peralumineux à biotite, muscovite et tourmaline: *stock de Outeiro*.

biotites et qui est difficile à mettre en évidence quand elle est discrète : MgO est inerte à l'échelle de l'échantillon et fixé par la chlorite néoformée.

Les diagrammes Mg et Fe versus MgO_{roche} (Fig. V-23), suggèrent une évolution unique pour l'ensemble des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto. Les zonations coeur-bordure des biotites sont cohérentes avec l'évolution globale de leur composition (en fonction du degré d'évolution de la roche hôte), mais trop faibles, elles n'ont pas été reportées.

Dans les granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto et leurs enclaves basiques, les teneurs en Mg des biotites baissent faiblement avec la baisse des teneurs en MgO de la roche (c'est à dire au cours de l'évolution). Simultanément les teneurs en Fe et Mn augmentent modérément. Ces tendances évolutives s'accroissent pour les biotites des granites fins peralumineux. On arrive ainsi à des biotites très ferrifères (Fe/Fe+Mg de 0.9) dans les termes différenciés du granite fin peralumineux de Lameira (Gfin.La). Il faut remarquer que les biotites du granite porphyroïde modérément peralumineux G2 sont moins magnésiennes et plus ferrifères et manganésifères que les biotites des granites les moins évolués du stock de Seixoso dont les teneurs en MgO sont pourtant équivalentes à celles de G2.

C'est dans les diagrammes Al versus MgO_{roche} et Si versus MgO_{roche} (Fig. V-23) qu'apparaît une coupure nette entre les biotites des granitoïdes métaalumineux (granodiorites et leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques) et les biotites des granitoïdes peralumineux. Après une légère augmentation de Al en passant des biotites des enclaves de gabbronorite aux biotites des enclaves dioritiques, les teneurs en Al des biotites ne varient pratiquement plus dans les granitoïdes métaalumineux malgré une large gamme de variation des teneurs en MgO des roches. Cette évolution contraste avec celle des biotites des granites peralumineux pour lesquels on observe une très forte augmentation des teneurs en Al au cours de l'évolution : ces biotites deviennent de plus en plus ferreuses, alumineuses et de moins en moins titanifères au cours de l'évolution des granites. Le contraste entre évolution des biotites des granitoïdes métaalumineux et biotites des granites peralumineux est également net dans le diagramme Si versus MgO roche. On passe des biotites des granitoïdes métaalumineux aux biotites des granites peralumineux par une brusque chute des teneurs en Si en raison de l'incorporation massive de Al dans le site tétraédrique et dans le site octaédrique.

Dans les stocks de granites fins intra-batholite de Celorico de Basto, les altérations hydrothermales qui affectent les granites sont modérées. Certains échantillons de granite fin des stocks intra-batholite (stock de Carvalho: Gfin.Ca) ne sont pas altérés et sont à biotite seule alors que les autres granites fins intra-batholite ou du secteur de Seixoso sont plus ou moins altérés (albitisés et greisénisés) et sont à biotite dominante et muscovite subordonnée. En dehors de la muscovite et donc de la saturation en alumine, il n'existe pas de différences entre ces granites, que ce soit du point de vue textural, minéralogique ou de composition chimique.

Un point important à remarquer est que les biotites des granites fins peralumineux à biotite seule du stock de Carvalho (Gfin.Ca) sont nettement moins alumineuses que les biotites des granites fins peralumineux à biotite dominante et muscovite du stock de Seixoso malgré un caractère légèrement plus ferrifère.

On remarquera que le coeur d'une biotite d'un granite fin du stock de Quintela do Monte (Gfin.Qm) dans lequel la muscovite est peu abondante a les mêmes caractéristiques que les biotites des granites à biotite seule du stock de Carvalho (Gfin.Ca) alors que la

∇ Bi+Px ∇ Bi+Hb ∇ Bi+Mus \blacksquare Bi \square Bi+Mus2

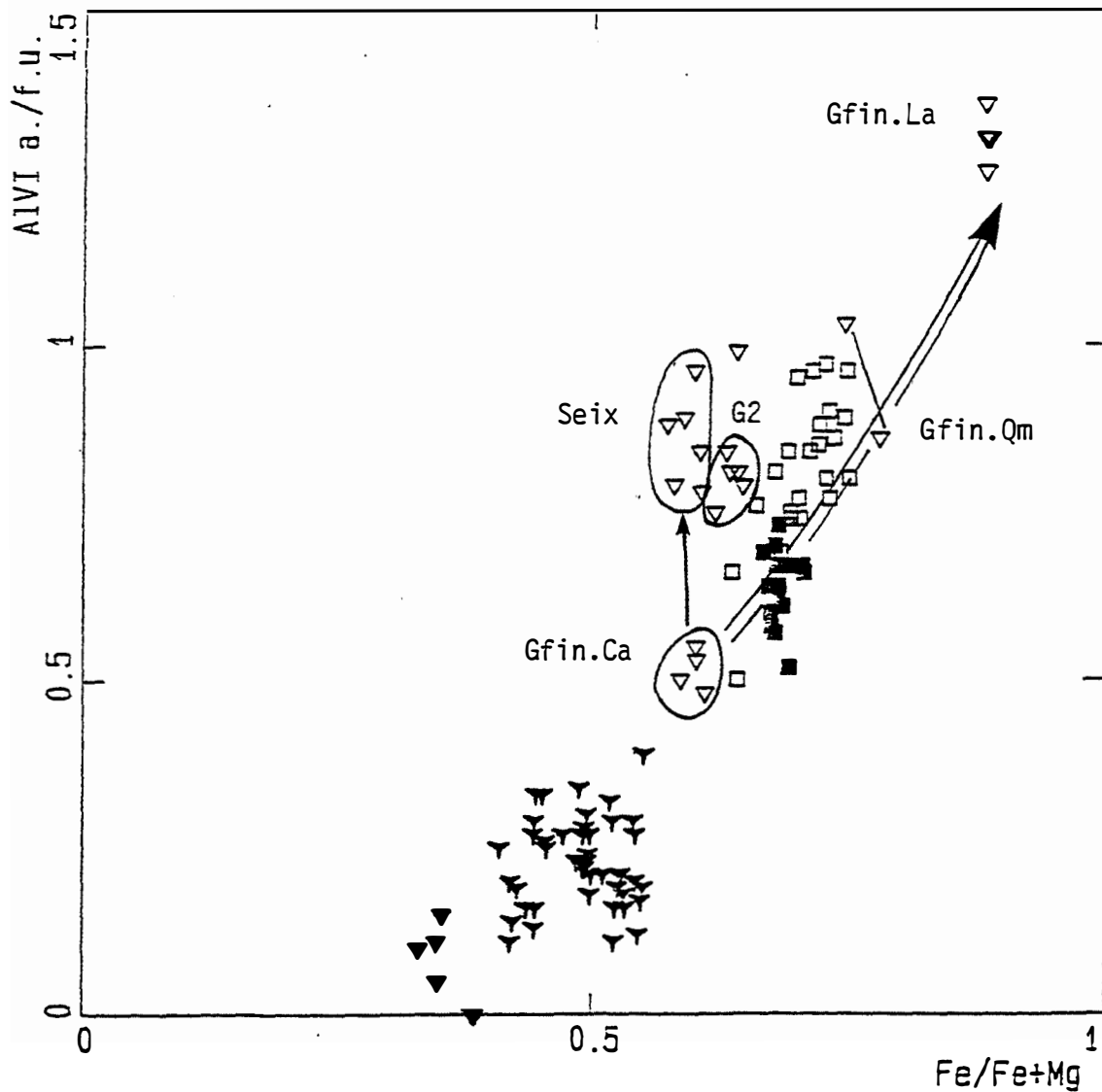


Figure V-24 : Les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme Al_{VI} versus $Fe/Fe+Mg$ (a./f.u.).

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende; Bi+Hb: biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène); Bi+Mus: biotite et muscovite, localement biotite seule (Gfin.Ca)

Lamas de Olo: Bi: biotite seule; Bi+Mus2: biotite et muscovite et muscovite.

plupart des biotites avec lesquelles elle coexistent ont des teneurs en Al élevées typiques des granites à biotite dominante et muscovite du type Seixoso.

Dans le diagramme Al_{VI} versus $(Fe/Fe+Mg)$.biotite (Fig. V-24), le contraste entre les biotites des granites à biotite seule et les biotites des granites à biotite dominante et muscovite est net. Ce contraste apparaît également, mais de manière moins nette, entre les biotites des adamellites à biotite seule et les biotites des adamellites à biotite et muscovite secondaire du massif de Lamas de Olo.

L'ensemble de ces données montrent que le caractère très alumineux des biotites (initialement modérément alumineuses) est acquis tardivement par équilibrage entre biotite et muscovite : Al est introduit essentiellement suivant la substitution trioctaédrique-dioctaédrique.

La biotite cristallise précocement dans les granites fins peralumineux. C'est une phase au liquidus des granites comme en témoigne les nombreuses textures typiquement magmatiques (inclusions en zone dans le plagioclase ou dans le quartz (accolement des biotites sur ces minéraux au cours de leur cristallisation). Au cours de l'évolution des granites fins peralumineux les teneurs en MgO, FeO, MnO et TiO_2 chutent avec la diminution de la quantité de biotite. Le parallélisme entre l'évolution de la composition des biotites et des roches hôtes n'est simple que si l'on utilise des rapports mettant en jeu ces constituants pour s'affranchir des variations liées à la quantité de la biotite. Ainsi, on observe une augmentation simultanée du rapport FeO/MgO (substitution de Mg par Fe) des biotites et des granites fins peralumineux au cours de l'évolution. Comme la biotite est le principal minéral ferromagnésien dans les granites fins peralumineux le rapport FeO/MgO moyen des biotites d'un faciès donné est égal au rapport FeO/MgO de ce faciès. Le rapport FeO/MgO des biotites peut donc être utilisé comme un indice de différenciation pour les granites fins peralumineux.

L'évolution des granites fins peralumineux correspond à une diminution de la quantité de biotite et à une augmentation du rapport FeO/MgO_{roche} et du rapport Fe/Mg des biotites. Le rapport FeO/MgO des biotites augmente d'un faciès à l'autre et du coeur vers la bordure des cristaux à l'intérieur de chaque faciès. Ceci montre qu'à un instant donné (et donc à une température donnée), lors de la cristallisation d'un granite, le rapport $(Fe/Mg_{biotite})/(Fe/Mg_{magma}) = K$ est constant et inférieur à 1. Ceci est lié au fait que la biotite est une phase au liquidus des granites et qu'une biotite magnésienne est stable à plus haute température qu'une biotite ferreuse à contenu en Al octaédrique identique.

On remarquera que l'évolution simultanée et progressive des rapports FeO/MgO des biotites et des granites fins peralumineux hôtes indique que ces derniers représentent un ensemble de liquide cogénétiques évoluant par cristallisation de biotite (entre autres). La persistance de zonations dans les biotites malgré les rééquilibres successifs qu'elles ont subies au cours de la cristallisation indique que celle-ci est intermédiaire entre les modèles de cristallisation fractionnée et de cristallisation à l'équilibre pour les constituants majeurs de la biotite. Dans ce type d'évolution, à chaque étape de l'évolution correspond une valeur des paramètres intensifs et une composition des phases minérales qui fractionnent. Ainsi l'évolution des granites fins est accompagné par une baisse de la température de cristallisation accompagnée par un appauvrissement en constituants réfractaires (caractère de plus en plus leucocrate). Les rééquilibres partiels entre biotite et liquide résiduel sont dues à la baisse de la température de cristallisation qui entraîne des variations de la valeur du rapport K. Cependant, il y peut y avoir des rééquilibres plus tardifs tardi- à post-magmatiques (jusqu'à 450°C) qui compliquent ce schéma.

3-9 Comparaison entre les biotites de la zone de Celorico de Basto et les biotites de divers granitoïdes français

Depuis quelques années de nombreux géologues français tendent à un consensus sur une typologie des associations magmatiques (Chevremont et al., 1988). Une des approches utilisée est basée sur le chimisme de la biotite (Rossi, 1981; Nachit et al., 1985; Chevremont et Rossi, 1986).

Le domaine de composition des biotites de divers massifs de granitoïdes français, sont indiqués dans (Fig. V-37).

Dans le diagramme triangulaire MgO-FeO(total)-Al₂O₃ de Chevremont et al. (1988) (Fig. V-25) et dans le diagramme Al_{total} versus Mg de Nachit et al. (1985) (Fig. V-26), les adamellites à biotite seule du massif de Lamas de Olo tombent dans le champ des biotites des granites de la lignée calco-alcaline. Un point important à remarquer est que les biotites des adamellites à biotite et muscovite secondaire sont enrichies en Al et tombent à cheval entre le champ des biotites des granites de la lignée calco-alcaline et le champ des biotites des granites (à biotite-muscovite) de la lignée alumino-potassique.

La répartition des biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto est plus complexe.

Dans le diagramme triangulaire MgO-FeO(total)-Al₂O₃ de Chevremont et al. (1988) (Fig. V-25), on observe que :

- les biotites des enclaves de gabbrorites tombent dans le champ des biotites des granitoïdes magnésio-potassiques. Elles sont très magnésiennes et peu alumineuses, leur composition est comparable à celle des biotites des vaugnérites (diorites hypocalciques et potassiques) de Corse étudiée par Rossi (1981) ;

- les biotites des diorites mélanocrates tombent elles aussi dans le champ des biotites des granitoïdes magnésio-potassiques. Les biotites des leucodiorites, qui sont en fait des cumulats plagioclasiques riches en alumine, sont plus alumineuses et tombent dans le champ des biotites des roches basiques calco-alcalines ;

- les biotites des granodiorites montrent la même répartition en deux sous-groupes : les biotites des diorites mélanocrates et intermédiaires tombent dans le champ des biotites des granitoïdes magnésio-potassiques alors que les biotites des diorites leucocrates tombent dans le champ des biotites des granitoïdes calco-alcalins ;

- les biotites du granite porphyroïde modérément peralumineux G2 à biotite dominante (et muscovite visiblement secondaire) sont très alumineuses et tombent dans le champ des biotites des granites alumino-potassiques ;

- les biotites des faciès les moins évolués des granites fins peralumineux montrent la même répartition en deux groupes, mais de manière beaucoup plus accentuée, que les biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo: les biotites des granites fins peralumineux non altérés à biotite seule (G_{fin}.Ca) tombent dans le champ des biotites des granites calco-alcalins alors que les biotites des granites fins peralumineux plus ou moins altérés à biotite dominante et muscovite sont nettement plus alumineuses et tombent dans le champ des biotites des granites alumino-potassiques. Un point important à remarquer est que le coeur peu alumineux d'une biotite du stock de granite fin peralumineux de Quintela do Monte (G_{fin}.Qm) ainsi que l'ensemble des biotites très ferrifères du stock de granite fin de Lameira (G_{fin}.La) tombent dans le champ des biotites des granites calco-alcalins. Il semble donc que les biotites des granites fins peralumineux plus ou moins altérés à biotite dominante et muscovite tombent dans le champ des biotites des granites alumino-potassiques en raison de leur équilibrage tardif avec la muscovite.

▼ Bi+Px ▼ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ■ Bi □ Bi+Mus2

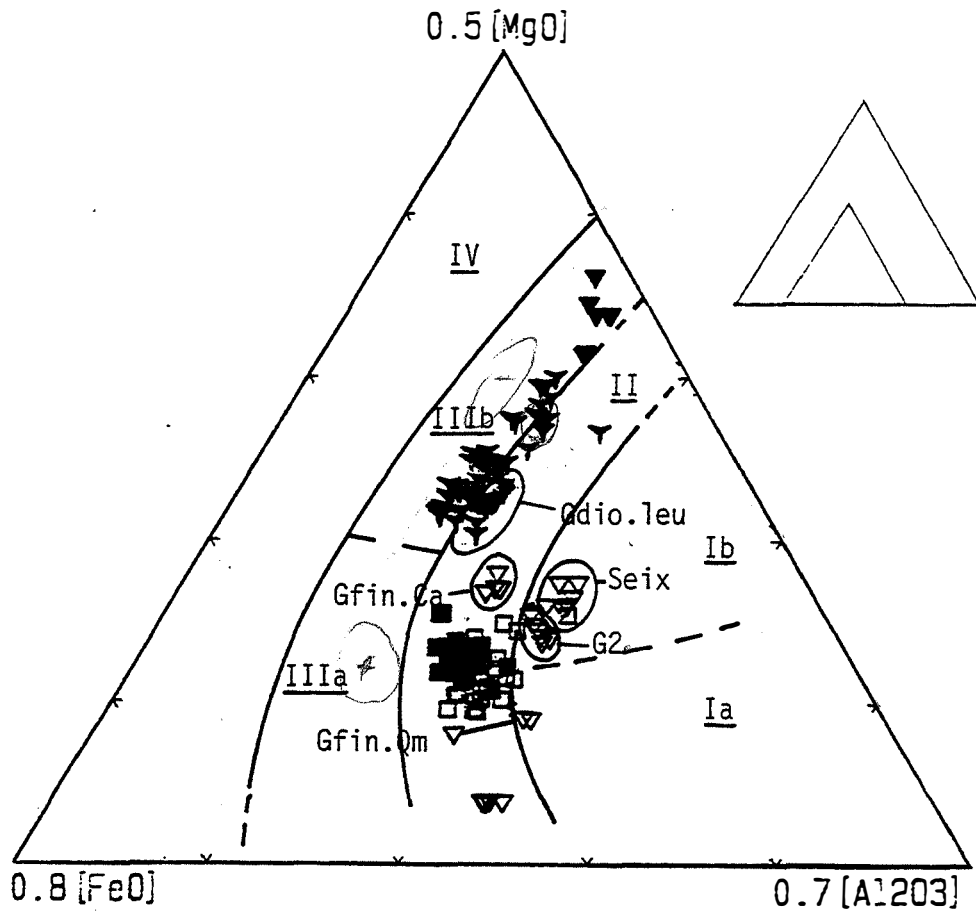


Figure V-25 : Champs des biotites de divers massifs de granitoïdes français dans le diagramme $MgO-FeO_7-Al_2O_3$. D'après Chevremont et al. (1988).

Les champs des biotites de divers massifs de granitoïdes français sont indiqués:

I Association aluminopotassique : Ia type Limousin, Ib type Guéret

II Association calco-alcaline

III Association subalcaline : IIIa Ferro-potassique, III Magnésio-potassique

IV Association alcaline (Corse)

▼ Bi+Px ▼ Bi+Hb ▼ Bi+Mus ▲ Bi-Ch+Mu ■ Bi ▼ Bi-Chl □ Bi+Mus2 ⊕ BiCh+Mus

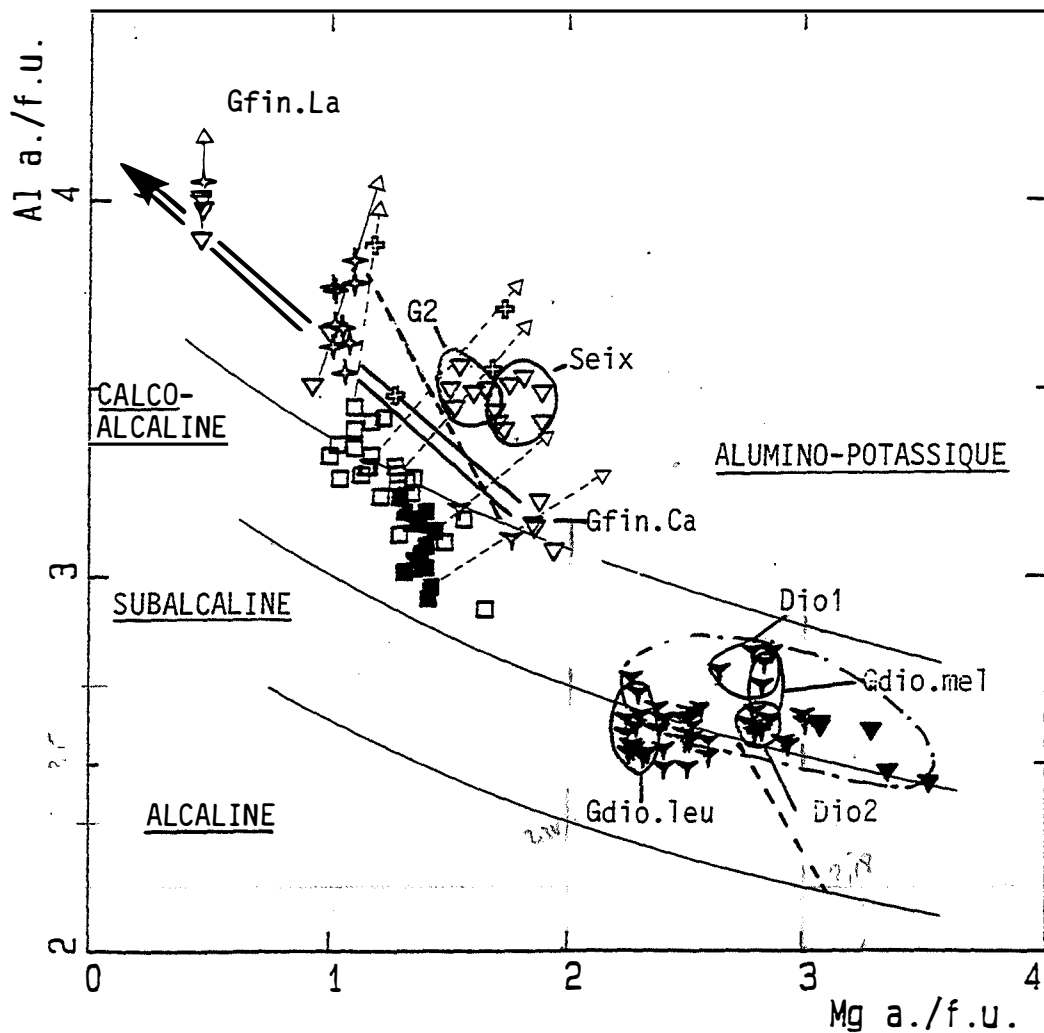


Figure V-26 : Les biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et les biotites des adamellites de Lamas de Olo dans le diagramme Al versus Mg de Nachit et al. (1985). Les champs des différentes lignées sont indiqués.

-Flèche pointe noire: évolution magmatique supposée.

-Flèche pointe blanche, trait continu: chloritisation des biotites des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto.

-Flèche pointe blanche, trait discontinu: chloritisation des biotites des adamellites de Lamas de Olo.

Symboles:

Celorico de Basto: Bi+Px: biotite, clinopyroxène, orthopyroxène et hornblende; Bi+Hb: biotite et hornblende (avec reliques de clinopyroxène); Bi+Mus: biotite et muscovite, localement biotite seule (Gfin.Ca); Bi-Chl=Mu: biotite chloritisée et muscovite.

Lamas de Olo: Bi: biotite seule; Bi+Mus2: biotite et muscovite; BiChl+Mus: biotite chloritisée et muscovite.

Dans le diagramme Al_{total} versus Mg de Nachit et al. (1985) (Fig. V-26), la coupure entre les biotites des granitoïdes de la lignée calco-alcaline et les biotites des granitoïdes magnésio-potassiques est fixée pour des teneurs en Al plus faibles. Le résultat est que, en dehors des biotites des granodiorites leucocrates qui tombent dans le champ des granitoïdes de la lignée subalcalines (granitoïdes magnésio-potassiques), l'ensemble des biotites des granitoïdes tardifs métaalumineux tombent dans le champ des biotites des granitoïdes calco-alcalins. Leur domaine de composition est d'ailleurs identique à celui des biotites des enclaves basiques potassiques du granite de la Margeride.

A l'exception des biotites des granites fins peralumineux non altérés à biotite seule (Gfin.Ca) qui tombent à cheval entre le champ des biotites des granites calco-alcalins et le champ des biotites des granites alumino-potassiques, l'ensemble des biotites des granites fins peralumineux plus ou moins altérés à biotite dominante et muscovite tombent le champ des biotites des granites alumino-potassiques même en tenant compte des probables équilibres tardifs avec la muscovite.

En ne tenant compte que des biotites les moins alumineuses (apparemment les moins équilibrées avec la muscovite), on distingue une évolution unique des biotites des granites fins peralumineux. Cette évolution est transverse par rapport aux limites principales de ce diagramme ce qui est souvent le cas des biotites de granitoïdes appartenant à une même association magmatique. Selon Monier (1985), l'augmentation du caractère alumineux et lacunaire des biotites des granites peralumineux n'est qu'une conséquence cristallogénétique obligée de l'augmentation de leur caractère ferreux. De plus une diminution de la température favorise l'introduction de Al dans la biotite. Cette évolution transverse n'est pas incompatible avec l'hypothèse selon laquelle les granites fins peralumineux représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée.

4 Origine de la muscovite dans les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées

4-1 Les différents types de muscovite dans les granites fins peralumineux (groupe 3)- Critères texturaux

La muscovite est typiquement absente des granitoïdes métaalumineux.

Dans le granite modérément peralumineux G2, la biotite est le seul minéral peralumineux ou est accompagnée par une muscovite secondaire qui se développe au dépens des feldspaths et aux joints de grain en plages squelettiques montrant en bordure l'association symplectite biotite-muscovite.

Dans les granites fins peralumineux de la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto (secteur de Seixoso) et dans la plupart des granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto, deux types principaux de muscovite ont été distingués suivant des critères texturaux :

- type 1 : ce sont des muscovites qui présentent une tendance à l'automorphisme, des contacts francs au contact des biotites auxquelles elles sont systématiquement associées. Cependant, elles contiennent souvent des petites inclusions de biotite en continuité optique ce qui suggère qu'elle se développent au dépens de ce minéral.

- type 2 : ce sont des muscovites visiblement secondaires qui se développent au dépens des feldspaths et aux joints de grains en plages xénomorphes souvent squelettiques, parfois de grande dimension (muscovite en plaques). Dans les granites fins fortement albitisés et greiséisés ce type de muscovite se développe aussi à partir des biotites le plus souvent partiellement ou complètement chloritisés et il est alors difficile de distinguer les muscovites de type 1. Dans les deux cas, les bordures de ces muscovites présentent fréquemment l'association symplectite muscovite-quartz.

4-1.1 La muscovite dans les granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto

Dans les granites intra-batholite de Celorico de Basto plus ou moins altérés, à biotite dominante et muscovite subordonnée, les muscovites des types 1 et 2 sont généralement présentes. C'est le cas des granites fins peralumineux des stocks de Lameira (symbole Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm). Cependant, certains échantillons de granite fin des stocks intra-batholite (stock de Carvalho) non altérés sont à biotite seule.

4-1.2 La muscovite dans les granites fins peralumineux de l'auréole du batholite de Celorico de Basto : secteur de Seixoso

a) Stock de Seixoso

La muscovite est présente dans tous les faciès de ce stock :

- granites à biotite dominante des zones profondes du stock (symbole Seix.Bi): muscovite de type 1;

- granites à muscovite et reliques de biotite (symbole Seix.rBi): granites initialement à biotite dominante modérément albitisés et greiséisés: muscovite de type 2. Quelques muscovites étroitement associées à des reliques de biotite sont peut être de type 1;

- granites à muscovite seule du stock de Seixoso: granites initialement à biotite dominante mais assez fortement greiséisés (Seix.gr) ou fortement albitisés et greiséisés (symbole Seix.hyd): seules les muscovites de type 2 sont apparemment présentes;

- granites évolués des zones apicales ou apogranites (symbole Seix.apo) plus ou moins albitisés et greiséisés en raison de leur position structurale. Les échantillons les moins altérés ont été sélectionnés. Ils se caractérisent par la présence de biotites chloritisées (relativement abondantes) associées à de la muscovite type 1 ou observé en relique dans les muscovites en flaques (muscovite de type 2):

b) Stock de Outeiro

Les granites de ce stock sont toujours albitisés et greiséisés. Les muscovites sont toujours des muscovites en flaques (symbole Oute). Elles contiennent parfois des reliques de biotite chloritisée. Dans les échantillons prélevés en bordure d'intrusion, les muscovites en flaques contiennent parfois des reliques d'andalousite métamorphique.

4-2 La muscovite dans les aplopegmatites du secteur de Seixoso

Dans les aplopegmatites du secteur de Seixoso, on distingue deux types de muscovite (symbole APsei) :

- type 1 : muscovites subautomorphes à automorphes (sections losangiques) observées en inclusion dans le quartz primaire du GSP;
- type 2 : grandes plages de muscovite en flaques visiblement secondaires et liées à la greiséisation tardive des aplopegmatites.

4-3 Mise en évidence des substitutions dans les muscovites

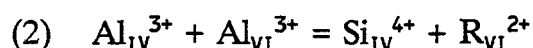
Les substitutions seront mises en évidence en discutant les variations de composition des muscovites à l'intérieur de chaque faciès.

Li n'est pas dosé à la microsonde mais les teneurs en fluor relativement faibles suggèrent que les muscovites étudiées sont faiblement lithiques si l'on se base sur la corrélation positive généralement constatée entre le fluor et le lithium dans les muscovites. La mise en évidence des mécanismes d'introduction de Ti est rendue difficile en raison des faibles teneurs en cet élément. Les analyses microsonde ne donnent pas accès à Fe^{3+} . Les substitutions qui concernent Li, Fe^{3+} et Ti ne seront donc pas considérées.

A l'exception des muscovites des apogranites, toutes les muscovites de tous les faciès du stock de Seixoso montrent une corrélation couplée entre R^{2+} et Si et entre R^{2+} et Al_{total} . Elle est positive et de pente 1 dans le diagramme R^{2+} versus Si et négative et de pente 0.5 dans le diagramme R^{2+} versus Al_{total} (Fig. V-39). La substitution dioctaédrique-trioctaédrique (ou substitution biotitique) dont l'importance a été montrée par Monier (1985) pour les micas des leucogranites ne devrait pas modifier les teneurs en Si. En effet, le long du joint Muscovite, Phlogopite-Annite (Mus,Phl-Ann) la couche tétraédrique à une composition constante $[Si_3Al]$:



La substitution de Al_{VI} par Fe^{3+} se fait de façon isomorphe et ne devrait pas impliquer Si. L'introduction de Fe^{2+} , Mg^{2+} et Mn^{2+} fait donc probablement intervenir la substitution phengitique :



▽ Seix.Bi ▽ Seix.rBi ● Seix.gr ○ Seix.hyd △ Seix.apo

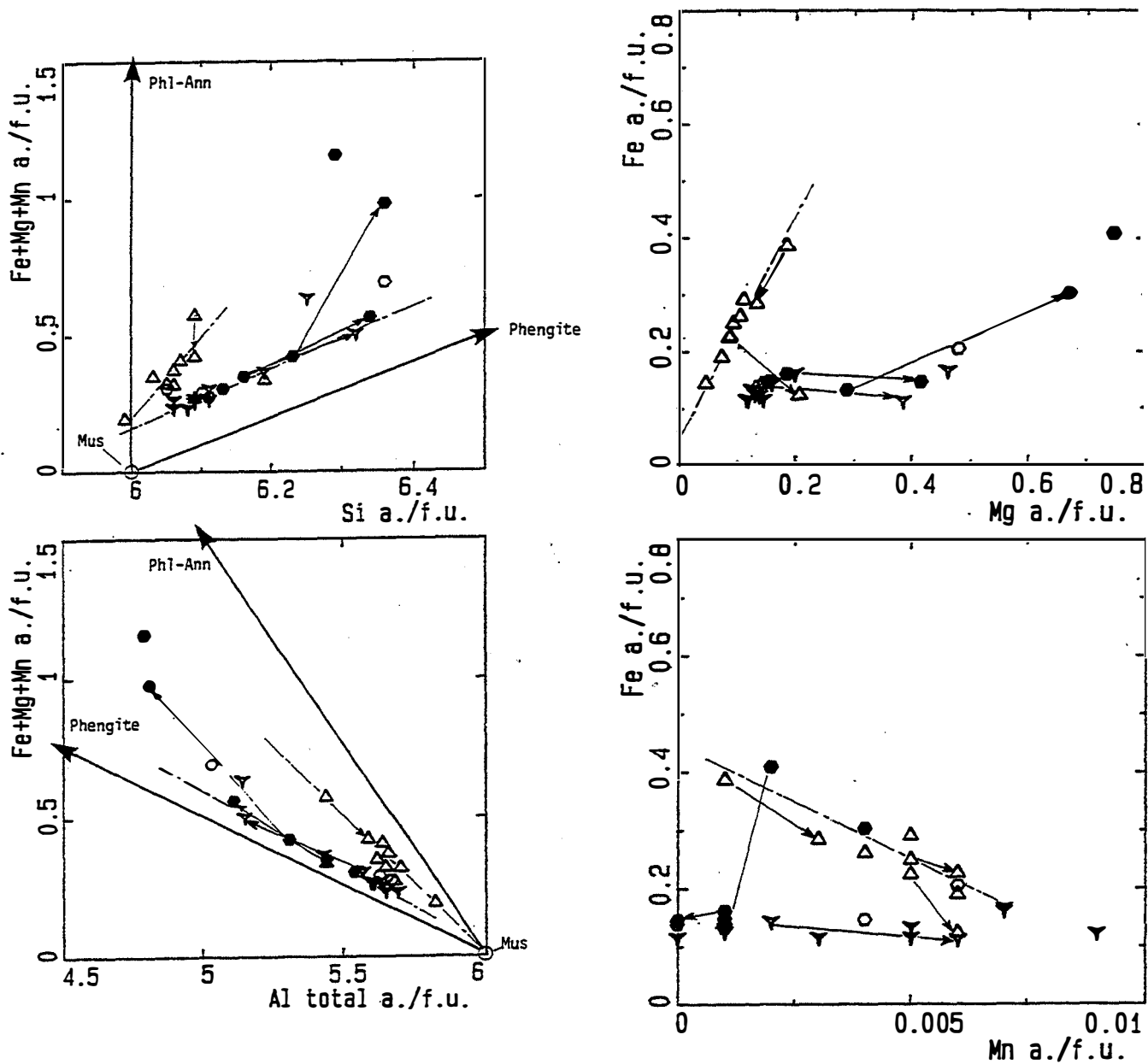


Figure V-27 : Substitutions dans les muscovites des granites fins peralumineux du stock de Seixoso (Secteur Seixoso: auréole de métamorphisme de contact du batholite de Celorico de Basto). Les joints Muscovite-Phengite et Muscovite-Phlogopite, Annite sont indiqués.

Symboles:

Seix.Bi: granites à biotite dominante et muscovite subordonnée (type 1) des zones profondes du stock; **Seix.rBi:** granites modérément albitisés et greisénisés à relique de biotite chloritisé dans la muscovite (types 1 et 2); **Seix.gr:** granites fortement greisénisés à muscovite seule (type 2); **Seix.hyd:** granites fortement albitisés et greisénisés à muscovite seule (type 2). **Seix.apo:** granites évolués des zones apicales du stock à reliques de biotite chloritisée associées à des muscovites types 1 et 2.

▽ Seix.Bi ▽ Seix.rBi ● Seix.gr ○ Seix.hyd △ Seix.apo

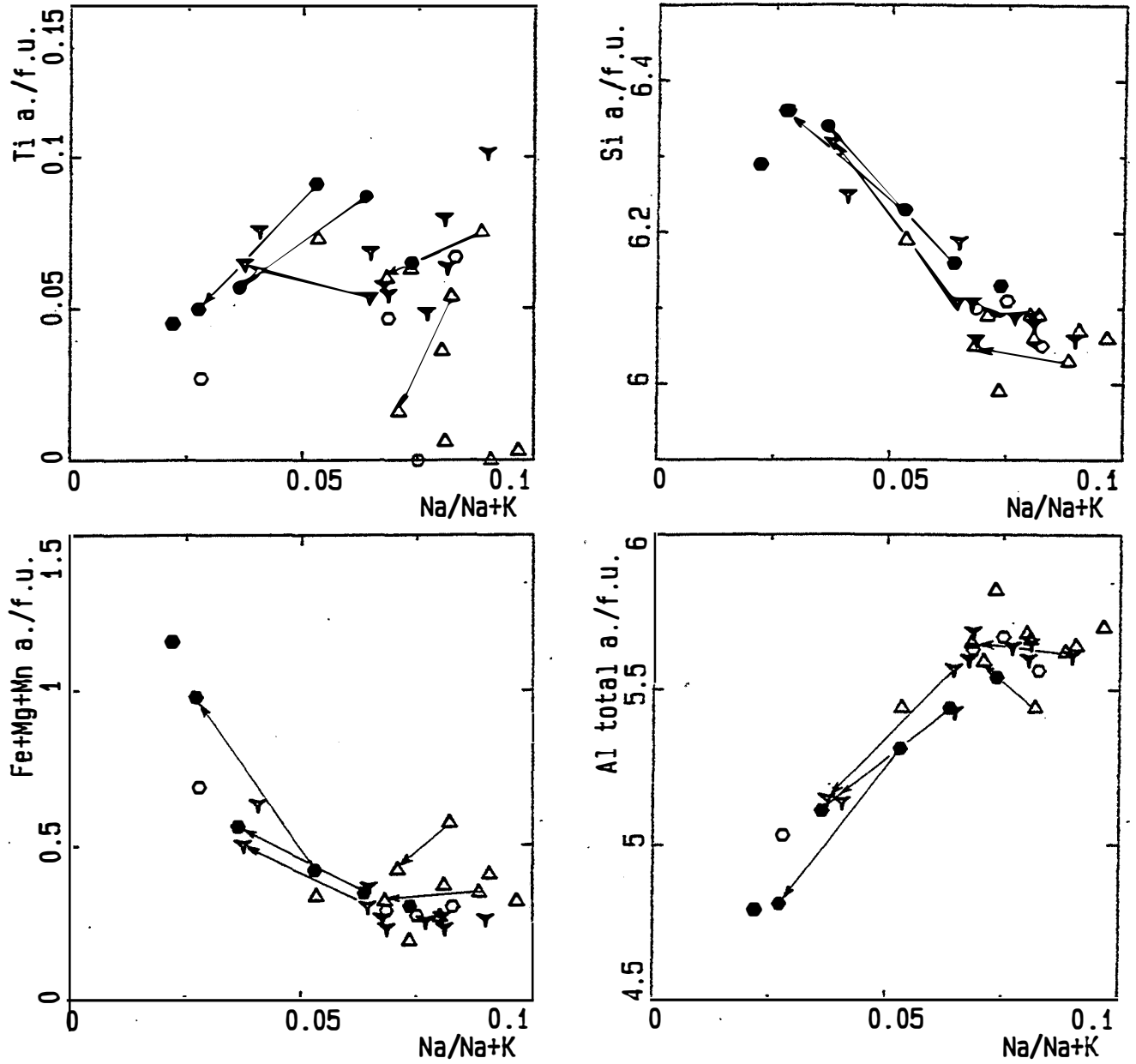


Figure V-28 : Variations de Ti, Si, R^{2+} , Al_{total} en fonction de Na/Na+K (fraction de paragonite) pour les muscovites des granites fins peralumineux du stock de Seixoso. Mêmes symboles que dans la figure précédente.

■ Gfin.La □ Gfin.Qm + Oute.rBi ⊕ Oute ○ APsei

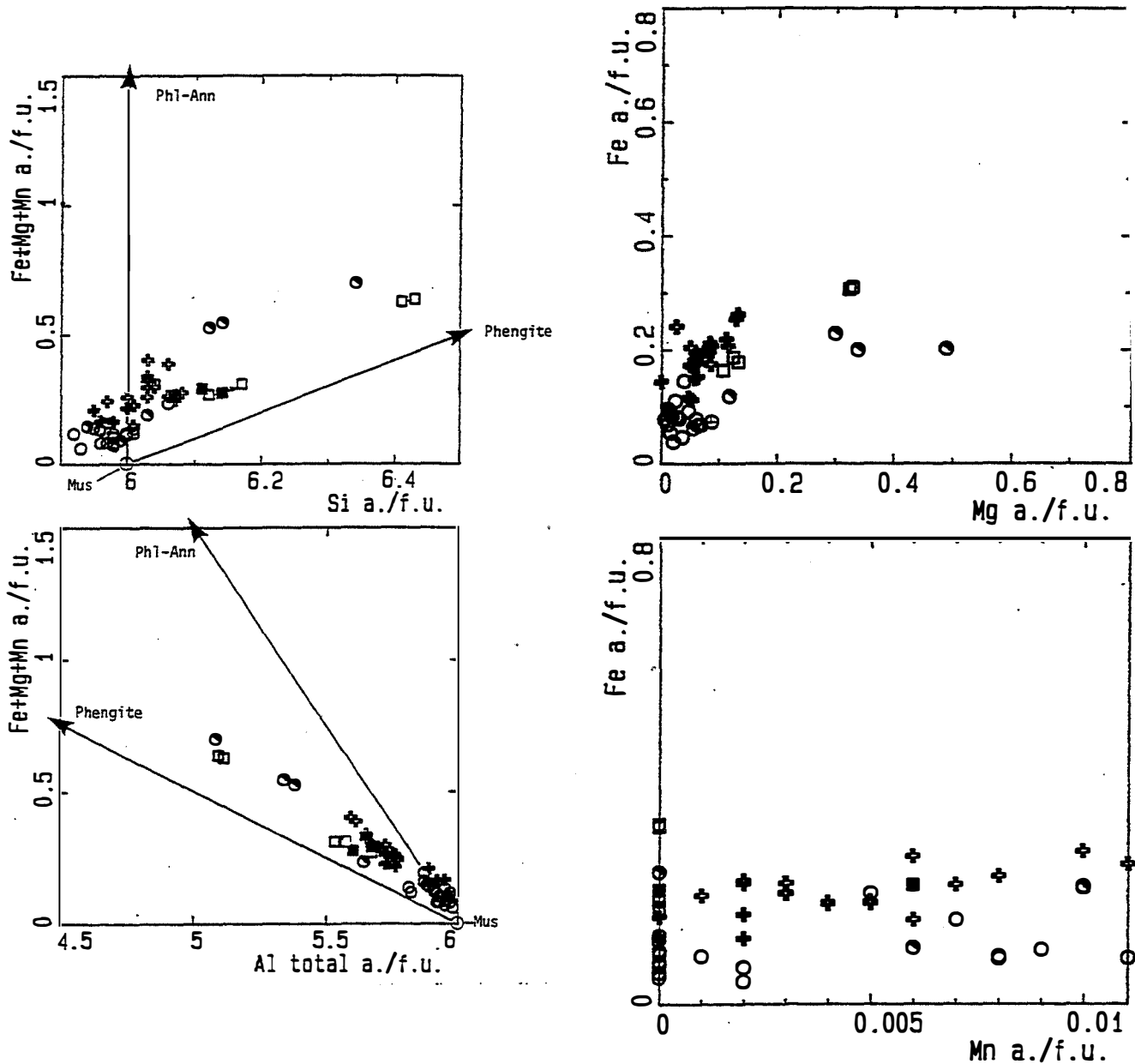


Figure V-29 : Substitutions dans les muscovites des granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto et dans les muscovites des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso. Les joints Muscovite-Phengite et Muscovite-Phlogopite, Annite sont indiqués.

Symboles:

Stocks de granite fin intra-batholite de Celorico de Basto

Gfin.La, stock de *Lameira* (biotite dominante et muscovite de type 1); Gfin.Qm: stock de *Quintela do Monte* (biotite dominante et muscovite de type 1 et 2).

Secteur Seixoso

Stock de Outeiro: Oute.rBi: *granite fin à tourmaline, muscovite (type 2) et reliques de biotite chloritisée*; Oute: *granite fin à muscovite (type 2) et tourmaline ou à muscovite seule*.

Aplopegmatites de Seixoso: cercles blancs: *muscovites subautomorphes à automorphes disséminées, parfois observé en inclusion dans le quartz primaire*. cercles blancs et noirs: *grandes plages de muscovite en flaqes*.

■ Gfin.La □ Gfin.Gm + Oute.rBi + Oute ○ APsei

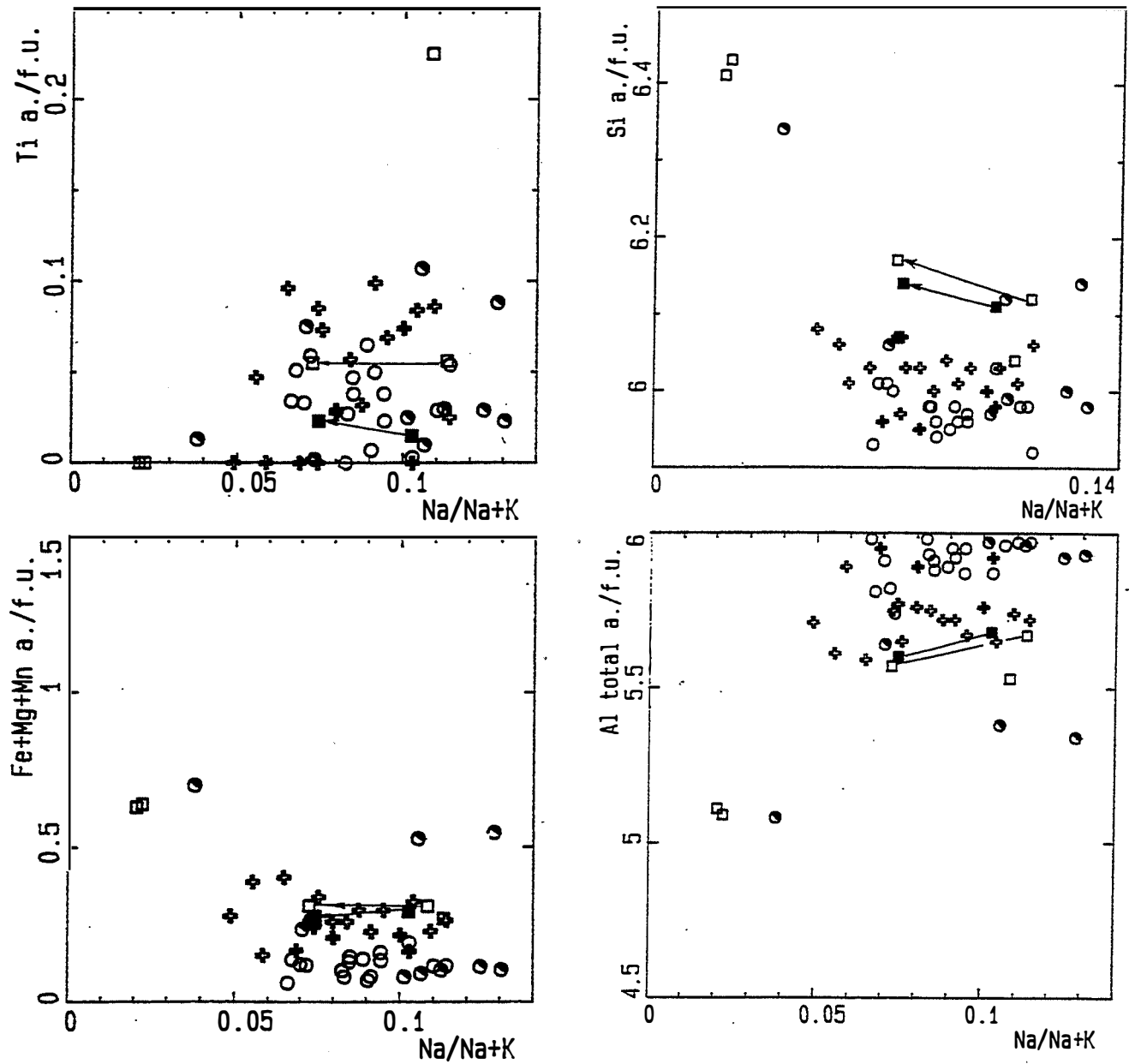


Figure V-30 : Variations de Ti, Si, R^{2+} , Al_{total} en fonction de Na/Na+K (fraction de paragonite) pour les muscovites des granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto et dans les muscovites des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées du secteur de Seixoso. Mêmes symboles que dans la figure précédente.

Dans les diagrammes R^{2+} versus Si et R^{2+} versus Al (Fig. V-27) ont été reportés les vecteurs correspondant aux substitutions phengitique (2) et biotitique (1) ainsi que la position du pôle pur Muscovite (Mus).

Le diagramme R^{2+} versus Si montre un excès de R^{2+} par rapport à la substitution phengitique qui suggère qu'une quantité constante et mineure de R^{2+} est introduite suivant la substitution (1). On doit cependant remarquer que cet excès de R^{2+} par rapport à la substitution phengitique peut être lié à la qualité du dosage de Si. On remarquera que dans le diagramme R^{2+} versus Al_{total} les droites de corrélation définies par les muscovites des groupes 1 et 2 ont pour origine le pôle muscovite (Mus). Le décalage observé dans le diagramme R^{2+} versus Si suggère que Si est peut-être légèrement sous-dosé.

Il n'existe pas de différence de composition entre les muscovites du type 1 et les muscovites du type 2 dans les apogranites. Pour ces deux types de muscovite on observe une corrélation couplée entre R^{2+} et Si et entre R^{2+} et Al_{total} . Elle est positive et de pente 3.5 dans le diagramme R^{2+} versus Si et négative et de pente 1 dans le diagramme R^{2+} versus Al_{total} . Seule la bordure d'une muscovite en flaque a une composition comparable aux muscovites en flaques des autres faciès du stock de Seixoso.

Dans ces deux diagrammes, les points représentatifs des muscovites des apogranites définissent une droite dont la pente est intermédiaire entre celle des vecteurs correspondants aux substitutions (1) et (2) ce qui suggère que Mg, Fe^{2+} et Mn sont introduits suivant ces deux substitutions et que les proportions relatives de ces deux substitutions restent constantes.

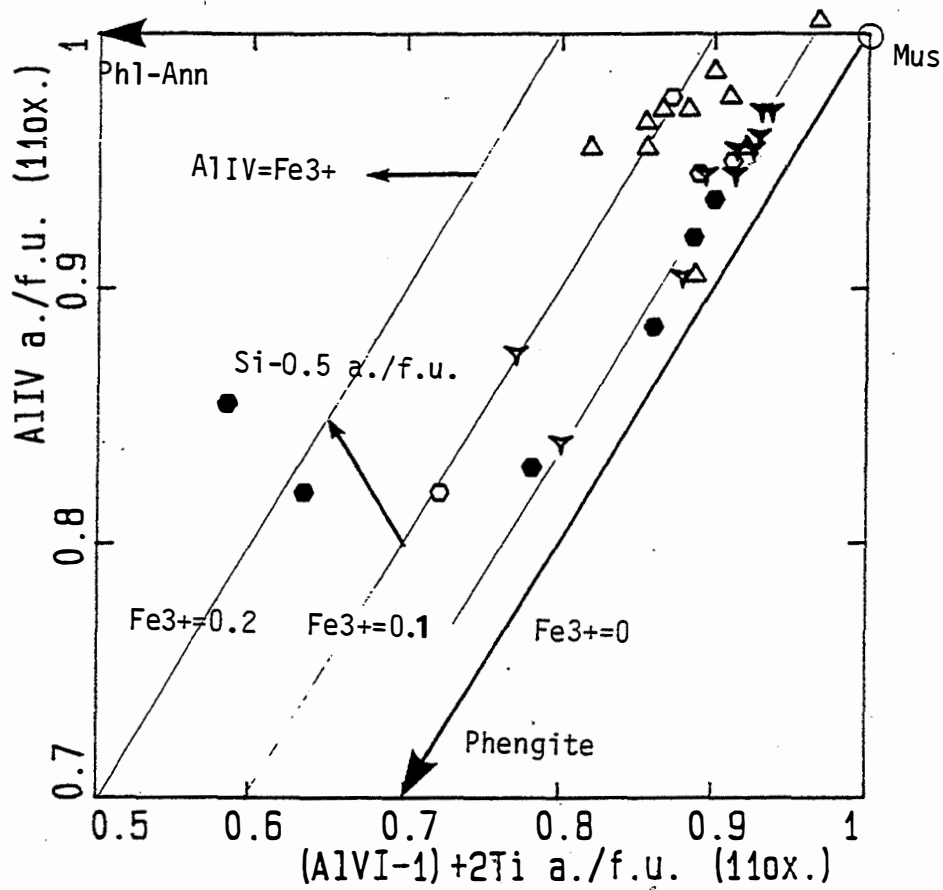
Les muscovites des stocks de granite fin peralumineux de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm) montrent une corrélation couplée entre R^{2+} et Si (positive et de pente 1) et entre R^{2+} et Al_{total} (négative et de pente 0.5) (Fig. V-29). Comme pour les muscovites du stock de Seixoso, l'essentiel de Fe, Mg, Mn est introduit dans ces muscovites suivant la substitution phengitique.

Comme pour les muscovites du stock de Seixoso, on observe un excès de R^{2+} par rapport à la substitution phengitique et un décalage par rapport pôle Muscovite (Mus) dans le diagramme R^{2+} versus Si.

Les muscovites du stock de Outeiro sont nettement moins substituées que les muscovites des stocks de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm). La corrélation positive dans le diagramme R^{2+} versus Si et négative dans le diagramme R^{2+} versus Al_{total} indique une dominance de la substitution phengitique (Fig. V-29). L'excès de R^{2+} par rapport à la substitution phengitique (diagramme R^{2+} versus Si) est nettement plus important que pour les muscovites des stocks de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm) et ne peut, de ce fait, être entièrement attribué à un sous-dosage de Si : une quantité constante de R^{2+} est introduite suivant la substitution dioctaédrique-trioctaédrique (substitution (1)).

L'essentiel des muscovites des aplopegmatites de Seixoso ont une composition proche de celle du pôle pur Muscovite (Mus). Cependant quelques muscovites en flaques sont aussi substituées que les muscovites des stocks de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm). Pour ces muscovites, le rôle joué par la substitution phengitique est évident, mais l'excès de R^{2+} par rapport à cette substitution est comparable à celui des muscovites du stock de Outeiro.

▼Seix.Bi ▼Seix.rBi ●Seix.gr ○Seix.hyd △Seix.apo



Gfin.La □Gfin.Qm +Oute.rBi +Oute ○APsei

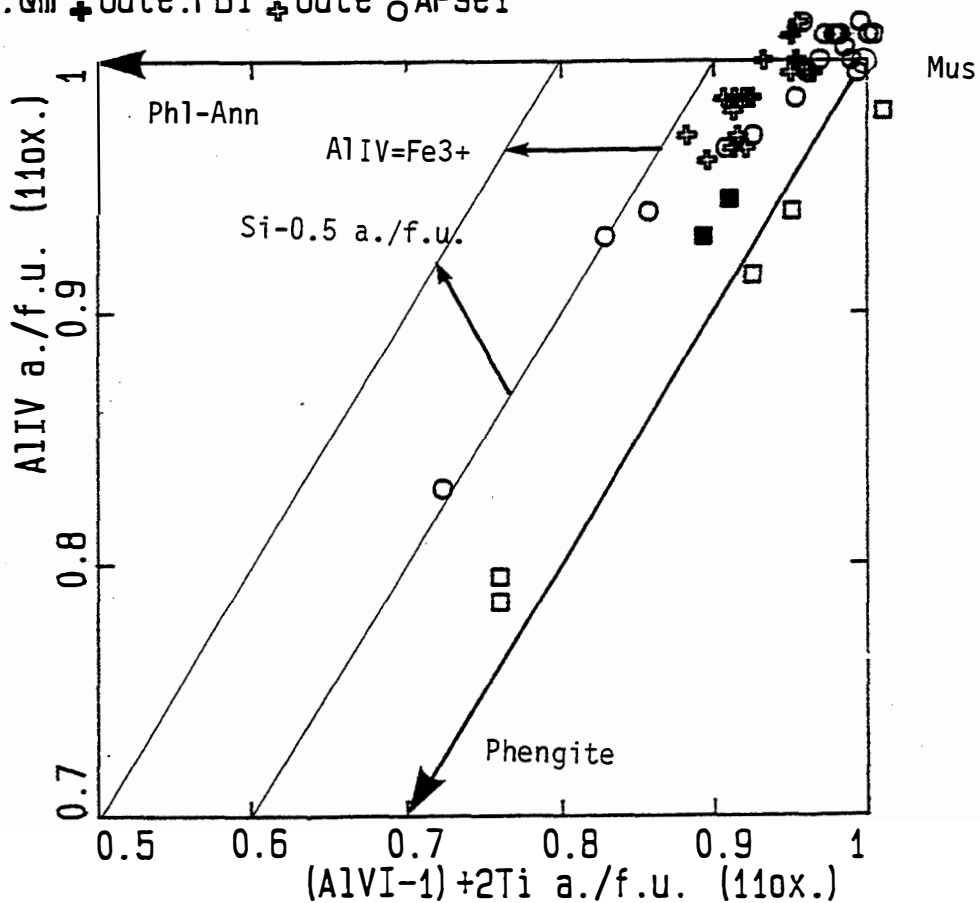


Figure V-31 : Estimation de Fe³⁺ dans les muscovites des granites peralumineux et dans les muscovites des aplopegmatites associées à l'aide du diagramme Al_{IV} versus (Al_{VI}-1)+2Ti de Cathelineau (1981). L'effet Le vecteur de la substitution de Al_{VI} par Fe³⁺ et l'effet d'un éventuel sous-dosage de Si sont indiqués. Les joints Muscovite-Phengite et Muscovite-Phlogopite, Annite sont indiqués.

4-4 Estimation du rapport $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ des muscovites

Lorsque les cations divalents sont introduits dans la muscovite suivant la substitution phengitique, Al_{IV} et Al_{VI} sont corrélés positivement (pente 1). Dans le diagramme Al_{IV} versus $(Al_{VI}-1)+2Ti$ de Cathelineau (1981) (Fig. V-31), les muscovites du stock de Seixoso pour lesquelles la substitution phengitique est le mode principal d'introduction des cations divalents (on exclut les muscovites des apogranites et les bordures des muscovites en flaqes des granites greiséisés (Seix.gr)) se placent entre les pôles purs Muscovite et Céladonite mais légèrement à gauche de la droite $Al_{IV}=Al_{VI}-1+2Ti$ (léger déficit en Al_{VI}). Cet écart peut être lié à un léger sous-dosage de Si, ou à l'introduction supplémentaire de cations divalents suivant la substitution dioctaédrique-trioctaédrique (comme le suggère l'écart plus important pour les muscovites des apogranites pour lesquelles cette substitution a un rôle important) ou encore à la substitution de Al_{VI} par Fe^{3+} . Sur le diagramme Al_{IV} versus $(Al_{VI}-1)+2Ti$ ont été reportées les droites de pente 1 correspondant à des quantités de Fe^{3+} (en atome par formule unitaire pour 11 oxygènes) croissantes. Fe_{total} est relativement constant (environ 0.07 a./f.u. calculé pour 11 oxygènes) pour ces muscovites, le rapport $Fe^{3+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ serait donc de 0.43. En fait si l'on tient compte du sous-dosage de Si et/ou de l'introduction de cations divalents suivant la substitution dioctaédrique-trioctaédrique (voir diagramme R^{2+} versus Si) dans les muscovites du stock de Seixoso la quantité de Fe^{3+} estimé par ce diagramme est probablement très surévaluée.

Le décalage vers des valeurs trop faibles de Si par rapport au pôle Muscovite pour certaines muscovites du stock de Outeiro ou des aplopegmatites de Seixoso montre que le sous-dosage de Si est probablement réel. Pour les muscovites de Outeiro le décalage par rapport à la droite $Al_{IV}=Al_{VI}-1+2Ti$ est relativement faible si l'on tient compte des teneurs en fer relativement importantes. Dans ces muscovites, l'essentiel du fer est probablement sous la forme Fe^{2+} .

La position des muscovites des aplopegmatites de Seixoso dont les teneurs en R^{2+} sont modérées et pour lesquelles le rôle joué par la substitution dioctaédrique-trioctaédrique est faible (on exclut donc les muscovites dont la composition est proche de celle du pôle pur Muscovite et les muscovites en flaqes riches en R^{2+}) suggère là aussi que l'essentiel du fer est sous sa forme réduite.

Les cations divalents sont introduits dans les muscovites des stock de granite fin peralumineux de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm) suivant la substitution phengitique. La position de ces muscovites dans le diagramme Al_{IV} versus $(Al_{VI}-1)+2Ti$ de Cathelineau (1981) montrent que l'essentiel du fer est sous sa forme réduite.

4-5 Zonations des muscovites

De toutes les muscovites analysées, les muscovites en flaqes des granites fins peralumineux du stock de Seixoso sont celles qui présentent les zonations coeur-bordure les plus importantes (Fig. V-28). Cependant, les muscovites en flaqes des apogranites du stock de Seixoso (Seix.apo) constituent une exception notable puisqu'elles se caractérisent par l'absence de zonation.

Dans les muscovites (type 1) des granites à biotite dominante (Seix.Bi) prélevés dans les zones profondes du stock de Seixoso, les zonations coeur-bordure des muscovites du type 1 sont faibles. Si et R^{2+} (Fe est stable mais Mg augmente) augmentent du coeur vers la bordure des cristaux alors que Al_{total} diminue. Ti est peu variable à l'intérieur de chaque

cristal. Les muscovites de ce faciès ne montrent pas de zonation pour K et Na mais on observe une anticorrélation entre ces deux éléments pour l'ensemble des analyses de muscovite de ce faciès.

Ce sont les muscovites en flaques (muscovite de type 2) des granites initialement à biotite dominante mais modérément albitisés et greiséisés (Seix.rBi) ou fortement greiséisés (Seix.gr) qui présentent les zonations les plus importantes. Les zonations en R^{2+} , Al_{total} , Si sont du même type que celles des muscovites des granites à biotite dominante mais l'augmentation de R^{2+} est due à une augmentation de Mg et de Fe. Ti baisse nettement du coeur vers la bordure des cristaux. Na diminue corrélativement à une hausse de K.

Les muscovites en flaques (muscovite de type 2) des granites initialement à biotite dominante mais fortement albitisés et greiséisés (Seix.hyd) se caractérisent par des zonations coeur-bordure peu marquées. Une muscovite qui s'est développée au dépens d'un feldspath potassique a une composition chimique qui se rapproche de celle des bordures des muscovites des granites fortement greiséisés par ses teneurs élevées en R^{2+} , Si et par ses teneurs faibles en Al.

Les muscovites des stocks de granite fin intra-batholite de Celorico de Basto (stocks de Lameira, Gfin.La; stock de Quintela do Monte, Gfin.Qm) ont des zonations coeur-bordure assez faibles mais du même type que celles des muscovites des granites du stock de Seixoso (Fig. V-30). La composition de ces muscovites est assez variable et comparable à celle des muscovites secondaires (muscovites en flaques) du stock de Seixoso.

Les zonations coeur-bordure des muscovites du stock de Outeiro sont très faibles à nulles. Cette absence de zonation caractérise aussi les muscovites des aplites de Seixoso malgré une variabilité de composition (d'une muscovite à l'autre) relativement importante.

4-6 Origine essentiellement secondaire de la muscovite dans les granites fins peralumineux et dans les aplites associées

Le problème de l'origine magmatique de la muscovite dans les granites a été l'objet de nombreuses controverses. Actuellement, la cristallisation à un stade magmatique est largement admise pour les muscovites automorphes et riches en titane de certains granites peralumineux (Speer et al., 1980; Miller et al., 1981; Monier et al., 1984; Monier, 1985) et pour les muscovites de certaines rhyolites peralumineuses dont l'éruption a été rapide (Pichavant, 1983; Valencia Herrera et al., 1983; Noble et al., 1984). L'intersection du domaine de stabilité de la muscovite avec les courbes de fusion des granites indique que la muscovite ne peut cristalliser dans un magma granitique que si la pression d'eau est supérieure à 3kbar (Evans, 1965; Chatterjee et Johannes, 1974). Cependant, les données expérimentales de Pichavant (1981) dans le système haplogranitique indiquent que le bore abaisse sensiblement la température du solidus des magmas granitiques tout en ne modifiant pas le domaine de stabilité de la muscovite qui peut alors être stable en présence d'un magma à une pression d'eau de 2kbars. La présence de fluor stabilise les solutions solides de la muscovite à plus haute température (Monier, 1985) tout en diminuant la température du solidus des magmas granitiques et peut donc contribuer à stabiliser la muscovite en présence de magma à des pressions inférieures à 3kbars.

La pression qui régnait lors de la mise en place des granites fins peralumineux était au maximum de 2kbars. Cette faible pression suggère que la muscovite est essentiellement secondaire, en particulier dans les termes les moins évolués (du type granite à biotite

● Gabbro ▽ Dio1 ▽ Dio2 + Gdio.mel ● Gdio.int + Gdio.leu
 ○ G2 ▲ Gfin.Ca ■ Gfin.La □ Gfin.Qm
 ▼ Seix.Bi ▼ Seix.rBi ● Seix.gr ○ Seix.hyd △ Seix.apo
 + Oute.rBi + Oute ○ APsei

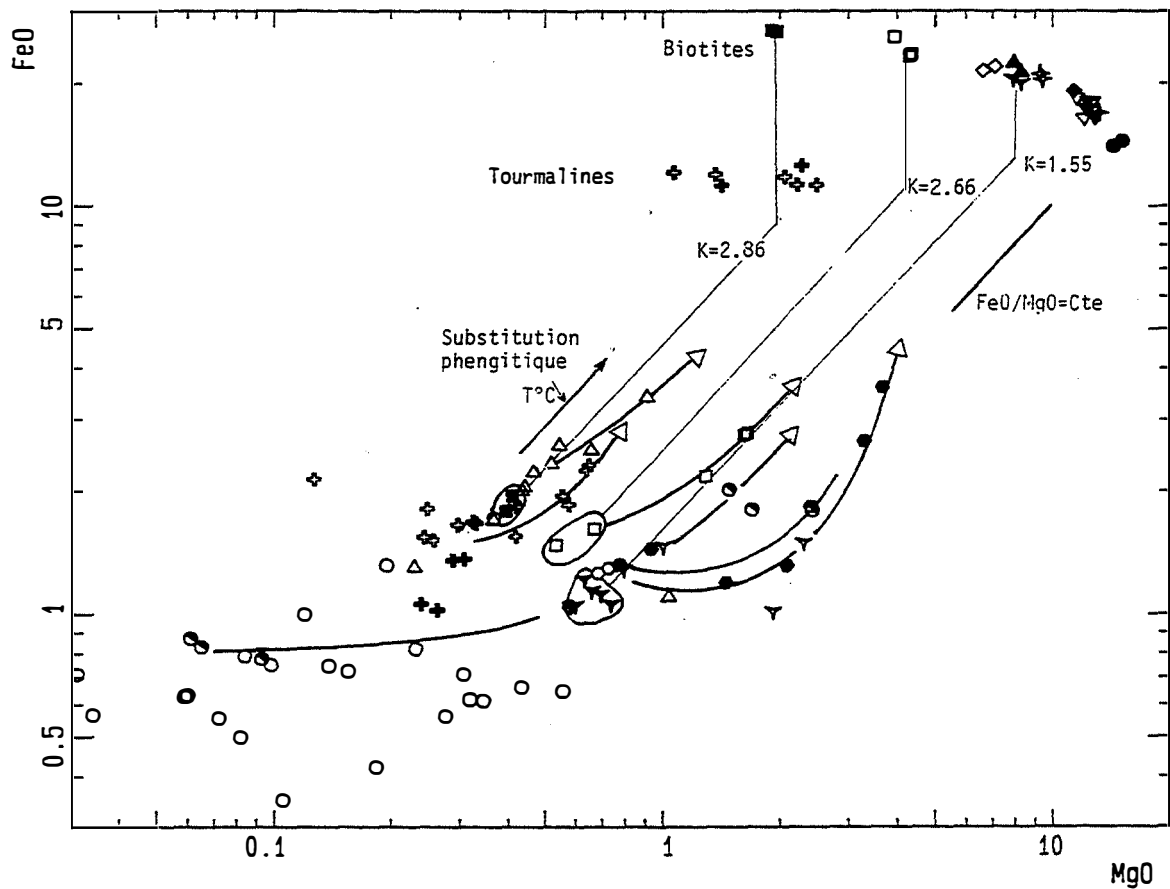


Figure V-32 : Les biotites, les muscovites et les tourmalines des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto dans le diagramme $\log(\text{FeO})$ versus $\log(\text{MgO})$.

Granitoïdes du groupe 1 (granodiorites et leurs enclaves): Gabbro, *enclaves de gabbronorite*; Dio1: *enclaves de leucodiorite*; Dio2: *enclaves de diorite*; Gdio.mel: *granodiorites mélanocrates*, Gdio.int: *granodiorites intermédiaires*; Gdio.leu: *granodiorites leucocrates*.

Granitoïdes du groupe 2: *granite porphyroïde modérément peralumineux G2*.

Granitoïdes du Groupe 3:

- stocks de granite fin intra-batholite de Celorico de Basto: Gfin.Ca, *stock de Carvalho*; Gfin.La, *stock de Lameira*; Gfin.Qm, *stock de Quintela do Monte*.

- stocks de granite fin péri-batholite de Celorico de Basto (secteur Seixoso): Seix: *stock de Seixoso*. Oute: *stock de Outeiro (granite à relique de biotite, muscovite et tourmaline)*.

Aplopegmatites de Seixoso (APsei): cercles blancs: *muscovites subautomorphes en inclusion dans le quartz primaire*. cercles blancs et noirs: *muscovite en flaques*.

dominante de Seixoso) des granites fins peralumineux : la température de leur solidus était au minimum celle du système haplogranitique.

Des critères texturaux ont été proposés pour distinguer la muscovite magmatique de la muscovite secondaire : automorphisme, taille comparable à celle des autres minéraux et absence de contacts de type réactionnel avec ces derniers. Une abondance relativement constante de la muscovite et l'absence d'altération dans les granites hôtes ont aussi été utilisés comme arguments en faveur d'une origine magmatique de la muscovite. Les muscovites des granites fins peralumineux ne possèdent pratiquement aucune des caractéristiques des muscovites considérées comme primaires d'après ces critères. On remarque l'absence de petites muscovites automorphes en inclusion dans le quartz comme ce qui est observé pour la biotite. La muscovite est absente dans certains granites fins peralumineux non altérés (G_{fin}.Ca) alors qu'elle est systématiquement présente dans les granites fins peralumineux plus ou moins altérés mais identiques du point de vue textural, minéralogique et chimique.

La muscovite en plaques abondante dans les granites fins greiséisés est sans aucun doute secondaire. L'origine de la muscovite de type 1 est un peu plus problématique mais l'ensemble des observations plaident plutôt en faveur d'une origine essentiellement secondaire.

Plusieurs critères liés à la composition de la muscovite peuvent être utilisés pour estimer la température de cristallisation de la muscovite :

- mode d'introduction des cations divalents ($R^{2+} = Mg + Fe^{2+} + Mn$) ;
- teneurs en TiO_2 ;
- valeur de la fraction de paragonite ($X_{Na} = Na / (Na + K)$) ;
- évolution comparée du rapport Fe/Mg des muscovites et des granites hôtes et de leurs biotites.

Le domaine de solution solide de la muscovite est étendu à basse température en raison du rôle important joué par les substitutions phengitiques (Velde, 1965; 1967; Monier, 1985) et di-trioctaédrique (Monier, 1985).

L'augmentation de la température conduit à une diminution de l'étendue du domaine de solution solide de la muscovite pour plusieurs raisons :

- le rôle joué par la substitution phengitique est de plus en plus faible. Le taux de la substitution phengitique dans la muscovite est pratiquement nul au dessus de 600°C pour une pression comprise entre 2 et 5Kb (Velde, 1965; 1967) ;

- pour les micas dioctaédriques et trioctaédriques, à P_{H_2O} fixée, les compositions les plus stables à haute température sont celles correspondant au joint Mus,Phl-Ann (couche tétraédrique de composition $[Si_3Al]$) mais il n'y a pas de compositions appartenant à ce joint stable à plus haute température que le pôle muscovite lui-même (Monier, 1985).

L'augmentation des teneurs en Ti des biotites lorsqu'elles coexistent avec l'ilménite ou le rutile à degré de métamorphisme croissant indique que ces minéraux jouent le rôle de tampon pour Ti : le potentiel de Ti est fixé à saturation par l'ilménite ou le rutile (Guidotti et al., 1977; Guidotti, 1978). La richesse en TiO_2 des muscovites primaires de certains granites à deux micas (Miller et al., 1981; Monier et al., 1984; 1985) suggère que l'ilménite ou le rutile jouent le même rôle de tampon en présence d'un magma. Ti est inerte lors de l'albitisation et la greiséisation des granites fins peralumineux (groupe 3). Dans tous les cas, l'ilménite ou le rutile dans les granites fortement altérés sont présents. On peut donc considérer que les muscovites analysées sont saturées en Ti et que les différences de teneurs

en Ti ne dépendent que de la température de cristallisation. La baisse systématique des teneurs en Ti du coeur vers la bordure des muscovites de tous les faciès étudiés est cohérente avec une baisse de la température au cours de la cristallisation des muscovites. Dans les aplopegmatites, l'ilménite et le rutile sont absents. Les muscovites ne sont donc pas saturées en Ti.

La fraction de paragonite ($X_{Na} = Na / (Na + K)$) dans les micas sans Fe, Mg, Mn (système muscovite-paragonite) est tamponnée par l'association albite-microcline (ou perthite) présente dans tous les faciès étudiés. X_{Na} ne dépend pas de la pression entre 1 et 2 kb mais augmente avec la température (Pascal, 1984) : X_{Na} vaut 0.09 à 400°C, 0.14 à 500°C et 0.18 à 600°C. La présence de cations divalents dans les muscovites analysées incite à la prudence. En effet, Monier (1985) indique que la décroissance de X_{Na} pourrait être liée à l'influence de l'introduction de Fe, Mg et Mn sur la structure (en particulier taille du site interfoliaire). Cet effet est probablement important puisque en se basant sur la fraction de paragonite, des muscovites considérées comme magmatiques dans certains leucogranites (voir par exemple le travail de Monier et al. (1984) sur les leucogranites du Massif Central français) auraient des températures de cristallisation d'environ 400°C si l'on ne tient pas compte de la présence de Fe, Mg, et Mn. La fraction de paragonite des muscovites ne peut donc être utilisée que pour les muscovites dont la composition se rapproche de celle du pôle pur Muscovite. On peut toutefois se servir des variations relatives de la fraction de paragonite pour des muscovites à contenu en Fe + Mg + Mn comparable.

Dans le diagramme bilogarithmique FeO versus MgO (Fig. V-32) les points représentatifs des biotites de l'ensemble des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (granodiorites et leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques, granite modérément peralumineux G2, granites fins peralumineux) définissent une courbe d'évolution unique. Le rapport Fe/Mg des biotites augmente (substitution continue de Mg par Fe) parallèlement à une augmentation du rapport Fe/Mg des granitoïdes.

Les muscovites de type 1 des granites à biotite dominante du stock de Seixoso (zones profondes du stock) ont une composition peu variable. Au contraire les muscovites en flaques de ces mêmes granites mais plus ou moins altérés ont une composition très variable. Les muscovites en flaques les moins substitués ont une composition proche de celle des muscovites de type 1, mais à taux de substitution phengitique croissant (Fe + Mg croissant), c'est-à-dire à température de cristallisation décroissante, le rapport Fe/Mg des muscovites en flaques augmentent. Ceci pourrait être dû au fait que le coefficient de distribution $K_D = X_{Fe}(\text{biotite}) / X_{Fe}(\text{muscovite})$ varie avec la température mais ceci est en contradiction avec le travail de Monier (1985) qui montre que celui-ci ne dépend pratiquement pas de la température et de la composition du milieu de cristallisation. Une autre explication plus probable est que la plupart de ces muscovites ne sont pas en équilibre avec les biotites avec lesquelles elles coexistent à cause d'une température de cristallisation très basse ce qui suggèrent qu'elles sont secondaires.

Le même type d'évolution peut être distingué dans le cas des muscovites du granite de Quintela do Monte (Gfin.Qm) et dans le cas des muscovites du granite à tourmaline de Outeiro dans lequel les reliques de biotite sont extrêmement rares. Dans ce dernier cas, le $K_D = (Fe/Mg)_{\text{tourmaline}} / (Fe/Mg)_{\text{muscovite}}$ de couples muscovite-tourmaline est toujours voisin de 1 ce qui indique qu'un équilibre s'est instauré entre ces deux minéraux en ce qui concerne l'échange entre Fe et Mg.

Dans le granite de Lameira (Gfin.La), seule la muscovite de type 1 est présente : sa composition semble peu variable. Dans les apogranites toujours albitisés et greisénisés, il n'existe pas de différence de composition entre les muscovites de type 1 qui coexiste avec des biotites fortement chloritisées et les muscovites en plaques (muscovite de type 2). Le rapport Fe/Mg de l'ensemble de ces muscovites est peu variable, à peine observe-t-on une décroissance de ce rapport dans les muscovites les plus substituées.

En ne tenant compte que des muscovites les moins substituées de chaque faciès, qui a priori cristallisent aux températures les plus élevées, on observe une augmentation du rapport Fe/Mg des muscovites parallèlement à celui des granites hôtes. Cette évolution dessinée par ces muscovites est beaucoup plus accentuée que celle définie par les biotites. Le rapport $(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{biotite}}/(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{granite}}$ est toujours très voisin de 1 dans les granites fins peralumineux ce qui est normal puisque la biotite est le principal ou le seul minéral ferromagnésien. Le rapport $(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{biotite}}/(\text{FeO}/\text{MgO})_{\text{muscovite}} = K_D$ est très voisin de 2.7 à 2.8 pour les couples biotite-muscovite 1 des granites fins de Quintela do Monte (Gfin.Qm) et de Lameira (Gfin.La) mais très différent de celui des couples biotite-muscovite 1 dans les granites à biotite dominante du stock de Seixoso ($K_D = 1.5$). Ceci montre que s'il y a eu équilibre entre biotite et muscovite de type 1, celui-ci s'est produit dans des conditions très différentes suivant les granites ce qui ne plaide pas en faveur d'une origine commune (magmatique par exemple) pour ces muscovites.

La composition des muscovites des aplopegmatites est très variable. Comme pour les muscovites en plaques des granites, l'augmentation de Fe+Mg est accompagnée d'une baisse du rapport Fe/Mg des muscovites. La composition de certaines muscovites en plaques des aplopegmatites est d'ailleurs très proche de celle des muscovites en plaques des granites.

Les baisses de XNa et de Ti corrélées à une augmentation du taux de la substitution phengitique pour la plupart des muscovites des granites plus ou moins altérés du stock de Seixoso sont cohérentes avec une température de cristallisation diminuant au cours du temps.

Dans les muscovites des granites à biotite dominante du stock de Seixoso (zones profondes du stock), Fe+Mg+Mn sont introduits suivant les substitutions biotitique et phengitique, mais en faible quantité: le taux de la substitution phengitique est faible. La fraction de paragonite (7 à 10% de paragonite) est comparable à celle des muscovites magmatiques de certains leucogranites (Monier et al., 1984) Les teneurs en TiO_2 (jusqu'à plus de 1%) sont relativement élevés ce qui indique une température de cristallisation assez élevée. Le rôle faible, mais non négligeable, joué par la substitution phengitique pour ces muscovites indique une température de cristallisation inférieure et probablement voisine de 600°C. Même si l'on admet une température du solidus voisine de celle du système haplogranitique c'est-à-dire 630°C à 2kbars, la cristallisation de la muscovite à un stade magmatique ne semble pas possible.

La plupart des muscovites des apogranites ont des teneurs en Fe+Mg+Mn nettement plus élevées que celle des muscovites des granites à biotite dominante mais ces cations divalents sont introduits suivant la substitution biotitique et suivant la substitution phengitique. La gamme de variation de la fraction de paragonite (7 à 10% de paragonite) de ces muscovites est identique à celle des muscovites des granites à biotite dominante. Les teneurs en TiO_2 sont par contre nettement plus basses (en moyenne) mais peuvent être relativement élevées au coeur des cristaux: TiO_2 diminue fortement du coeur vers la bordure des cristaux. Étant donnée la composition évoluée de ces granites (voir géochimie) et la température probablement basse de leur solidus, un début de cristallisation à un stade

tardi-magmatique ne peut être définitivement exclu pour les muscovites de type 1 de ces granites.

Le taux de la substitution phengitique (principal mode d'introduction des cations divalents pour ces muscovites) est relativement important pour les muscovites en flaqes, en particulier pour les bordures des cristaux, des granites plus ou moins altérés du stock de Seixoso. Ces muscovites ont donc probablement cristallisé à un stade post-magmatique et à une température relativement basse.

L'essentiel des muscovites des aplopegmatites de Seixoso ont une composition proche de celle du pôle pur Muscovite (Mus) ce qui rend difficile l'utilisation des critères basés sur la composition chimique de la muscovite. Leur composition pourrait indiquer des températures de cristallisation relativement élevées. Cette composition proche de celle du pôle pur Muscovite (Mus) peut aussi être liée à la pauvreté en FeO et MgO du milieu de cristallisation. Cependant, le fait que quelques muscovites en flaqes pour lesquelles le rôle joué par la substitution phengitique est évident, soient aussi substitués que les muscovites des stocks de Lameira (Gfin.La) et de Quintela do Monte (Gfin.Qm) suggère que la composition de la roche n'est pas le seul facteur déterminant. Une origine magmatique ne peut donc être écartée à partir des critères basés sur la composition chimique pour les muscovites de type 1. L'existence d'échantillons non altérés dans lesquels la muscovite est absente tend à prouver que l'essentiel de la muscovite des aplopegmatites est secondaire et liée à la greisénisation pervasive qui affecte de manière très irrégulière les aplopegmatites. Cependant, une origine magmatique est possible pour les rares muscovites subautomorphes à automorphes (sections losangiques) à faibles teneurs en fluor (ce qui suggère qu'elles ne sont pas lithinifères), observées en inclusion dans le quartz primaire du GSP.

5 Les minéraux accessoires des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et des adamellites de Lamas de Olo

5-1 Nature et ordre de cristallisation des minéraux accessoires

Dans les adamellites du massif de Lamas de Olo, les minéraux accessoires sont, par ordre d'abondance : l'apatite, le xénotime, le zircon, l'allanite et la monazite dans les adamellites les plus différenciées. On observe très fréquemment la croissance de type épitaxiale d'un minéral accessoire sur un autre ce qui permet de déterminer l'ordre de cristallisation de ces minéraux. Dans les adamellites du massif de Lamas de Olo, l'apatite cristallise précocement, avant ou en même temps que le zircon. Le xénotime cristallise nettement plus tardivement. L'allanite semble cristalliser assez précocement mais sa place dans la séquence de cristallisation n'a pu être déterminée en raison de sa rareté. La monazite est tardive.

Dans les granitoïdes métaalumineux du groupe 1 (granodiorites et leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques), les minéraux accessoires sont, par ordre d'abondance : l'apatite, le zircon, l'allanite et la monazite. La monazite est absente des gabbronorites et ne devient véritablement abondante que dans les granodiorites leucocrates.

Dans le granite modérément peralumineux G2 (groupe et dans les granites fins peralumineux), les minéraux accessoires sont par ordre d'abondance : le zircon, l'apatite et la monazite. L'allanite est absente.

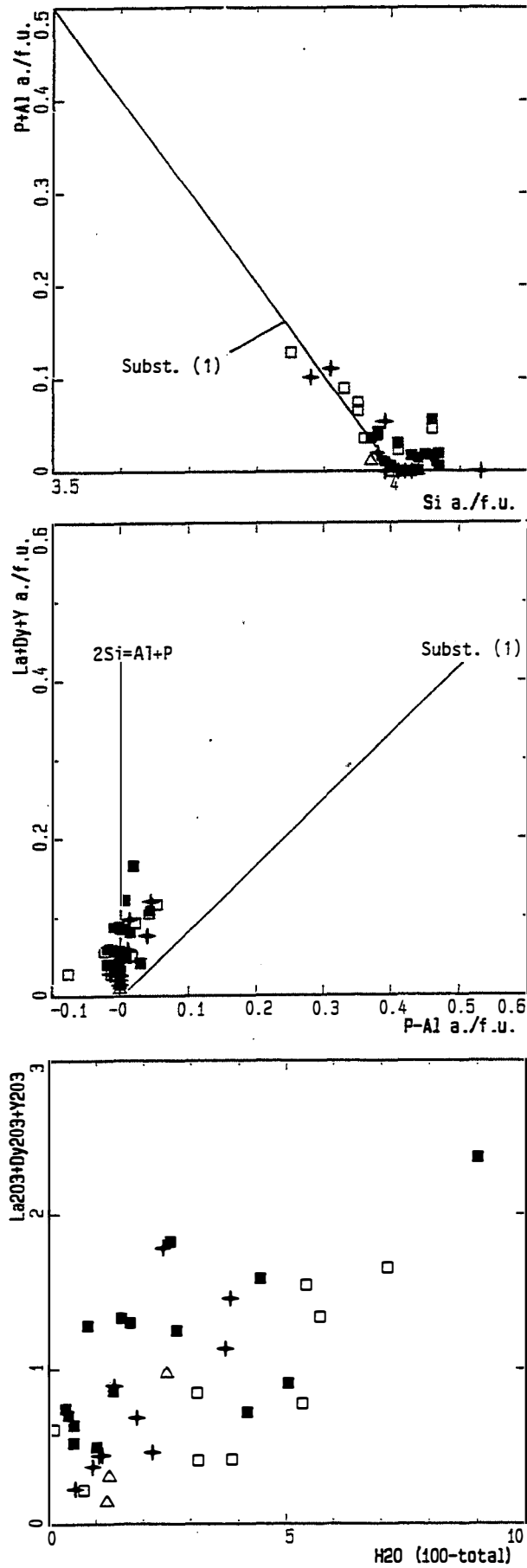


figure V-33 : Substitutions dans les zircons. Exemple des zircons des adamellites Symboles : **LOGmp:** "granodiorite" de alto do Cabeço; **LOGgn:** adamellite porphyroïde à biotite seule; **LOLa:** adamellite leucocrate, apex principal; **LOG1:** adamellite leucocrate, apex satellite.

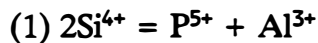
5-2 Les zircons des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto et des adamellites du massif de Lamas de Olo

5-2.1 Cristallogénèse des zircons

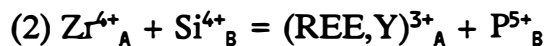
Nous décrivons les zircons de la zone de Celorico de Basto et du massif de Lamas de Olo sur la base de la formule structurale ABO_4 . Les formules structurales des zircons ont été calculées sur la base de 16 oxygènes pour avoir un nombre de décimales suffisant. Le site A est occupé par Zr^{4+} auquel se substituent de façon isomorphe Hf^{4+} (solution solide zircon-hafnion $HfSiO_4$), Th^{4+} , U^{4+} . Des lanthanides (REE^{3+}), Y^{3+} , Ca^{2+} , Fe^{2+} et des alcalins (en traces) viennent en substitution de Zr^{4+} . Le site B est principalement occupé par Si^{4+} auquel se substituent P^{5+} et Al^{3+} .

Les substitutions seront mises en évidence en prenant l'exemple des zircons des adamellites du massif de Lamas de Olo.

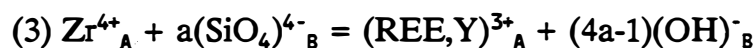
le diagramme [P+Al] versus [Si] (Fig. V-33) montrent que la somme Si+P+Al est constante et égal à 4 (4×1) (le site B est saturé) et que P^{5+} et Al^{3+} se substituent à Si^{4+} . P est essentiellement introduit suivant la substitution berlinité :



Le diagramme [La+Dy+Y] versus [P-Al] (Fig. V-33) montre que les terres rares et Y sont en grande partie introduits indépendamment de P. Cependant on observe une légère augmentation des terres rares et Y avec P ce qui suggère que la substitution couplée (2) peut tout de même jouer un rôle. Cette substitution est liée à l'existence d'une solution solide entre zircon et xénotime :



On peut considérer que le déficit à 100% de l'analyse en poids d'oxydes est une mesure approchée de la teneur maximale en H_2O des zircons. Le diagramme $[La_2O_3 + Dy_2O_3 + Y_2O_3]$ versus $[H_2O \text{ estimée}]$ (Fig. V-33) montre que les teneurs en H_2O augmentent avec les teneurs en REE et Y du zircon (les teneurs en H_2O pouvant atteindre plus de 9% en poids) ce qui indique la substitution (3) proposée par Frondel (1953) et par Caruba et al. (1975) :



5-2.2 Composition des zircons

Les teneurs en La des zircons sont souvent inférieures au seuil de détection de la microsonde. Seuls les zircons riches en REE contiennent La en quantité suffisante pour pouvoir apprécier le fractionnement entre terres rares lourdes et terres rares légères. Les zircons montrent alors un fort enrichissement en terres rares lourdes et en Y. Cette distribution des terres rares est celle généralement observée (Vlasov, 1966; Nagasawa, 1970; Gaudette et al. 1981). Elle est souvent interprétée comme le résultat de la similitude des rayons ioniques de Zr^{4+} , des terres rares lourdes et de Y. Les coefficients expérimentaux de partage entre zircon et liquides peralcalins donnés par Watson (1979) sont, à $T^o = 800^oC$ et $P_{H_2O} = 2kbars$: La, 1.4 à 2.1 ; Sm, 26 à 40 ; Ho, 340 ; Lu, 72 à 126. Ces coefficients de partage

MASSIF = □ CB ▼ LO

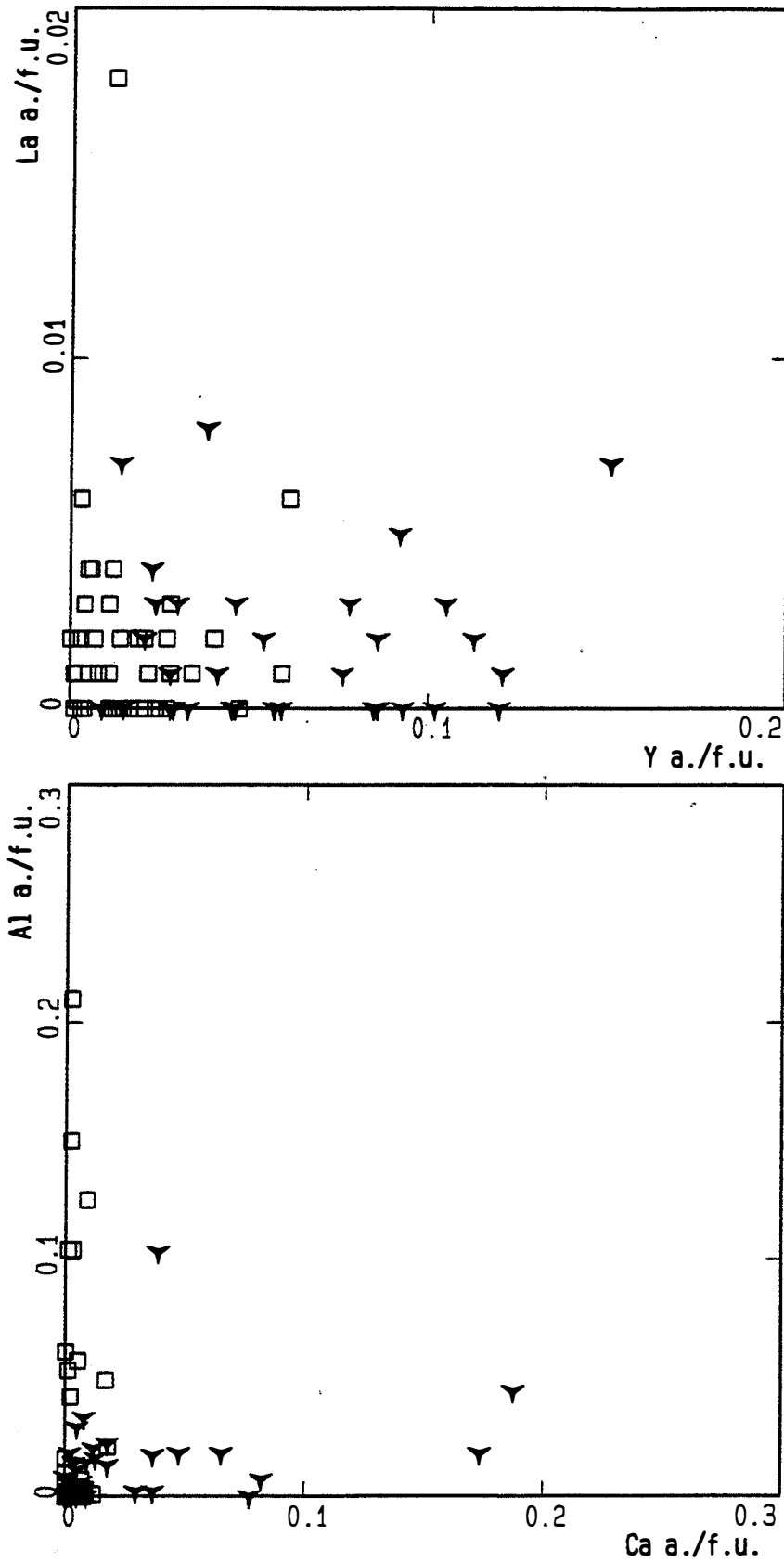


figure V-34 : Comparaison entre les zircons des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto (symbole CB) et les zircons des adamellites de Lamas de Olo (symbole LO) dans les diagrammes La versus Y et Al versus Ca.

expérimentaux sont proches de ceux calculés par Nagasawa (1980) entre zircon et granite et confirment que le zircon concentre préférentiellement les terres rares lourdes.

5-2.3 Zonation des zircons

Les zircons du massif de Lamas de Olo sont très souvent zonés. Les gros individus le sont systématiquement. Les coeurs des zircons ont une composition proche de celle de zircon presque pur mais Hf est toujours présent. Les teneurs en REE et en Y sont alors souvent proche de 0%. Les teneurs en REE et en Y sont maximales en bordure. Les variations en U et en Th sont parfois fortes. Les teneurs en ces éléments augmentent généralement du coeur vers la bordure des zircons mais l'inverse est parfois observé. Les zonations en U et Th n'ont pas la régularité des zonations observées pour les REE et Y et sont plus difficilement interprétables. On observe dans la majorité des cas une augmentation des teneurs en Hf du coeur vers la bordure des zircons. Cette zonation en Hf est normal dans le cas où les adamellites du massif de Lamas de Olo représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée : normalement, la cristallisation du zircon produit une augmentation du rapport Hf/Zr (Raimbault, 1987).

Les zonations des zircons des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sont complexes. Dans les granitoïdes métaalumineux, les zircons se caractérisent par une baisse des teneurs en Y, La du coeur vers la bordure. Hf, Th, U ont le plus souvent le même comportement que Y et La. La baisse de Hf du coeur vers la bordure des cristaux est à l'inverse de ce qui est observé dans les zircons des adamellites du massif de Lamas de Olo.

Les zircons des granites tardifs peralumineux (G2 et granites fins) se caractérisent par un fort enrichissement en La et en Y du coeur vers la bordure tout en gardant un rapport La/Y relativement constant et largement inférieur à 1. On note parfois une baisse des teneurs en La et Y dans la zone la plus externe de certains gros zircons fortement zonés (nourrissage tardif des cristaux?). Les zonations en Th et en U sont le plus souvent du même type que celles en Y et La. Les zonations en Hf sont complexes. On observe, suivant les individus des zonations normales ou inverses (baisse du rapport Hf/Zr).

5-2.4 Comparaison entre les zircons des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto et les zircons des adamellites de Lamas de Olo

Les zircons du massif de Lamas de Olo se distinguent de ceux de la zone de Celorico de Basto par leurs teneurs en Y plus élevées (les teneurs en La sont équivalentes) (Fig. V-34). Ceci est probablement dû à la richesse relative en terres rares lourdes des adamellites de Lamas de Olo comparé aux granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto : cette richesse en terres rares lourdes explique la présence du xénotime dans les adamellites.

Le diagramme Al versus Ca (Fig. V-34) montre clairement que les zircons du massif de Lamas de Olo sont plus calciques que les zircons des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto. Ces derniers sont nettement plus alumineux. Ceci est probablement dû à la différence de chimisme du milieu de cristallisation des zircons. En effet, à teneurs en MgO et SiO₂ et donc à degré d'évolution comparables, les adamellites de Lamas de Olo sont moins alumineuses (caractère légèrement peralumineux), nettement plus calciques et beaucoup moins riches en phosphore que l'ensemble des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto y compris les granites fins peralumineux.

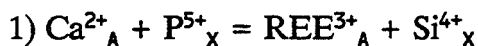
5-3 Les apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

5-3.1 Cristallochimie des apatites

L'apatite est un phosphate dont la formule théorique est $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH},\text{F},\text{Cl})$.

Nous décrivons les apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sur la base de la formule structurale $\text{A}_5(\text{XO}_4)_3\text{Z}$. Le site A est occupé principalement par Ca^{2+} mais aussi par Fe^{2+} et Mn. Des lanthanides (REE^{3+}), Y^{3+} , des alcalins et parfois Sr se substituent à Ca^{2+} dans ce site. Le site X est occupé par P^{5+} et par Si^{4+} en faible quantité. Le site Z est occupé par OH, F et Cl. Les formules structurales des apatites ont donc été calculées sur la base de $26(\text{O},\text{OH},\text{F},\text{Cl})$.

La substitution de Ca^{2+} par les REE^{3+} se fait probablement suivant les substitutions couplées (1) et (2). L'équilibre des charges est assuré par la substitution de P^{5+} par Si^{4+} due à l'existence d'une solution solide entre apatite et ellestadite, ou par la substitution de Ca^{2+} par des alcalins (dans notre cas Na^+) due à l'existence d'une solution solide entre apatite et dehrnite.



5-3.2 Composition des apatites

Les seules terres rares à avoir été analysées sont Ce et Y. Ces éléments n'ont pas été dosés dans les apatites des aplopegmatites où leurs teneurs sont trop faibles. Une estimation du fractionnement des terres rares lourdes (lourdes) par rapport aux terres rares légères (légères) est fourni par la valeur du rapport Y/Ce. Les apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto se répartissent en deux groupes (Fig. V-35):

- *Groupe 1* : Ce groupe comprend les apatites des granitoïdes tardifs métaalumineux du batholite de Celorico de Basto : granodiorites (Gdio.Ca) et leurs enclaves de diorites (Dio1 et Dio2). Les apatites de ce groupe se caractérisent par des teneurs en MnO et Y_2O_3 faibles ($\text{MnO} < 0.1\%$; $\text{Y}_2\text{O}_3 < 0.1\%$), peu variables et par des teneurs en Ce_2O_3 plus variables et pouvant être relativement élevées. En bref, ces apatites montrent des rapports Mn/Fe et Y/Ce variables et toujours largement inférieurs à 1 aux incertitudes analytiques près en ce qui concerne les basses teneurs.

- *Groupe 2* : Ce groupe comprend les apatites des granitoïdes tardifs peralumineux du batholite de Celorico de Basto : granite modérément peralumineux G2, granites fins peralumineux (exemple pris dans l'intrusion de Carvalho : Gfin.Ca) et aplopegmatites associées. La caractéristique principale des apatites de ce groupe est la valeur constante et élevée du rapport Fe/Mn. Les apatites de ce groupe se caractérisent par des teneurs en MnO et Y_2O_3 fortes (ces éléments n'ont pas été dosés dans les apatites des aplopegmatites). Le rapport Y/Ce est peu variable et deux à trois fois plus élevé que celui des apatites des granitoïdes métaalumineux. Il est compris entre 2 et 3 pour les apatites du granite porphyroïde (G2) et entre 1 et 3 pour les apatites des granites fins de l'intrusion de Carvalho (Gfin.Ca). Dans ce dernier cas, cette plus grande variabilité est probablement due à la précision plus faible des analyses de Y et Ce (teneurs plus faibles en ces éléments).

FACIES = ▽Dio1 ▼Dio2 ✦Gdio.in □Gdio.le ◇G2 ●Gfin.Ca ○APsei

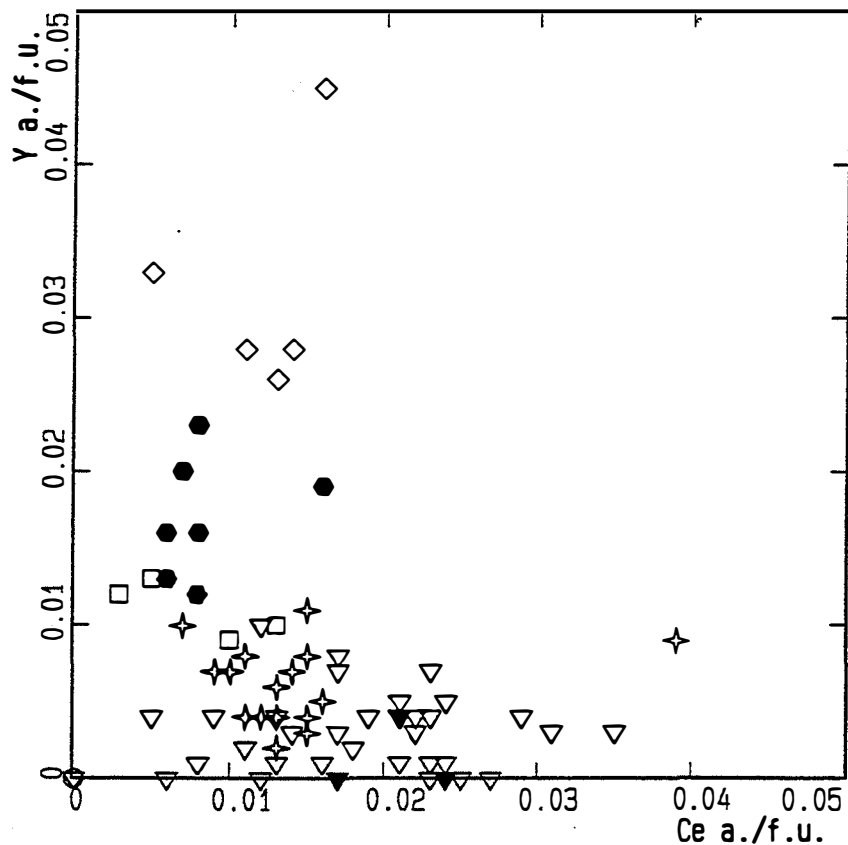
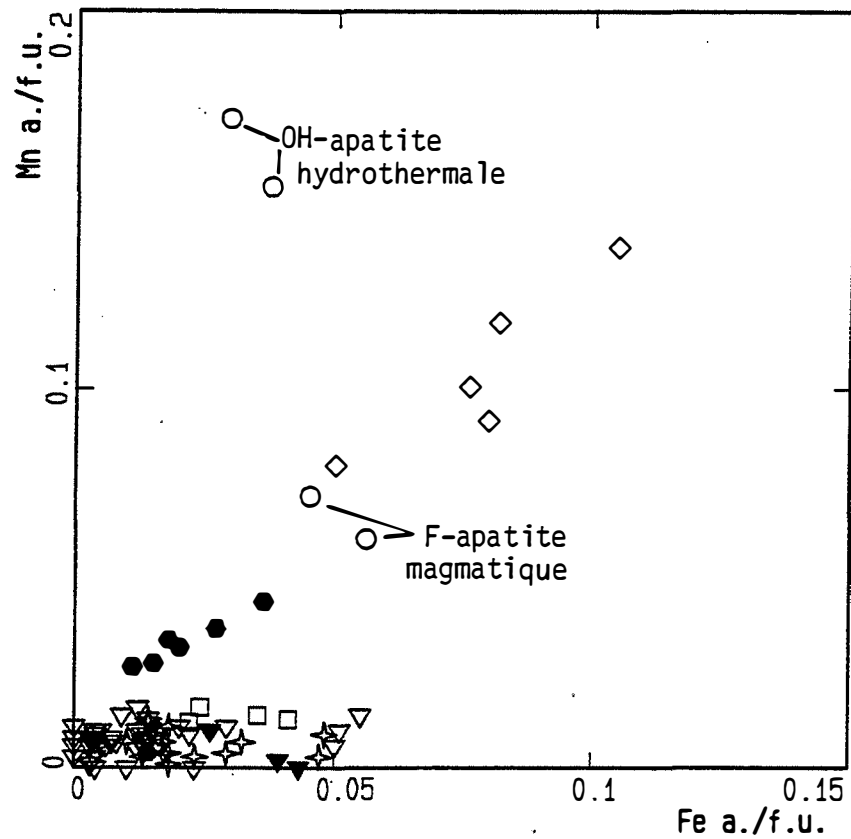


figure V-35 : Les apatites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto dans les diagrammes Mn versus Fe et Y versus Ce.

Symboles

Dio1: *leucodiorite*; Dio2: *diorites mélanocrates*; Gdio.int: *granodiorite intermédiaire*; Gdio.le: *granodiorite leucocrate*; G2: *granite porphyroïde modérément peralumineux G2*; Gfin.Ca: *granite fin peralumineux de Carvalho à biotite dominante, localement à biotite seule*; APsei: *aplopegmatites de Seixoso*.

5-3.3 Evolution de la composition des apatites

Le rapport Mn/Fe (Fig. V-35) sépare de manière remarquable les apatites des granitoïdes tardifs métaalumineux des apatites des granitoïdes tardifs peralumineux. On remarquera que les apatites (fluorapatite) magmatiques des aplopegmatites de Seixoso ont un rapport Mn/Fe identique à celui des apatites des granites tardifs peralumineux et se distinguent très nettement des apatites hydrothermales (hydroxylapatite manganésifère remplissant des microdruses) qui se caractérisent par une richesse en Mn et un rapport Mn/Fe nettement plus élevé.

Dans le but de comparer la composition des apatites à celles des granitoïdes hôtes, on a tracé un certain nombre de diagrammes en portant en ordonnée les teneurs en quelques éléments dans les apatites et en abscisse les teneurs en MgO des roches hôtes.

Les apatites du granite modérément peralumineux G2 se distinguent nettement des apatites des autres granitoïdes tardifs par leurs teneurs (relativement) très élevées en Y. Ce diagramme montre que les teneurs en Y des apatites des granitoïdes métaalumineux augmentent avec la baisse des teneurs en MgO de ces derniers (Fig. V-36). Les apatites du granite fin peralumineux de Carvalho (Gfin.Ca) prolongent cette tendance évolutive dans laquelle les apatites du granite modérément peralumineux G2 ne s'inscrivent pas du tout. On remarquera que les teneurs en Y des apatites sont en partie contrôlées par la composition de la roche hôte : G2 est légèrement plus riche en Y que les granodiorites intermédiaires et leucocrates et deux à trois fois plus riche en Y que les granites fins peralumineux ; mêmes les granites fins en lentilles dans G2 (Gfin.VP) et qui lui sont génétiquement liés sont plus riches en Y que les granites fins peralumineux (voir géochimie).

Le diagramme Mn.apatite versus MgO.roche (Fig. V-36) montre une tendance évolutive unique (augmentation régulière des teneurs en Mn des apatites avec la baisse des teneurs en MgO des roches) depuis les apatites des enclaves dioritiques des granodiorites métaalumineuses jusqu'aux fluorapatites magmatiques des aplopegmatites de Seixoso. Comme pour Y, les apatites de G2 sont complètement en dehors de cette tendance évolutive.

La même chose est montrée par le diagramme Fe.apatite versus MgO.roche mais de manière moins nette.

Les apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sont riches en fluor et pauvres en chlore (Fig. V-36). Les teneurs en chlore des apatites des granitoïdes tardifs métaalumineux chutent depuis les apatites des enclaves de gabbronorites jusqu'aux apatites des granodiorites leucocrates. Les apatites des granites tardifs peralumineux montrent la même évolution. Cependant, les apatites du granite modérément peralumineux G2 et les apatites du granite fin peralumineux de Carvalho (Gfin.Ca) sont plus riches en chlore que les apatites des granodiorites leucocrates : il semble donc exister une légère discontinuité en passant des apatites des granitoïdes métaalumineux aux apatites des granites peralumineux.

Les teneurs en fluor des apatites des granitoïdes tardifs métaalumineux augmentent avec la baisse des teneurs en MgO de ces derniers. Les teneurs en fluor des apatites des granodiorites leucocrates apparaissent d'ailleurs remarquablement élevées. Les teneurs en fluor des apatites baissent en passant du granite modérément peralumineux G2 au granite fin peralumineux de Carvalho (Gfin.Ca) pour augmenter fortement dans les apatites des aplopegmatites de Seixoso dont la composition est celle d'une fluorapatite pratiquement dépourvue de Cl⁻ et de OH⁻.

▼Dio2 +Gdio.in □Gdio.le ◇G2 ●Gfin.Ca ○APsei

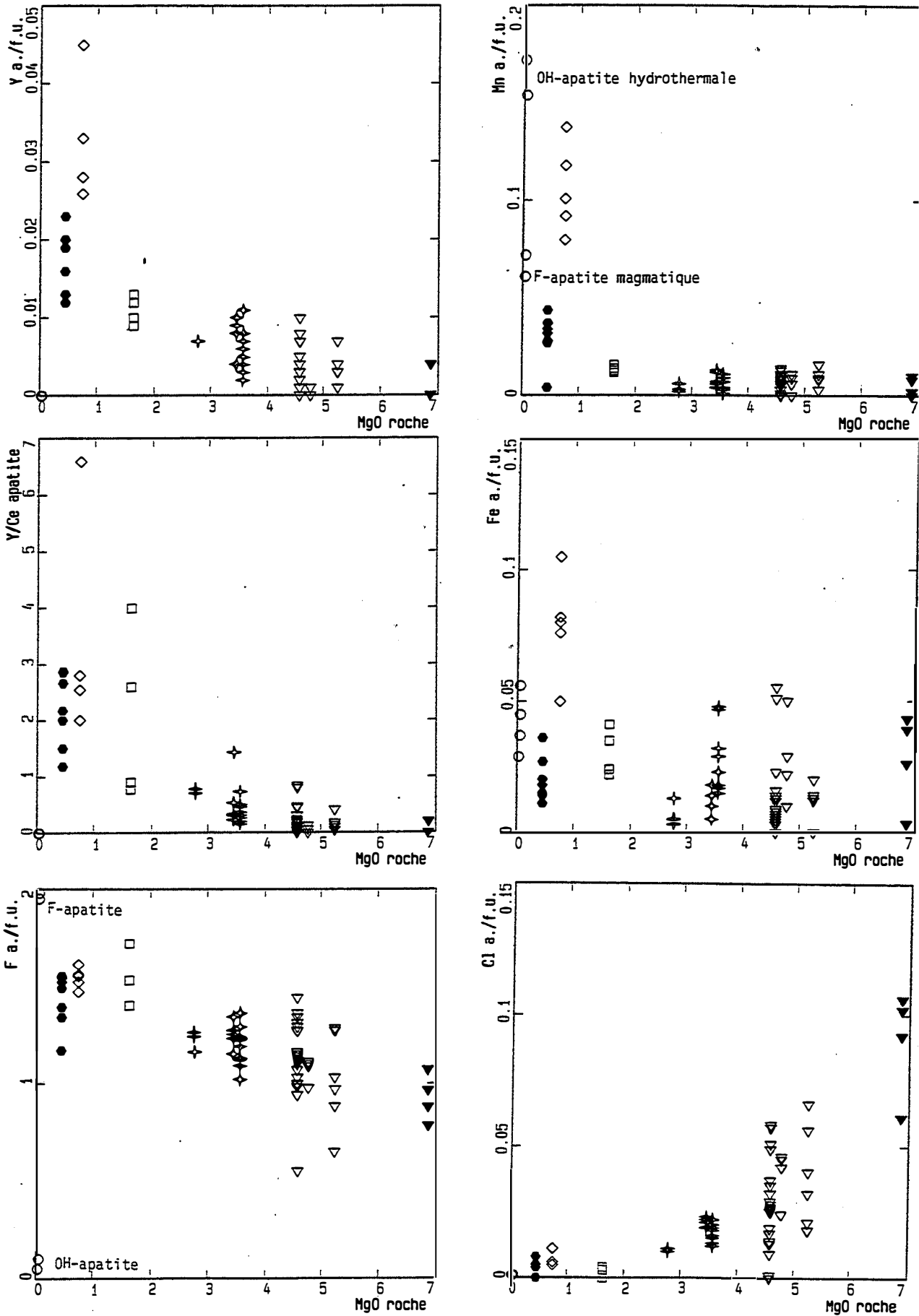


figure V-36 : Evolution de la composition des apatites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto en fonction de celle des granitoïdes hôtes (MgO%). Mêmes symboles que la figure précédente.

En conclusion, il semble exister une évolution unique depuis les apatites des enclaves des granodiorites (enclaves gabbronoritiques et granodioritiques) jusqu'aux apatites des aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux. Malgré l'égalité du rapport Mn/Fe des apatites de G2 et des apatites des granites fins peralumineux et des aplopegmatites de Seixoso, les apatites de G2 semblent en dehors de cette tendance évolutive unique. Il apparaît toutefois une nette distinction entre apatites des granitoïdes tardifs métaalumineux et apatites des granitoïdes tardifs peralumineux pour les rapports Y/Ce et Fe/Mn.

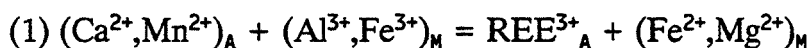
5-4 Les allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

5-4.1 Cristallochimie des allanites

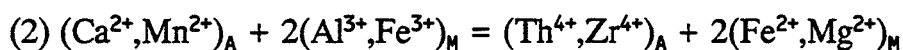
L'allanite (monoclinique) fait partie du groupe de l'épidote. Nous décrivons les allanites de la zone de Celorico de Basto sur la base de la formule structurale $A_2M_3Si_3O_{12}OH$ proposée par Dollase (1971). Les formules structurales des allanites ont été calculées sur la base de 25 oxygènes. Dans l'épidote, le site A est occupé par Ca^{2+} . Dans l'allanite, Ca^{2+} est remplacé par des lanthanides (REE^{3+}), par Th^{4+} , Zr^{4+} (U^{4+} en traces) et par Mn^{2+} . M dans la formule structurale rassemble en fait trois sites octaédriques qui sont par ordre de taille croissante M_3 , M_1 , M_2 . Le site octaédrique M_2 est saturé par Al^{3+} , les sites M_3 et M_1 sont occupés par Al^{3+} restant, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{3+} , Ti^{4+} et Mg^{2+} (Dollase, 1971 ; Exley, 1980).

Le diagramme [$REE^{3+} + Th^{4+} + Zr^{4+}$] versus [$Ca^{2+} + Mn^{2+}$] (Fig. V-37) montre que le site A apparaît légèrement déficitaire. En effet, Pr^{3+} dont les teneurs sont généralement inférieures à 0.5% en poids de Pr_2O_3 dans les allanites n'a pas été dosé. Le déficit plus important pour les allanites des granodiorites est dû au contenu plus important en terres rares et à l'abondance plus grande des terres rares lourdes comme le montre les teneurs plus élevées en Y. Fe^{3+} a été calculé en assumant somme des cations = 16 (ce mode de calcul a été utilisé par Sorensen, (1991)) et en considérant que $REE^{3+} + Th^{4+} + Zr^{4+} + Ca^{2+} + Mn^{2+} = 4$.

Le mécanisme généralement invoqué pour pour l'introduction des lanthanides (REE^{3+}) dans l'épidote est la substitution couplée (1) :



L'incorporation de Th^{4+} et Zr^{4+} dans le site A se fait probablement suivant une substitution couplée comparable à celle qui contrôle l'incorporation des terres rares :



Le nombre d'atomes de ($Th^{4+} + Zr^{4+}$) est faible par rapport à celui des lanthanides. La substitution (2) est donc difficile à tester. L'anticorrélation de pente -1 obtenue dans le diagramme REE^{3+} versus $[Ca + Mn]^{2+} + [Th + Zr]^{4+}$ (Fig. V-37) montre que le site A est presque entièrement saturé par Ca, Mn et les lanthanides.

Théoriquement, le rapport $(Ca^{2+} + Mn^{2+}) / (Al^{3+} + Fe^{3+})$ vaut 2/3 dans l'épidote. Ce rapport varie quand on fait jouer la substitution (1) ou la substitution (2). La position des points représentatifs des allanites dans le diagramme $[Al^{3+} + Fe^{3+}]$ versus $[Ca^{2+} + Mn^{2+}]$ (Fig. V-37) suggère que les lanthanides sont bien introduits suivant (1).

■ Dio2 + Gdio.Ca

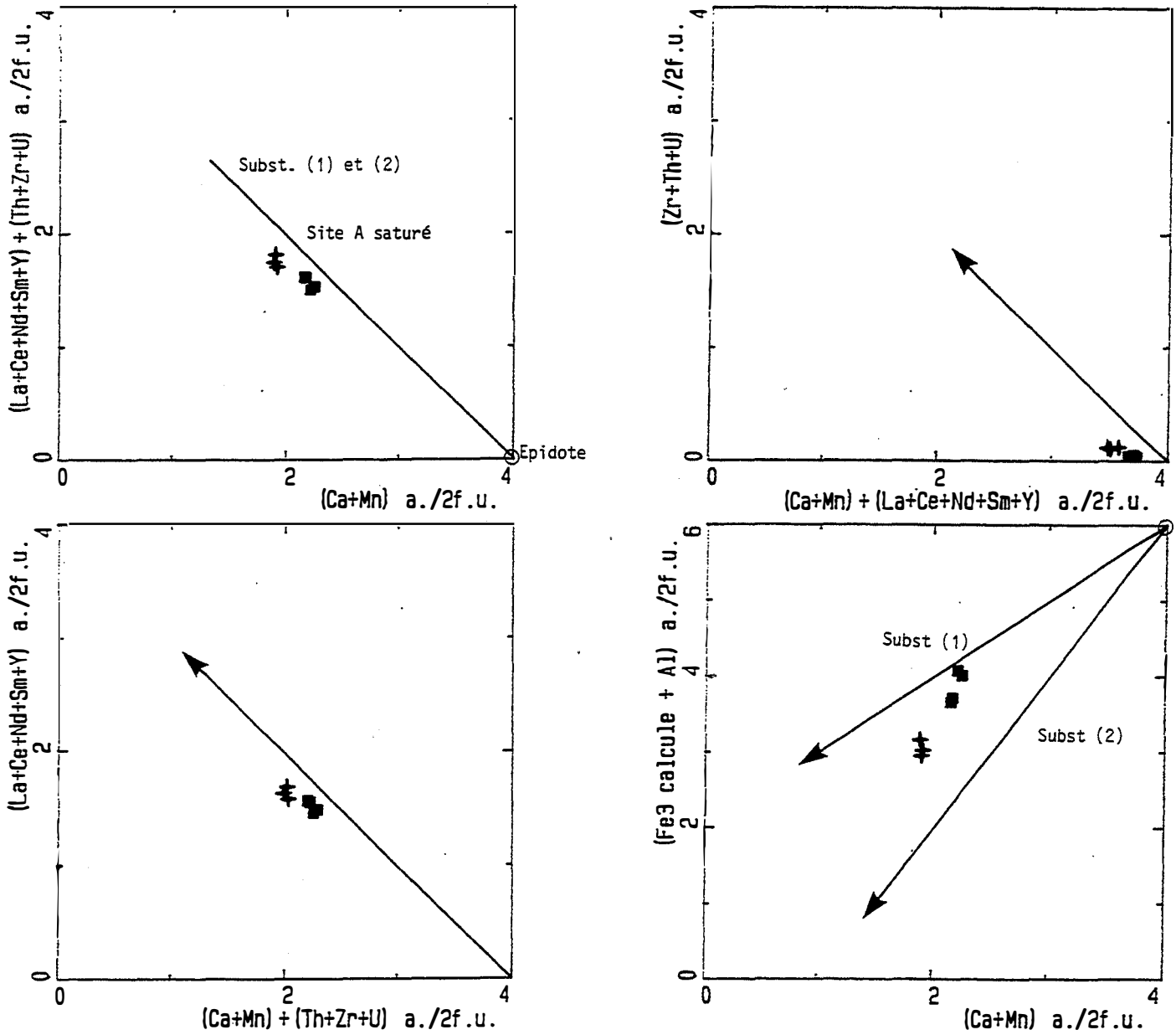


figure V-37 : Substitutions dans les allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

Symboles: Dio2, diorites mélanocrates; Gdio.Ca, granodiorite mélanocrate.

5-4.2 Composition des allanites

Les allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sont riches en terres rares légères, par ordre d'abondance Ce, La et Nd. Les teneurs en Sm sont très faibles (granodiorites) à nulles (enclaves dioritiques des granodiorites). Les abondances relatives des terres rares légères sont comparables à celles relevées par Vlasov (1966) pour des allanites de granites. Les teneurs en terres rares lourdes sont en dessous (enclaves dioritiques mélanocrates des granodiorites : Dio2) ou légèrement au dessus (Granodiorites de Carvalho : Gdio.Ca) du seuil de détection de la microsonde. L'allanite concentre donc préférentiellement les terres rares légères (Vlasov, 1966; Deer et al, 1986; Condie, 1978; Fourcade et Allegre, 1981). Les teneurs en Th de nos allanites sont fortes : entre 0.5 et 1% pour les diorites et entre 2 et 2.5% pour les granodiorites. Elles sont proches des maximales relevées par Vlasov (1966) et par Deer et al (1986). Les teneurs en Zr sont faibles, celles en U sont inférieures au seuil de détection. Les teneurs en fluor sont relativement élevées dans les allanites des granodiorites.

5-4.3 Spectre de terres rares des allanites

Les spectres de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des allanites des granodiorites et de leurs enclaves dioritiques montrent clairement que l'allanite concentre préférentiellement les terres rares légères aux terres rares lourdes (Fig. V-38). Dans chaque faciès, le spectre de terres rares de l'allanite est remarquablement constant. Les allanites des granodiorites intermédiaires sont 20 à 50 fois plus riches en terres rares lourdes que les allanites des enclaves dioritiques tout en ayant des teneurs en terres rares légères identiques ou même plus faibles (cas de La).

5-5 Les monazites des granitoïdes du batholite de Celorico de Basto

La monazite est un phosphate de terres rares légères et de Th : $(\text{Ce,La,Th})\text{PO}_4$. C'est un minéral accessoire des roches plutoniques acides et des roches détritiques qui en dérivent (Deer et al., 1975). Des monazites pauvres en thorium sont aussi décrites dans certains greisens (Vlasov, 1964).

5-5.1 Cristallochimie des monazites

Nous décrivons les monazites de la zone de Celorico de Basto sur la base de la formule structurale ABX_4 . Les formules structurales des allanites ont été calculées sur la base de 16 (4×4) oxygènes pour avoir un nombre de décimales suffisant. Le site A est principalement occupé par des lanthanides (REE^{3+}), par Th^{4+} , Zr^{4+} , U^{4+} , par Ca et par Fe et Al en traces. Le site B est occupé par P^{5+} et par Si^{4+} . Le site X par O et par F en traces.

Le diagramme P versus Si (en nombre d'atome par formule unitaire : a./f.u.) (Fig. V-39) montre une nette anticorrélation entre P et Si. La somme Si+P est constante et égal à 4 (4×1). Le site B apparaît donc saturé. La monazite riche en ThO_2 (30%) de l'échantillon 14B (Gdio.Ca) est la plus riche en SiO_2 (6.1%). Le rapport Th/Si (Th et Si en a./f.u.) est voisin de 1. Pour comparaison Vlasov (1964) donne une analyse de monazite avec ThO_2 et SiO_2 respectivement de 28.20 et 6.09%. Ceci nous conduit à proposer la substitution couplée (1) suggérée par

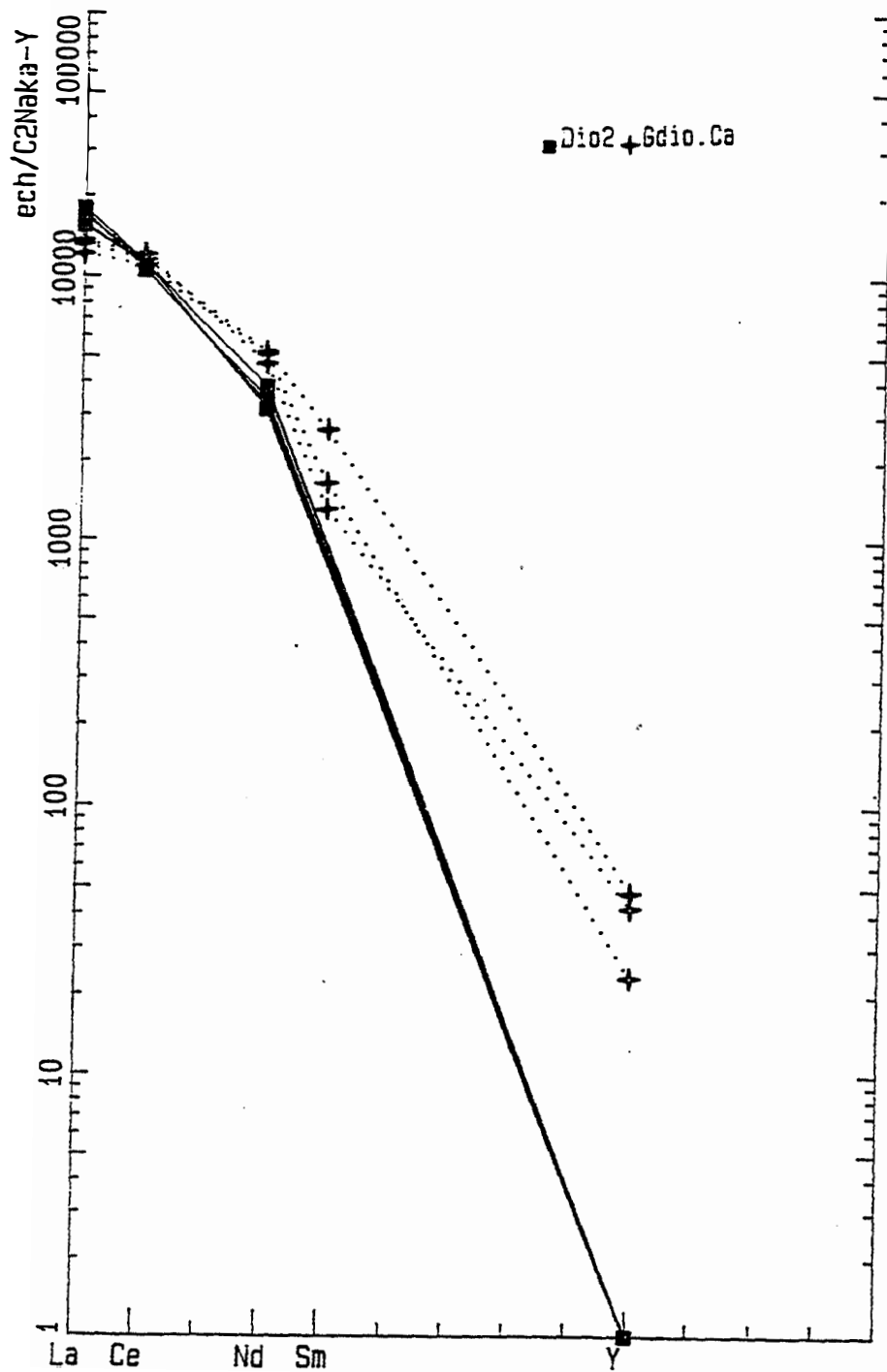
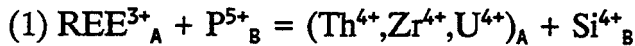


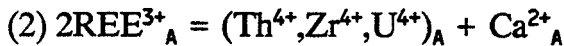
figure V-38 : Spectre de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
 Symboles: Dio2, *diorites mélanocrates*; Gdio.Ca, *granodiorites mélanocrates*.

Deer et al. (1986) :



Cette substitution est due à l'existence d'une solution solide entre monazite REE.PO_4 et huttonite ThSiO_4 : monazite et huttonite ont la même structure (Pabst, 1951).

Les teneurs en CaO des monazites de Celorico de Basto sont assez fortes. Les monazites relativement pauvres en SiO_2 ont un rapport Th/Ca voisin de 1 ce qui suggère la substitution (2) :



Cette substitution est due à l'existence d'une solution solide entre monazite REE.PO_4 et brabantite $\text{CaTh(PO}_4)_2$ de même structure. La brabantite a récemment été décrite par Rose (1980) qui indique que ce minéral contient jusqu'à 10% de huttonite en solution solide.

Le diagramme REE^{3+} versus $[(\text{Th} + \text{Zr} + \text{U}) + \text{Ca} + (\text{Fe} + \text{Al})]$ (Fig. V-39) montre que le site A est pratiquement saturé et que les lanthanides non analysés ne sont présents qu'en faible quantité. Les teneurs faibles en Y indiquent que la monazite concentre préférentiellement les terres rares légères aux terres rares lourdes. Les teneurs en Pr^{3+} (seule terre rare légère non analysée) sont donc faibles.

Les points représentatifs des monazites se placent à proximité des droites de pente 1 (passant par l'origine) dans les diagrammes Si versus $(\text{Th} + \text{Zr} + \text{U}) - \text{Ca}$ et Ca versus $(\text{Th} + \text{Zr} + \text{U}) - \text{Si}$ (Fig. V-39) ce qui confirme les substitutions (1) et (2).

La combinaison de ces deux substitutions, qu'elle que soit leur importance relative dans l'incorporation du thorium (zirconium et uranium en faible quantité), impose un rapport $(\text{Th} + \text{Zr} + \text{U}) / (\text{Si} + \text{Ca})$ égal à 1 (figure V-39).

5-5.2 Composition des monazites

Les monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sont riches en terres rares légères (plus de 50% en poids d'oxydes), avec par ordre d'abondance Ce, La, Nd et Sm. Les monazites contiennent en moyenne 2.5 fois plus de terres rares que les allanites coexistantes mais les proportions relatives entre les terres rares sont les mêmes pour les deux minéraux. Les teneurs en Y sont faibles mais toujours supérieures au seuil de détection de la microsonde. La monazite comme l'allanite concentre préférentiellement les terres rares légères (Vlasov, 1964; Deer et al, 1986). Les teneurs en Th sont très fortes. Le rapport ThO_2 .monazite/ ThO_2 .allanite reste constant et égal à 20 dans les granodiorites et les diorites. Ceci conduit à des teneurs en ThO_2 de plus de 30% dans une monazite de l'échantillon 14B (Granodiorites de Carvalho: Gdio.Ca). L'uranium et le zirconium sont présents en faible quantité. Les teneurs en Si et en Ca sont corrélées positivement aux teneurs en Th.

5-5.3 spectres de terres rares des monazites

La figure V-40 montre les spectres de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des monazites.

Les teneurs en terres rares lourdes des monazites des granodiorites augmentent avec le caractère leucocrate (correspond à une baisse de MgO) de ces roches. Cette évolution est

■ Gdio.mel + Gdio.int □ Gdio.leu ◇ G2 ● Gfin.Ca

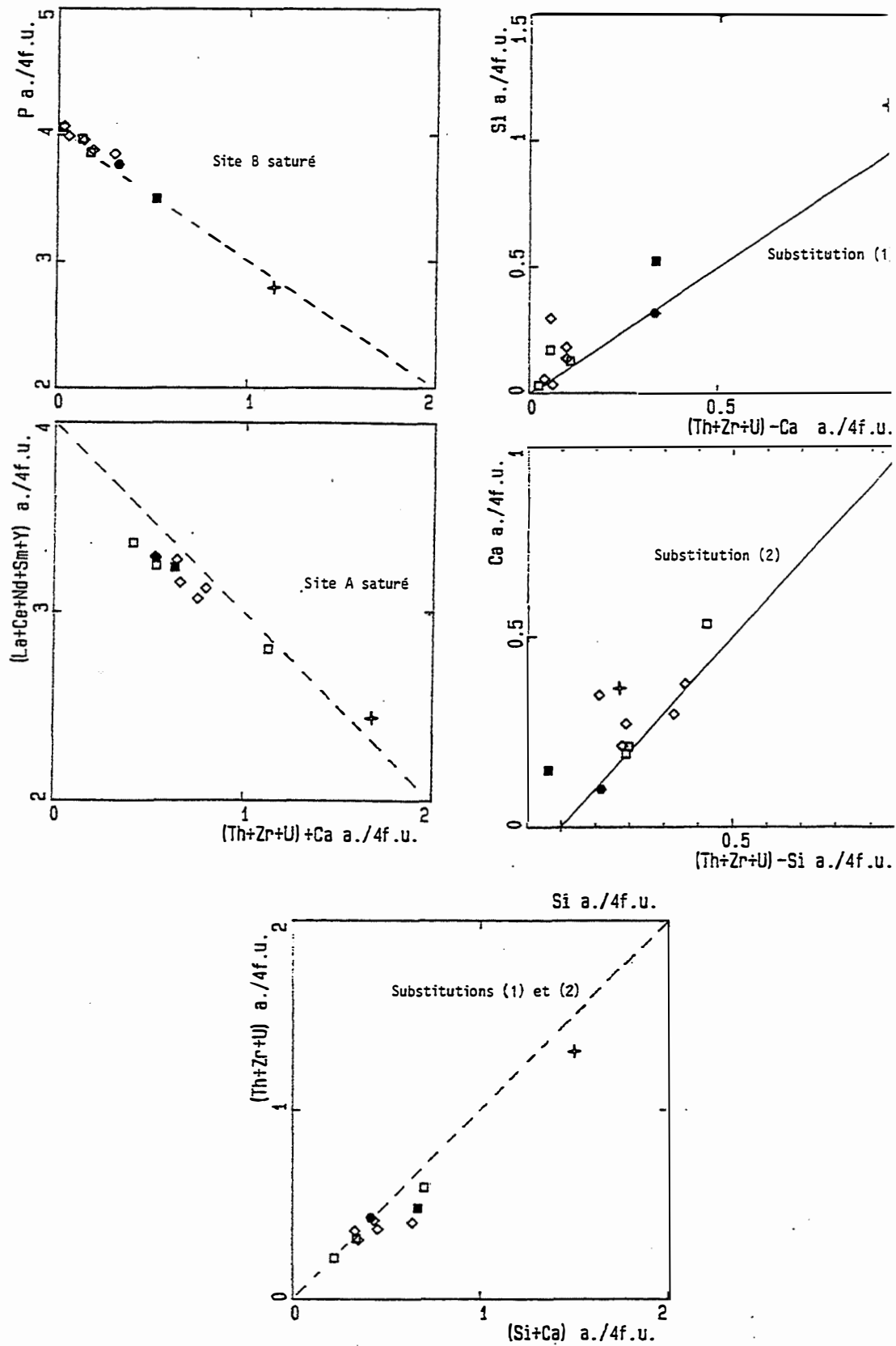


figure V-39.: Substitutions dans les monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

Symboles: Gdio.mel: *granodiorites mélanocrates*; Gdio.int: *granodiorite intermédiaire*; Gdio.leu: *granodiorite leucocrate*; G2: *granite porphyroïde modérément peralumineux* G2; Gfin.Ca: *granite fin peralumineux de Carvalho à biotite dominante, localement à biotite seule*.

■ Gdio.mel + Gdio.int □ Gdio.leu ◇ G2 ● Gfin.Ca

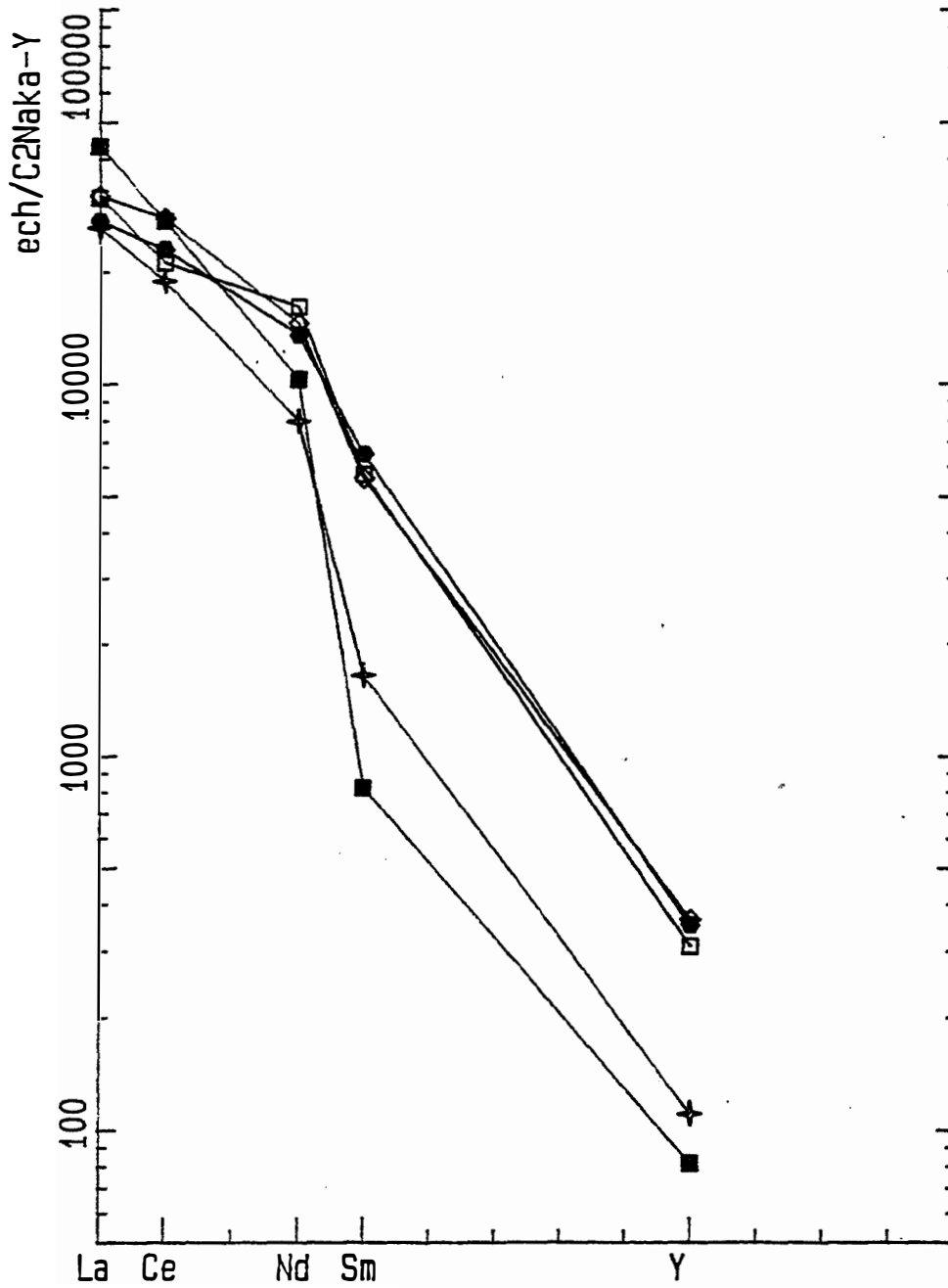


figure V-40 : Spectre de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) des monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.
Mêmes symboles que la figure précédente.

comparable à celle qui conduit des allanites des diorites aux allanites des granodiorites. Les monazites du granite modérément peralumineux G2 et des granites fins peralumineux (exemple pris sur l'intrusion de Carvalho : Gfin.Ca) prolongent cette évolution: leurs teneurs en terres rares lourdes sont légèrement supérieures à celles des monazites des granodiorites leucocrates.

Les teneurs en terres rares légères des monazites des granodiorites augmentent en passant des granodiorites mélanocrates aux diorites intermédiaires puis baissent en passant aux granodiorites leucocrates. Les teneurs en terres rares légères des monazites des granites sont voisines de celles des monazites des granodiorites leucocrates.

5-6 Le xénotime dans les adamellites du massif de Lamas de Olo

Par manque de temps, les quelques analyses effectuées sur les xénotimes des adamellites du massif de Lamas de Olo n'ont pas été traitées. La composition de ce minéral est très peu variable. Une analyse type est donnée ci-dessous :

Gd ₂ O ₃	Dy ₂ O ₃	Yb ₂ O ₃	Er ₂ O ₃	Y ₂ O ₃	
2.026	4.668	4.316	4.954	41.226	
P ₂ O ₅	SiO ₂	CaO	UO ₂	ThO ₂	Total
29.739	0.741	0.019	1.845	0.695	90.229

Le déficit à 100 est lié au fait que certaines terres rares lourdes n'ont pas été dosées.

Le xénotime est toujours présent dans les adamellites du massif de Lamas de Olo où il est le principal porteur des terres rares lourdes.

5-7 Influence du chimisme des granitoïdes sur la nature et le rôle des minéraux accessoires

Les différences de nature et de chimisme des minéraux accessoires entre les adamellites du massif de Lamas de Olo et les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto sont pour l'essentiel dues à la différence de chimisme entre ces deux groupes de granitoïdes.

Dans les adamellites du massif de Lamas de Olo, qui sont des roches relativement évoluées, l'allanite est omniprésente alors que la monazite n'apparaît que dans les adamellites dont les teneurs en TiO₂ sont inférieures à 0.2% ce qui explique que Th ne perd son caractère incompatible que très tardivement. Cette cristallisation tardive de la monazite est due au caractère calcique des adamellites de Lamas de Olo qui a favorisé la cristallisation de l'allanite. Dans les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto qui sont peu calciques et alumineux, la monazite apparaît dès les diorites.

Le xénotime est toujours présent dans les adamellites du massif de Lamas de Olo où il est le principal porteur des terres rares lourdes alors qu'il n'a jamais été observé dans les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto. La présence du xénotime dans les adamellites du massif de Lamas de Olo est due à leur richesse relative en terres rares lourdes. Le xénotime cristallise assez tardivement dans la plupart des adamellites ce qui explique que leurs teneurs en terres rares lourdes restent à un niveau constant et relativement élevé (voisin de 40ppm) et ne chutent que dans les termes les plus évolués aplitiques.

Les zircons sont présents aussi bien dans les adamellites de Lamas de Olo que dans les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Bastos mais leur composition reflète le chimisme des granitoïdes hôtes. En effet, les zircons des adamellites de Lamas de Olo sont plus calciques et moins alumineux que les zircons des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto. Ces derniers présentent des teneurs en constituant berlinite ($AlPO_4$) relativement élevées ce qui indique une forte activité de ce constituant dans les magmas en raison de leur relative pauvreté en CaO et de leur richesse en alumine (voir VII,6-8.5 Fractionnement d'apatite et enrichissement en phosphore). Ainsi, même lorsqu'un minéral accessoire est omniprésent, sa composition peut permettre de distinguer différents types de granitoïdes.

Les différences de nature des minéraux accessoires entre les différents granitoïdes tardifs du batholite de Celorico sont de la même façon liées (pour l'essentiel) à l'évolution de leur chimisme. Ainsi, l'allanite systématiquement présente dans les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto les plus calciques (termes métaalumineux) disparaît dans les granites tardifs de Celorico de Basto : la monazite devient le seul minéral porteur des terres rares légères et de Th.

L'allanite fixe l'essentiel des terres rares légères et du Th dans les granitoïdes métaalumineux du groupe 1 (granodiorites et leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques), avec par ordre d'abondance Ce, La, Nd, Th, Sm. Elle présente des teneurs plus importantes en terres rares et en Th dans les granodiorites que dans les diorites. On peut d'ailleurs remarquer que c'est dans les granodiorites que les teneurs en titane des allanites sont les plus fortes, ce qui pourrait indiquer une cristallisation plus précoce que dans les diorites. Dans tous les granitoïdes métaalumineux, l'allanite cristallise tardivement : elle forme des gros cristaux plus ou moins interstitiels au contact des feldspaths. Cette cristallisation tardive est en accord avec la limite supérieure de stabilité relativement basse de l'allanite : 800°C d'après Hildreth (1979). L'allanite cristallise donc au voisinage du solidus des magmas à l'origine des granitoïdes métaalumineux de Celorico de Basto ce qui explique qu'elle ne joue pas de rôle dans la différenciation dans le domaine métaalumineux : Th à un comportement incompatible dans cette partie de l'évolution et les teneurs en terres rares légères augmentent légèrement. Cependant, le rôle de l'allanite n'est pas à négliger puisqu'elle piège une bonne partie du stock de terres rares légères et intermédiaires à la fin de la cristallisation de ces magmas de composition métaalumineuse.

Le spectre de terres rares de la monazite est comparable à celui de l'allanite : allanite et monazite concentre préférentiellement les terres rares légères et les terres rares intermédiaires dans une moindre mesure. Cependant, la monazite est environ 10 fois plus riche en terres rares et 10 à 40 fois plus riche en Th que l'allanite : la cristallisation de la monazite entraîne un comportement compatible beaucoup plus marqué pour Th que l'allanite. La monazite est très rarement observée dans les granodiorites et leurs enclaves de diorites. Elle devient plus fréquente et semble cristalliser plus précocement dans les granodiorites leucocrates où elle commence à être observée en inclusion dans la biotite. Dans le granite modérément peralumineux G2 et dans les granites fins peralumineux, la monazite est beaucoup plus abondante et toujours observée en inclusion dans la biotite qui dans ces granites est une phase au liquidus. Elle cristallise donc précocement et abondamment dans les magmas peralumineux en accord avec sa faible solubilité dans ce type de magma.

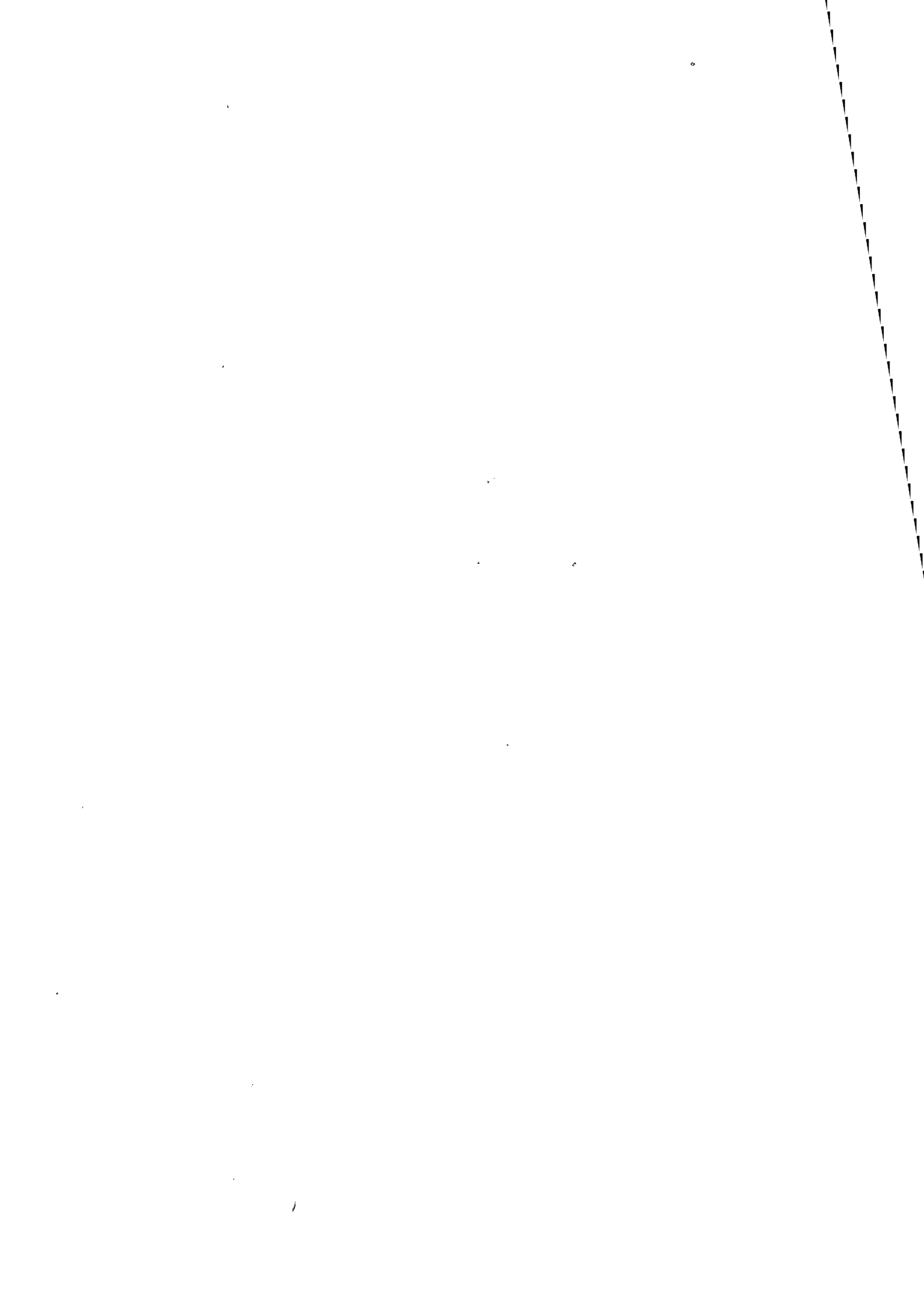
Le zircon est omniprésent dans les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto. Dans les enclaves gabbronoritiques des granodiorites, le zircon forme de rares individus xénomorphes de cristallisation tardive. Dans les granodiorites et leurs enclaves

dioritiques, le zircon commence à être observé en inclusion dans la biotite. Dans le granite modérément peralumineux G2 et dans les granites fins peralumineux il est presque systématiquement observé en inclusion dans la biotite et semble cristalliser précocement. Cependant, dans les termes les plus différenciés des granites fins peralumineux, il a tendance à former des individus plus gros, plus rares et indépendants des biotites. Les zircons des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto présentent fréquemment une zonation inverse pour Hf. Les teneurs en cet élément chutent du coeur vers la bordure des zircons. Ces zonations en Hf sont anormales puisque la cristallisation in situ du zircon devrait conduire à une augmentation du rapport Hf/Zr (Raimbault, 1987) ce qui suggère que Hf peut entrer dans une autre phase.

L'apatite est observée dans tous les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto. Dans les enclaves gabbronoritiques et dioritiques des granodiorites, elle forme de gros prismes trapus (souvent creux) très souvent inclus dans les bordures des plagioclases ce qui indique une cristallisation relativement tardive. Dans les granodiorites, l'apatite forme de très nombreux cristaux aciculaire de très petite taille inclus dans tous les autres minéraux : cet habitus particulier indique une trempe du milieu de cristallisation. Dans le granite modérément peralumineux G2, elle forme des cristaux assez gros, généralement inclus dans les biotites. La même chose est observée dans les granites fins peralumineux, mais les cristaux sont beaucoup plus petits et moins nombreux. Dans les aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux, l'apatite magmatique à une composition de fluorapatite. Dans les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées l'apatite cristallise précocement. Comparées aux allanites et aux monazites, les teneurs en terres rares légères et en Th des apatites sont très faibles. Dans les granites peralumineux où les teneurs en ces éléments baissent fortement avec le degré d'évolution, l'essentiel du fractionnement de ces éléments semble induit par la monazite.

CHAPITRE VI

MINERALOGIE DES APLOPEGMATITES



1 Cassitérites et niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso, niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo. Interrelations et évolution comparées

1-1 Morphologie et distribution des cassitérites et des niobotantalates dans les aplopegmatites de Seixoso

Le contenu en cassitérite des aplopegmatites de Seixoso est relativement constant. Maijer (1965), d'après des renseignements pris auprès des mineurs des anciennes exploitations de Seixoso, donne un chiffre de 0.1 à 0.2% en poids. La cassitérite contiendrait en moyenne 2% en poids de niobotantalates d'après l'analyse de concentrés de cassitérite.

Cassitérite et niobotantalates sont toujours rencontrés, à quelques exceptions près, dans le GSP (faciès principal des aplopegmatites). Dans ce faciès, on distingue deux types de cassitérite. Une cassitérite en cristaux trapus, bipyramidés qui cristallise à un stade magmatique précoce (cette cassitérite est un minéral accessoire toujours présent dans le GSP) et une cassitérite interstitielle qui cristallise plus tardivement, mais en continuité avec les cassitérites précoces.

Les cassitérites du GSP sont diversement et irrégulièrement colorées ou peuvent montrer une zonation de coloration automorphe et oscillatoire. Les parties colorées des cassitérites sont pléochroïques dans les brun-rouge.

Les cassitérites du GSP renferment de rares inclusions de niobotantalates dans leurs zones colorées riches en Fe, Nb et Ta mais sont aussi associées, dans les zones internes des aplopegmatites, à des niobotantalates libres et disséminés.

Dans les zones du GSP ayant subi une déformation protoclastique tardive, on observe des cassitérites cassées dont certaines contiennent en bordure de rares inclusions de niobotantalates.

Dans les zones à tendance pegmatitique du GSP, la cassitérite est soit identique aux cassitérites précoces du GSP soit forme des cristaux de grande taille (jusqu'à 1 à 2 centimètres) qui montrent une zonation oscillatoire ayant les mêmes caractéristiques que dans les rares cassitérites zonées du faciès granitique. Cette zonation est cependant beaucoup plus marquée. Dans les zones limpides et légèrement verdâtres des grosses cassitérites zonées de ce faciès, on observe des inclusions de niobotantalates allongées parallèlement à la zonation automorphe des cassitérites. Ces inclusions représentent probablement des exolutions.

La greisénisation affecte les aplopegmatites et leurs épontes. Les zones greisénisées recoupent le rubanement des aplopegmatites et la limite aplopegmatite-encaissant. Dans les greisens développés à partir du GSP, les cassitérites très diversement et irrégulièrement colorées (brun à brun-rouge) forment des agrégats comparables à ceux décrits par Aubert (1969) dans la "quartzglocke" associée au granite de Montebras (Massif Central français). Les cassitérites des greisens renferment des inclusions de quartz et de muscovite, qui montrent qu'elles sont liées au processus de greisénisation. Elles sont associées à des niobotantalates en cristaux automorphes, qui semblent cristalliser pendant la phase de greisénisation, et qu'elles englobent très souvent partiellement. Dans les zones greisénisées, on observe parfois des petites cassitérites isolées disposées parallèlement au clivage des muscovites en flaques qui les contiennent.

Une zone transformée de l'exocontact (zone à quartz, andalousite, chrysobéryl) d'une aplopegmatite subhorizontale contient de la cassitérite subautomorphe ou xénomorphe et interstitielle au contact des grandes plages monocristallines de quartz. Cette cassitérite est diversement et irrégulièrement colorée. Cette cassitérite contient de rares inclusions subautomorphes de niobotantalates. Contrairement aux cassitérites des zones à tendance

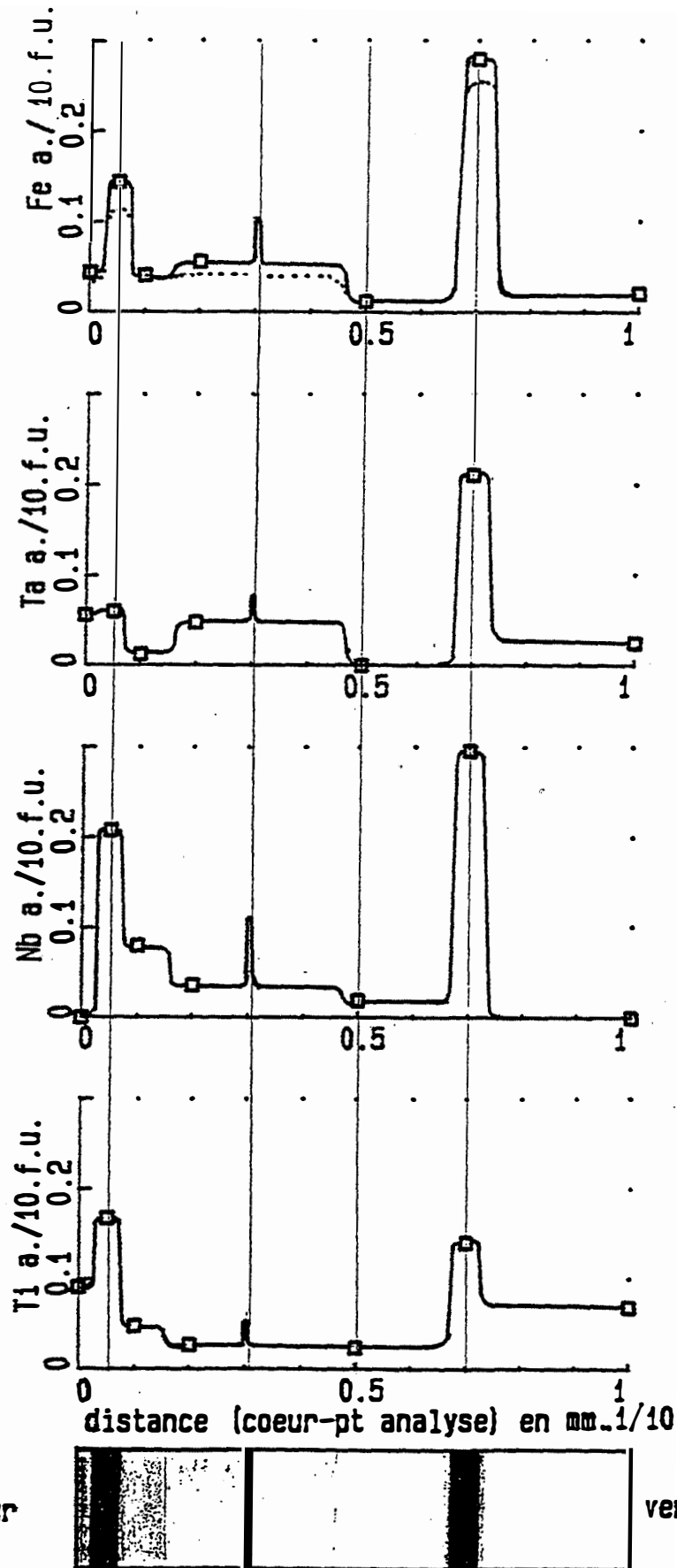


Figure VI-1 : Cassitérite zonée d'une zone à tendance pegmatitique.

Variation des teneurs en Fe, Nb, Ta, Ti. Les teneurs augmentent dans les zones sombres pléochroïques. Pour chaque analyse ponctuelle, la teneur en Fe est proche de la valeur de $0.5(Nb + Ta)$ imposé par la substitution $1) Sn^{4+} = (Nb, Ta)^{5+} + Fe^{2+}$. Les teneurs en Ti semblent avoir une influence mineure sur la couleur de la cassitérite.

pegmatitique du GSP, ces inclusions sont situées dans les zones pléochroïques riches en fer et en tantale et ne semblent pas être des exsolutions.

1-2 Cathodoluminescence des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso

Les différentes analyses ponctuelles effectuées sur des cassitérites zonées par Bahezere et al. (1961), Hall et Ribbe (1971), Clarck et al. (1976) Izoret et al. (1985) indiquent la présence de nombreux éléments en traces ou mineurs tels que Nb, Ta, Fe, Ti, W, Mn, Si, Al. La plupart de ces auteurs montrent que la zonation des cassitérites est due à la répartition particulière de ces éléments: les zones sombres, souvent pléochroïques, sont enrichies en ces éléments alors que les zones claires correspondent à une cassitérite relativement pure. Cependant des résultats contradictoires sont donnés par d'autres auteurs : Moore et Howie (1979), par exemple, n'observent pas de corrélation nette entre la zonation définie par des zones diversement colorées et la zonation chimique.

Les parties colorées des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso sont pléochroïques dans les bruns à brun-rouge et correspondent à une cassitérite riche en fer, tantale et niobium. L'intensité de la coloration augmente avec les teneurs en ces éléments (fig. VI-1). Les parties limpides ou très légèrement verdâtres correspondent à une cassitérite pratiquement pure mais dont les teneurs en Ti peuvent être équivalentes à celles des zones colorées. Il ne semble donc pas exister de corrélation nette entre les teneurs en Ti et la couleur des cassitérites. Ceci est confirmé par l'existence, dans la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl, de cassitérites limpides, incolores, pauvres en Fe, Nb, Ta et dont les teneurs en Ti sont supérieures à celles des zones sombres pléochroïques des cassitérites des aplopegmatites.

Les études de plus en plus nombreuses sur la cathodoluminescence (CL) montrent que celle-ci est due à la présence d'impuretés qui jouent le rôle d'activateurs. Ces mêmes études montrent qu'un certain nombre d'éléments dont le fer, ont dans de nombreux minéraux un rôle d'inhibiteur de la CL

Dans les cassitérites des aplopegmatites de Seixoso, l'intensité de la cathodoluminescence est strictement corrélée à la zonation chimique. Les zones limpides légèrement verdâtres montrent une cathodoluminescence verte bien marquée. L'intensité de la CL diminue rapidement quand les teneurs en Fe, Nb ou Ta augmentent. Elle devient nulle quand les teneurs en Fe, Nb ou Ta deviennent appréciables. Ces variations de la CL sont similaires à celles observés pour les rutilés riches en Nb, Ta et Fe des épointes transformées et altérées des aplopegmatites.

Dans les cassitérites hydrothermales Hall et Ribbe (1971) montrent que l'intensité de la CL est directement liée aux teneurs en Ti et W qui jouent le rôle d'activateurs. Fe a un rôle d'inhibiteur en présence de W mais a au contraire un rôle d'activateur lorsqu'il est en présence de Ti. Ces auteurs montrent que les cassitérites riches en Fe, Ti, Nb, Ta des pegmatites sont pléochroïques et ne ne présentent pas de CL appréciable. L'absence de CL et le pléochroïsme observé dans les zones colorées des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso seraient donc dus à la présence de Nb ou Ta en présence de Fe.

1-3 Cristallochimie des cassitérites des aplopegmatites de Seixoso

Les symboles utilisés dans les diagrammes sont :

- *Cas.pr* : cassitérite automorphes, précoces du GSP ;
- *Cas.d* : cassitérites fragmentées des rares zones déformées du GSP ;

□ Cas.pr ■ Cas.d + Cas.int ◊ Cas.gr ◆ Cas.VN (▽ Cas.zc ▼ Cas.zf)

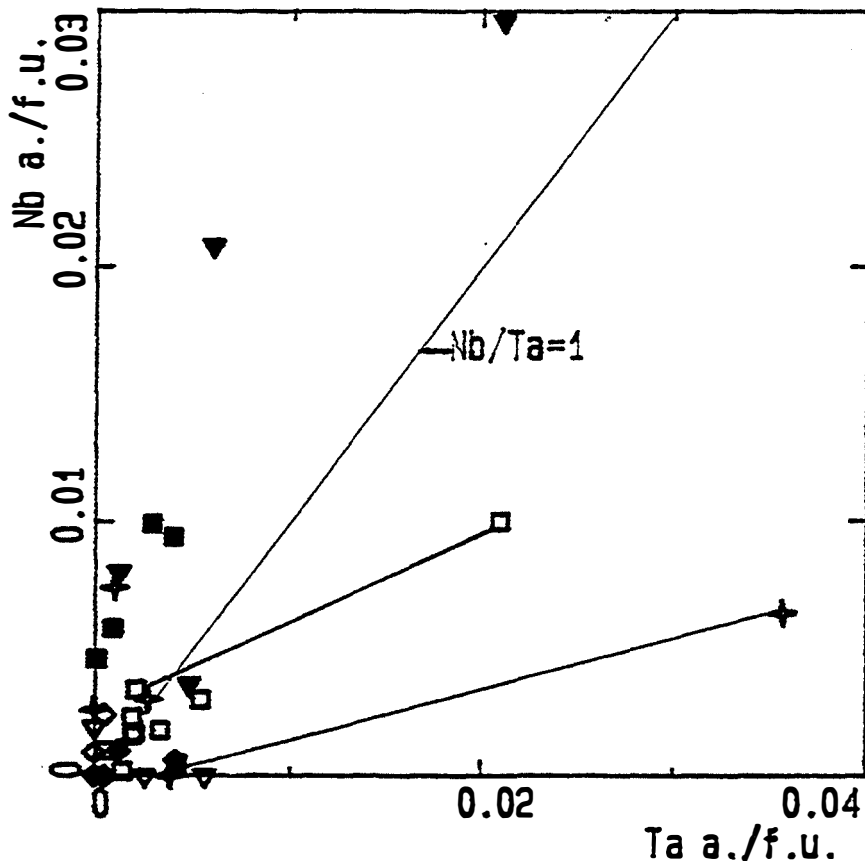
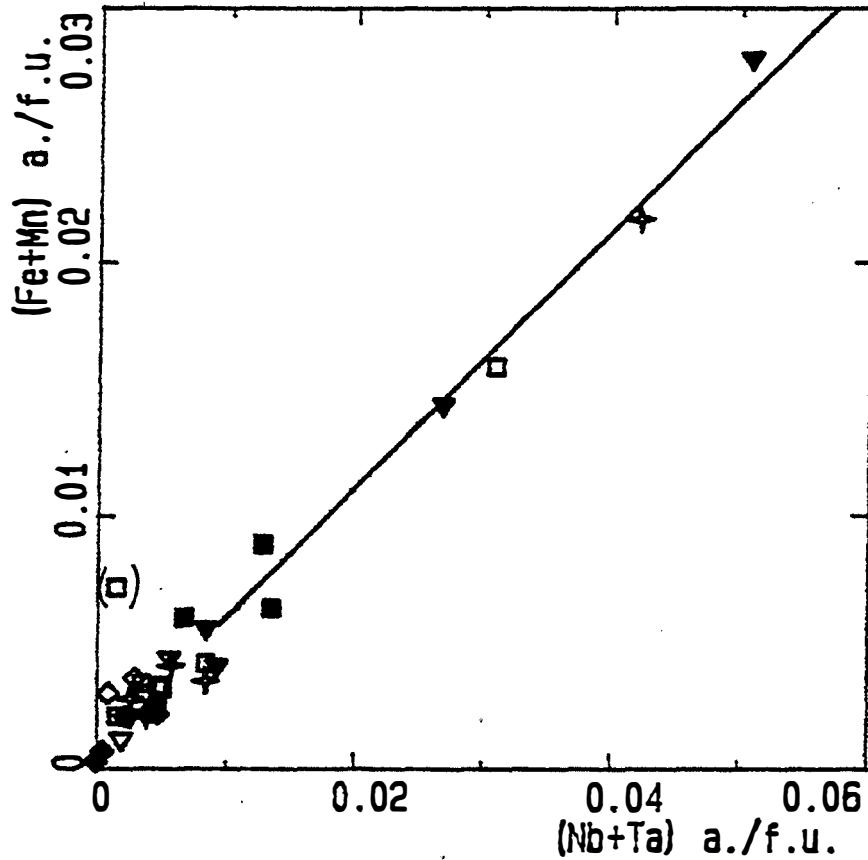


Figure VI-2 :Diagramme Fe+Mn versus Nb+Ta

Le rapport $(Fe + Mn)/(Nb + Ta)$ est très proche de 0.5 qui est la valeur imposée par la substitution $1) 3Sn^{4+} = 2(Nb, Ta)^{5+} + Fe^{2+}$.

Diagramme Nb versus Ta. Les cassitérites précoces déformées, les cassitérites des greisens et les zones sombres des cassitérites zonées des facies à tendance pegmatitique ont un rapport Ta/Nb inférieur à 1. Les cassitérites précoces disséminées dans le facies granitique ont un rapport Ta/Nb supérieur à 1.

- *Cas.int* : cassitérites interstitielles du GSP ;
- *Cas.gr* : cassitérites des greisens développés au dépens du GSP ;
- *Cas.VN* : cassitérites d'une zone transformée à quartz, andalousite, chrysobéryl (toit d'une aplopegmatite subhorizontale) ;
- *Cas.zc* : zones claires et limpides (à exsolutions de niobotantalate) des cassitérites à forte zonation oscillatoire des zones du GSP à tendance pegmatitique ;
- *Cas.zf* : zones foncées riches en Nb et Ta (sans exsolutions de niobotantalate) de ces mêmes cassitérites.

Contrairement à ce qui est généralement observé dans les cassitérites des gisements hydrothermaux, les cassitérites des aplopegmatites de Seixoso sont dépourvues de W. Les teneurs en Mn sont très faibles ou nulles. Les teneurs en Fe, Nb, Ta sont très variables. Le diagramme (Fe+Mn+Ti+Nb+Ta) versus Sn (fig. VI-4) montre que le nombre total d'atomes de ces éléments peut atteindre 0.1 par formule unitaire. Le rapport Ta/(Ta+Nb) est très variable, mais il augmente globalement avec les teneurs en (Nb+Ta) pour tous les types de cassitérites des aplopegmatites (fig. VI-3).

1-3.1 Cassitérites automorphes disséminées dans le GSP

Le rapport Ta/(Ta+Nb) des cassitérites automorphes est élevé. Ce rapport est nettement plus élevé dans zones sombres, pleochroïques, des cassitérites. Une cassitérite automorphe du GSP présente une tache dont la couleur (brun sale) diffère nettement de celle des zones sombres (brun-rouge) des cassitérites du GSP. Cette tache brun-sale est relativement riche en fer et pauvre en (Ta+Nb) : entre parenthèses dans le diagramme Fe+Mn versus Nb+Ta (fig. VI-2).

Le rapport Fe/(Ta+Nb) des cassitérites automorphes est proche de 0.5 (fig. VI-2) qui est la valeur théorique imposé par la substitution couplée (1). Les variations de composition des cassitérites automorphes du GSP semblent dues à cette substitution qui contrôle généralement l'introduction de Nb, Ta, et Fe dans les cassitérites des pegmatites (voir la compilation de nombreuses analyses faite par Cerny et Ercit (1986) (fig. VI-5). Le rôle exclusif de Fe²⁺ pour l'incorporation de Ta et Nb dans ce type de cassitérite a été confirmé par le travail de Clark et al (1976).



Cette substitution résulte de l'existence d'une solution solide partielle entre la cassitérite et un composant de type tapiolite (Fe,Mn)(Ta,Nb)₂O₆ dans lequel Ta et Fe sont incorporés préférentiellement à Nb et Mn Cerny et Ercit (1986). Ceci est en accord avec le rapport Ta/(Ta+Nb) élevé de ces cassitérites et leurs teneurs en Mn inférieures au seuil de détection. La substitution (1) fait intervenir le fer réduit ce qui indique que la cristallisation des cassitérites magmatiques automorphes des aplopegmatites de Seixoso s'est faite dans un milieu plutôt réducteur.

La tache brun-sale décrite précédemment a un rapport Fe/(Nb+Ta) très supérieur à 1 ce qui montre qu'il existe, dans cette tache, du fer en excès par rapport aux substitutions mettant en jeu Nb et Ta.

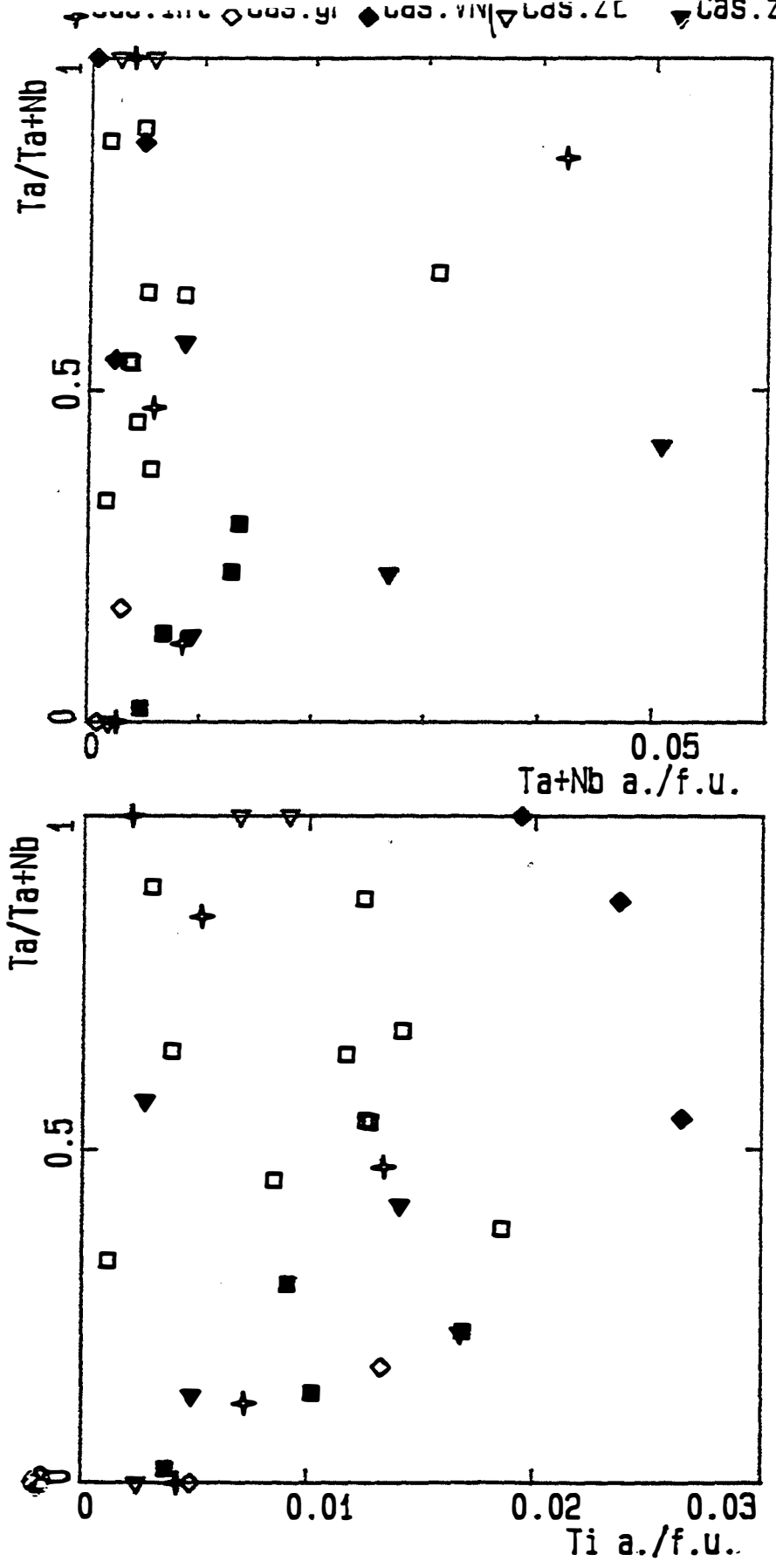


Figure VI-3 :Diagramme Ta/Ta+Nb versus Ta+Nb. Toutes les cassitérites montrent une augmentation du rapport Ta/Ta+Nb avec les teneurs en Nb+Ta indiquant une préférence de la cassitérite pour Ta.
Diagramme Ta/Ta+Nb versus Ti.

1-3.2 Cassitérites interstitielles

Le coeur des cassitérites interstitielles du GSP est riche en (Nb+Ta) et, comme les cassitérites automorphes, est à Ta dominant. Les bordures ont des teneurs en (Nb+Ta) modérées à faibles et peuvent être à Nb dominant (fig. VI-2, VI-3).

Le rapport Fe/Ta+Nb des cassitérites interstitielles du GSP est proche de 0.5 (fig. VI-2) ce qui indique que les variations de composition de ces cassitérites sont pour l'essentiel dues à la substitution couplée (1). La solution solide partielle entre cassitérite et tapiolite (Fe>Mn)(Ta,Nb)₂O₆ impose une incorporation préférentielle de Ta dans la cassitérite (contrôle cristallographique). Malgré cela, les bordures des cassitérites interstitielles sont à Nb dominant ce qui indique, pour ces cassitérites, une fin de cristallisation dans un milieu à Nb dominant.

1-3.3 Cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique

Les cassitérites de ce faciès présentent une forte zonation oscillatoire. Les zones claires et limpides (à exsolutions de niobotantalates) des cassitérites sont relativement pauvres en (Nb+Ta) et sont à Ta dominant (fig. VI-3). Les teneurs en Ta sont assez faibles et diminuent des zones claires situées au coeur des cassitérites, vers les zones claires plus périphériques. Ces zones claires ont des teneurs en Ti équivalentes à celles des zones brun-rouges pléochroïques.

Dans les zones brun-rouges pléochroïques les teneurs en (Nb+Ta) sont élevées. Ces zones sont toujours plus riches en Nb qu'en Ta (Nb dominant).

Le rapport Fe/Ta+Nb des zones claires et des zones colorées des cassitérites des zones à tendance pegmatitique est très proche de 0.5 (fig. VI-2) qui est la valeur théorique imposée par la substitution (1) ce qui indique que l'essentiel du fer est sous sa forme réduite.

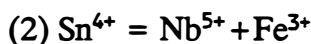
Comme pour les bordures des cassitérites interstitielles, la richesse en Nb des zones colorées des cassitérites des zones à tendance pegmatitique indique une cristallisation dans un milieu à Nb dominant.

1-3.4 Cassitérites tardives

Nous considérons comme tardives, les cassitérites en agrégats des greisens développés au dépens du GSP ou du faciès de bordure, les cassitérites déformées et partiellement recristallisées, ainsi que les cassitérites de la zone transformée à quartz-andalousite-chrysobéryl (épontes des aplopegmatites).

a) cassitérites des greisens

Les cassitérites des greisens sont pauvres en (Ta+Nb) et sont à Nb dominant (fig. VI-2, VI-3). Leur rapport Fe/Ta+Nb (égal à 0.8) excède la valeur de 0.5 imposée par la substitution (1). Cet écart peut s'expliquer par l'introduction supplémentaire de Nb niobium couplée à celle de fer oxydé dans le réseau de la cassitérite suivant la substitution couplée (2) :



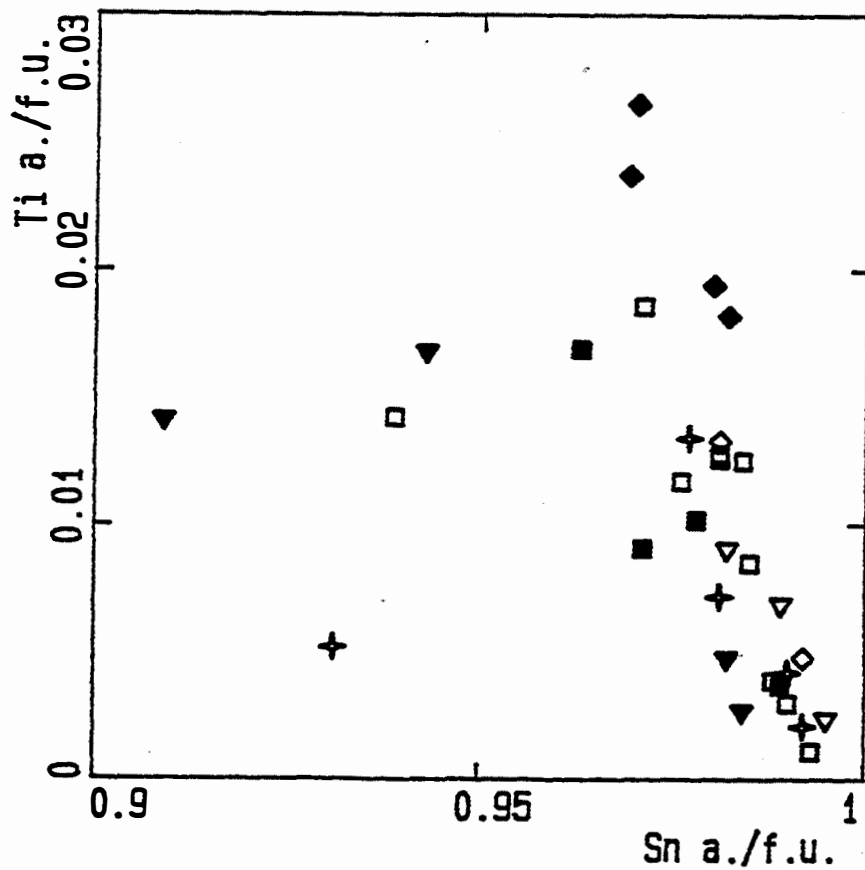
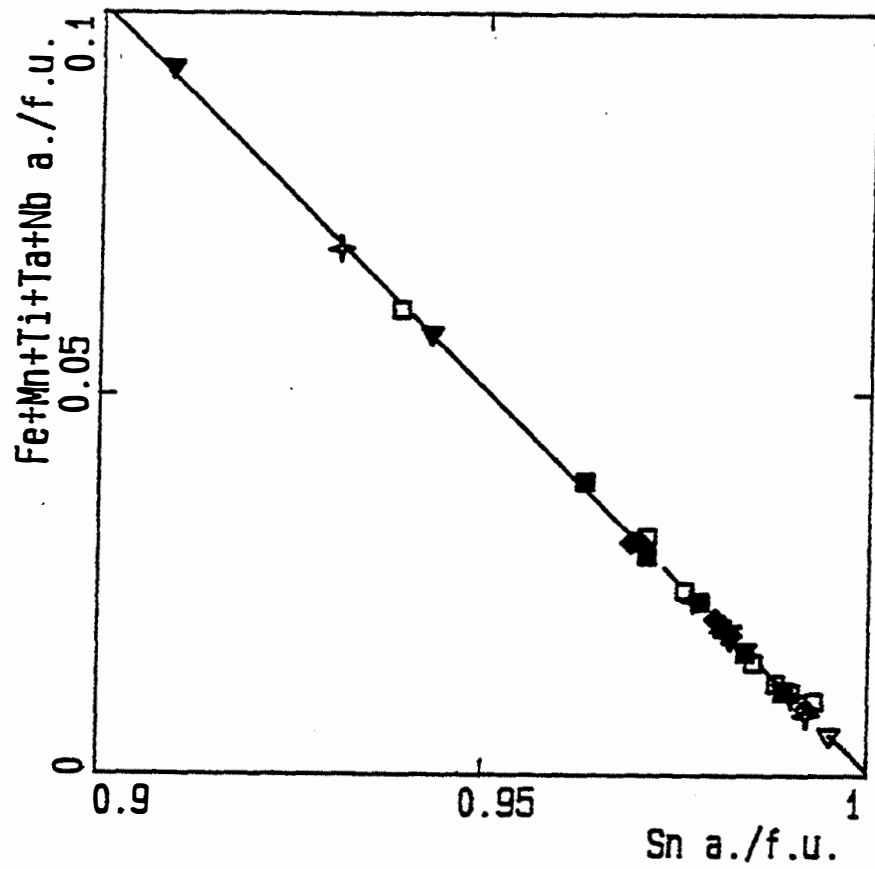


Figure VI-4 :Le diagramme Fe+Mn+Ti+Ta+Nb *versus* Sn indique une substitution de Sn par l'ensemble de ces éléments.

Diagramme Ti *versus* Sn. Les cassitérites de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl développée à partir d'un encaissant riche en biotite sont les plus riches en Ti.

La valeur de 0.8 (fig. VI-2) du rapport $Fe/Nb+Ta$ pour ces cassitérites montre que la part des substitutions (1) et (2) est respectivement de 40% et de 60%, soit un rapport $Fe^{2+}/Fe^{2+}+Fe^{3+}$ de 0.4 qui indique que la cristallisation de ces cassitérites s'est faite dans des conditions assez oxydantes.

b) Cassitérites des zones déformées

Les teneurs en $(Nb+Ta)$ des cassitérites fragmentées des rares zones déformées des aplopegmatites (déformation protoclastique) sont comparables à celles des cassitérites magmatiques automorphes ou à celles des cassitérites interstitielles. Comme pour ces dernières, le rapport $Fe/Ta+Nb$ des cassitérites fragmentées est toujours voisin de 0.5 (fig. VI-2) ce qui indique que les variations de composition de ces cassitérites sont pour l'essentiel dues à la substitution couplée (1) et que ces cassitérites ne contiennent pas de Fe^{3+} .

Leur rapport $Ta/Ta+Nb$ augmente avec $Nb+Ta$ mais reste relativement faible ce qui indique que ces cassitérites étaient des cassitérites interstitielles plutôt que des cassitérites automorphes précoces.

c) Cassitérites de l'encaissant transformé : zone à quartz, andalousite, chrysobéryl

Les cassitérites de cette zone sont pauvres en Nb, Ta, Fe et Mn. Les teneurs en ces éléments baissent du cœur vers la bordure des cristaux. En bordure, on note l'existence de zones brun-rouge pléochroïques ou sont présentes de nombreuses inclusions de niobotantalates.

La position des cassitérites de cette zone transformée dans le diagramme triangulaire $Sn+Ti/Fe+Mn/Nb+Ta$ est proche de celle du pôle pur cassitérite (fig. VI-5). Les faibles teneurs en Nb, Ta, Fe ne permettent pas de déterminer le ou les modes d'introduction de ces éléments dans ces cassitérites. Cependant, ces cassitérites sont plus riches en Ti que les cassitérites des aplopegmatites ce qui montre que l'incorporation de Ti dans les cassitérites est indépendante de celles de Fe, Mn, Nb, Ta. Il est probable que Ti^{4+} se substitue de façon isomorphe à Sn^{4+} (fig. VI-4) (voir substitution isomorphe de Ti par Sn dans les rutiles des épontes altérées et transformées des aplopegmatites).

Dans cette zone la cassitérite coexiste avec le rutile ce qui n'est jamais le cas dans les aplopegmatites où il n'existe pas de minéral dans lequel Ti est un constituant majeur. En présence du rutile, les cassitérites sont probablement saturées en Ti ce qui explique leur richesse en Ti.

On remarquera que les rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl sont riches en Nb et Ta ce qui indique que le partage de ces éléments entre cassitérite et rutile se fait en faveur de ce dernier dans des conditions hydrothermales. Ces minéraux ont apparemment cristallisé de manière plus ou moins synchrone comme le suggère la présence d'inclusions de rutile dans la cassitérite.

1-4 Origine des zones colorées en taches dans les cassitérites

Les cassitérites magmatiques automorphes du GSP peuvent montrer une zonation de coloration automorphe et oscillatoire. Cependant, elles sont le plus souvent diversement et

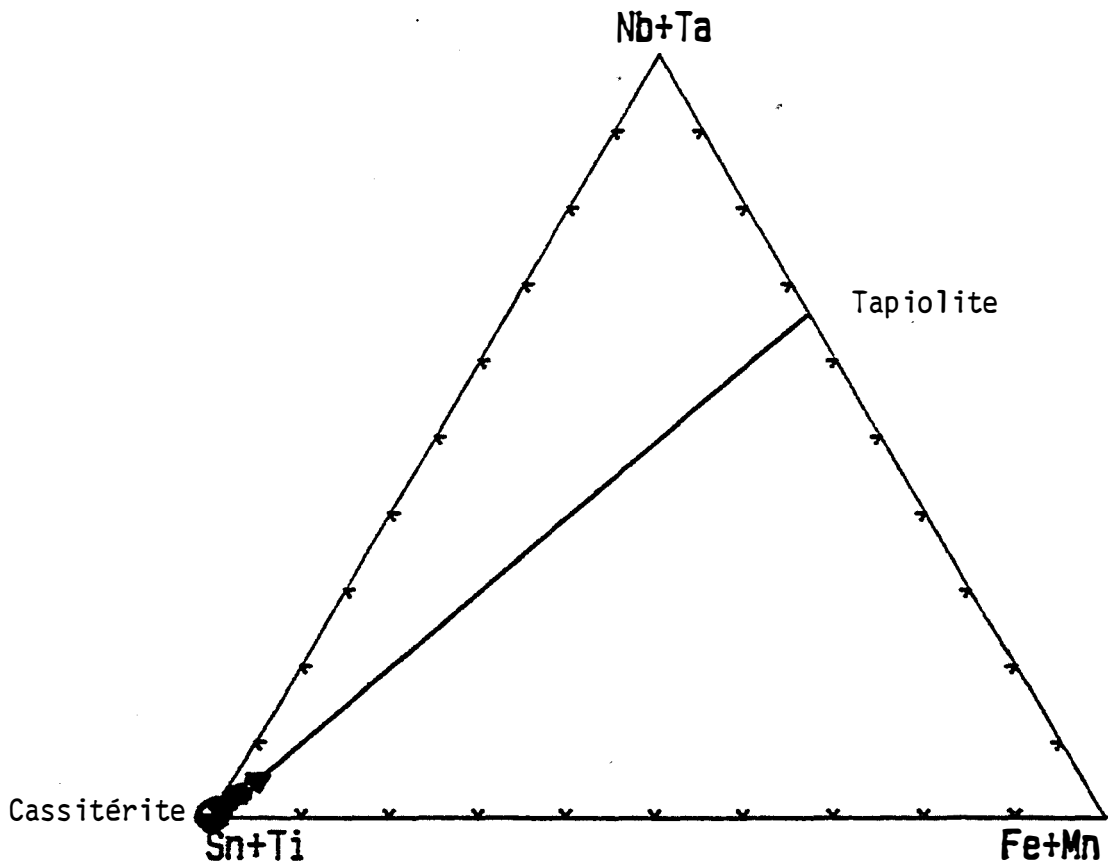
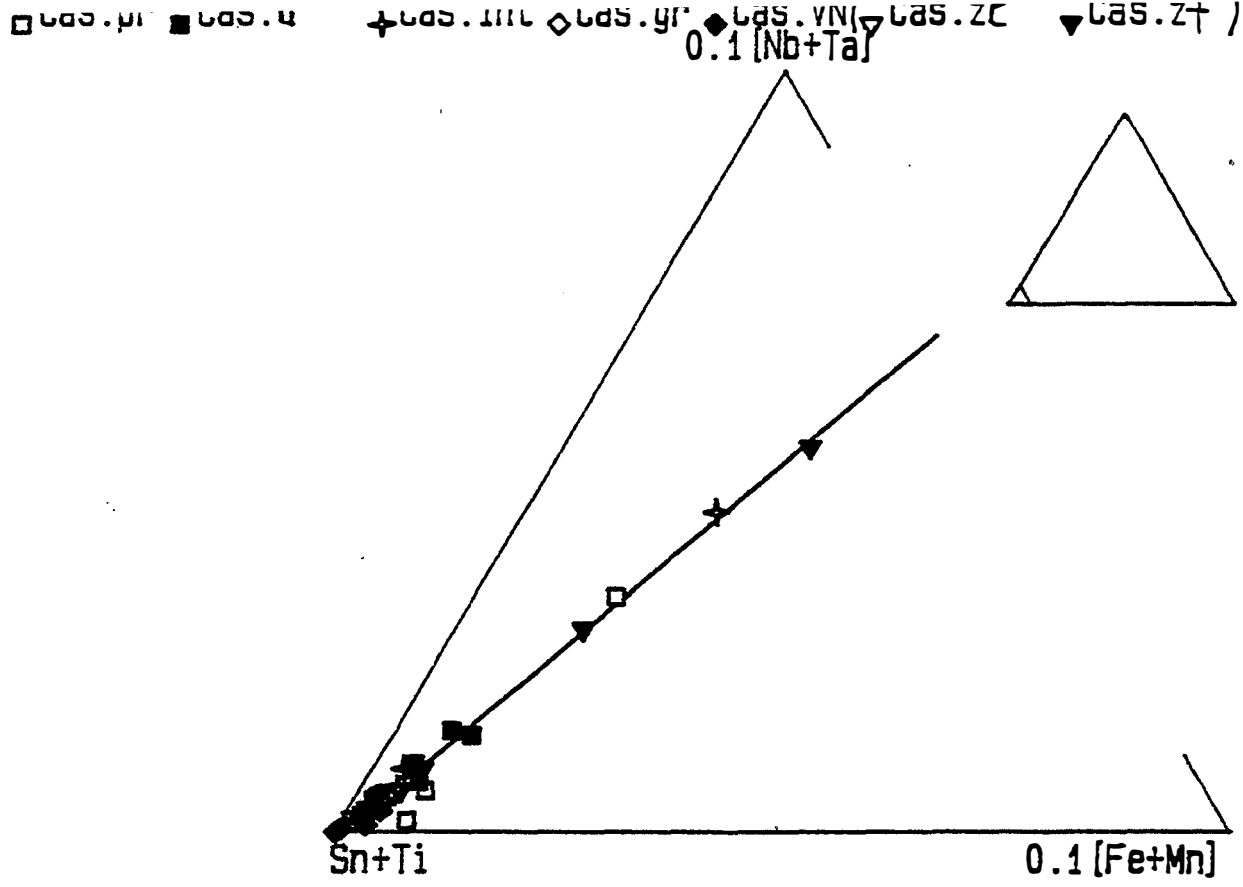


Figure VI-5 : Diagramme triangulaire [Nb+Ta]-[Sn+Ti]-[Fe+Mn].
 L'essentiel des variations de composition des cassitérites est due à
 la substitution 1) $\text{Sn}^{4+} = (\text{Nb}, \text{Ta})^{5+} + \text{Fe}^{2+}$.

irrégulièrement colorées malgré leur fréquent automorphisme, ce qui nous a conduit à rechercher l'origine de ces zones colorées riches en Fe, Nb et Ta.

Une cassitérite interstitielle montre en bordure un halo pléochroïque parfaitement circulaire de couleur brun-rouge. Ce halo est centré sur une micro-inclusion arrondie de niobotantalate presque entièrement résorbée. Cette micro-inclusion n'est pas une exsolution puisque dans les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique, les exolutions de niobotantalates sont incluses dans les zones claires à composition de cassitérite presque pure.

La composition du halo centré sur la micro-inclusion de niobotantalate (analyse 255) montre qu'il est fortement enrichi en Fe, en Nb et en Ta. Le rapport Fe/Nb+Ta reste égal à 0.5. Ce halo peut s'expliquer par la résorption de la micro-inclusion de niobotantalate par diffusion de Nb, Ta, Fe dans le réseau de la cassitérite. La conservation du rapport Fe/Nb+Ta montre que cet enrichissement en Fe, Nb, Ta de la cassitérite se fait suivant la substitution (1).

Cette résorption des inclusions de niobotantalates ne se produit que dans les cassitérites magmatiques précoces qui ont cristallisé à relativement haute température ce qui explique la quasi-absence d'inclusions dans ces cassitérites. Les zones colorées pléochroïques de ces cassitérites ont le plus souvent des formes assez irrégulières qui peuvent résulter de la coalescence de plusieurs halos de résorption. On remarquera que ce type de résorption des inclusions de niobotantalates n'est jamais observée dans les cassitérites formés à plus basse température (voir relations entre cassitérite des greisens et leurs inclusions primaires de niobotantalates).

1-5 Cristallochimie des niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso et des niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo

Les analyses des niobotantalates ont été effectués à la microsonde électronique (Ecole des Mines de Fontainebleau). Dans un premier temps nous décrivons les niobotantalates sur la base d'une formule structurale de type AB_2O_6 avec $A = Fe, Mn$ et $B = Nb, Ta, Ti, Sn, W$.

Les symboles utilisés dans les diagrammes sont :

- *Ccas.d*: niobotantalates en inclusion dans les cassitérites déformées du GSP ;
- *Ccas.gr* : niobotantalates associés aux cassitérites des greisens développés au dépens du GSP ;
- *Ccas.zon* : niobotantalates en inclusion dans les cassitérites fortement zonées du GSP à tendance pegmatitique ;
- *libr.aut* : niobotantalates automorphes libres (disséminés dans les zones internes du GSP) ;
- *libr.int*: niobotantalates interstitiels libres (disséminés dans les zones internes du GSP) ;
- *Cwol-sch* : niobotantalates en inclusion dans la scheelite remplaçant la wolframite des greisens du massif de Lamas de Olo ;
- *FeCb* : niobotantalates du stockwerk a ferbérîte d'Echassières (Aissa et al., 1987) ;
- *MnCb* : niobotantalates du gisement à quartz-wolframite de Carrock Fell (English Lake District) (Beddoe-Stephens et Fortey, 1981).

Les substitutions classiques de Nb par Ta et de Fe par Mn sont évidentes (fig. VI-6).

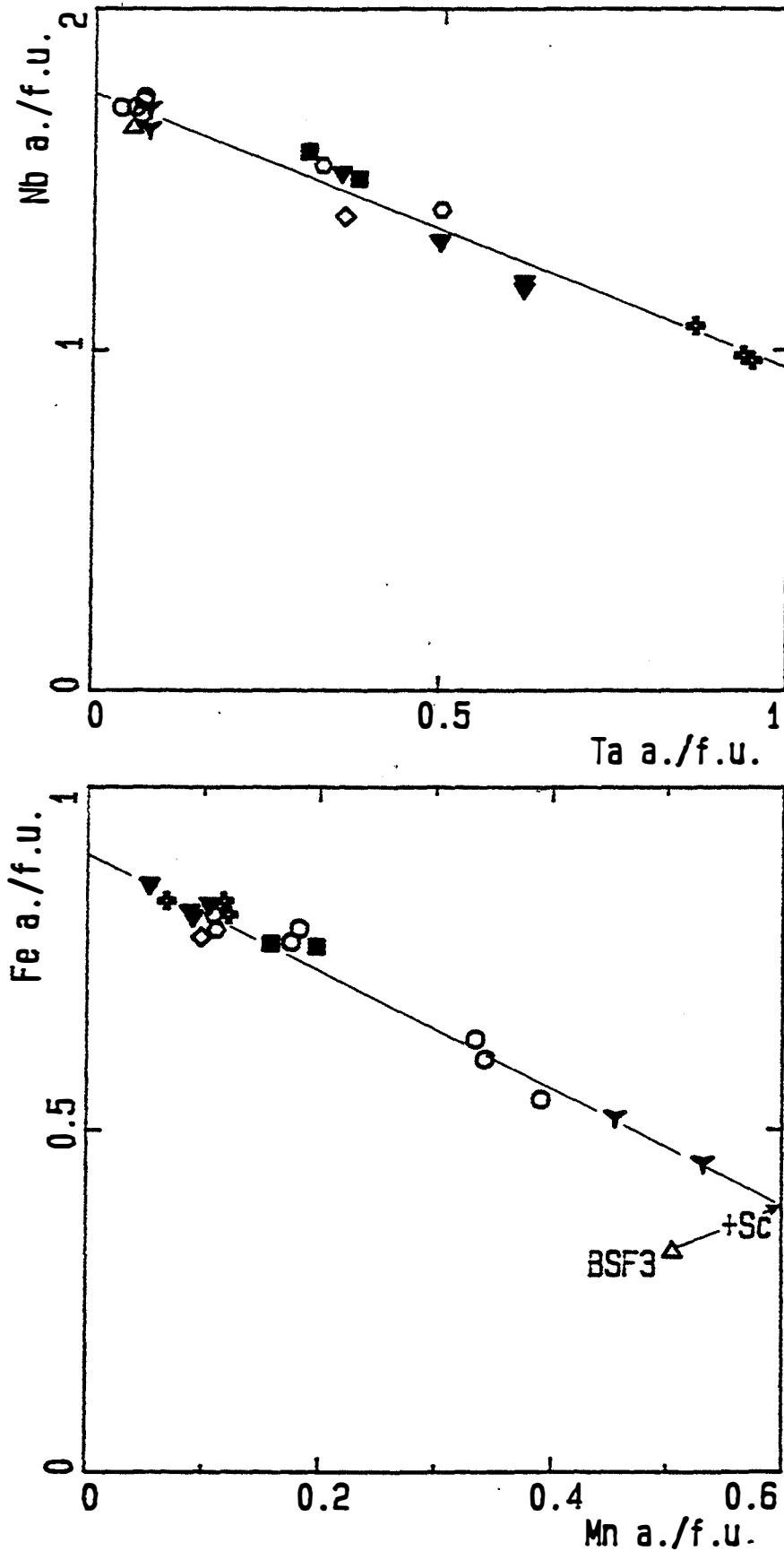


Figure VI-6 :Diagrammes Nb versus Ta et Fe versus Mn.

Mise en évidence des substitutions $Nb^{5+} = Ta^{5+}$ et $Fe^{2+} = Mn^{2+}$. Les columbo-tantalites hydrothermales sont riches en Nb et Mn. Les columbo-tantalites indépendantes, disséminées dans le faciès granitique, sont riches en Ta et pauvres en Mn.

■ Ccas.d ◊ Ccas.gr ▼ Ccas.zon ○ Libr.int ⊕ Libr.aut ▼ Cwol-sch ○ FeCb △ MnCb

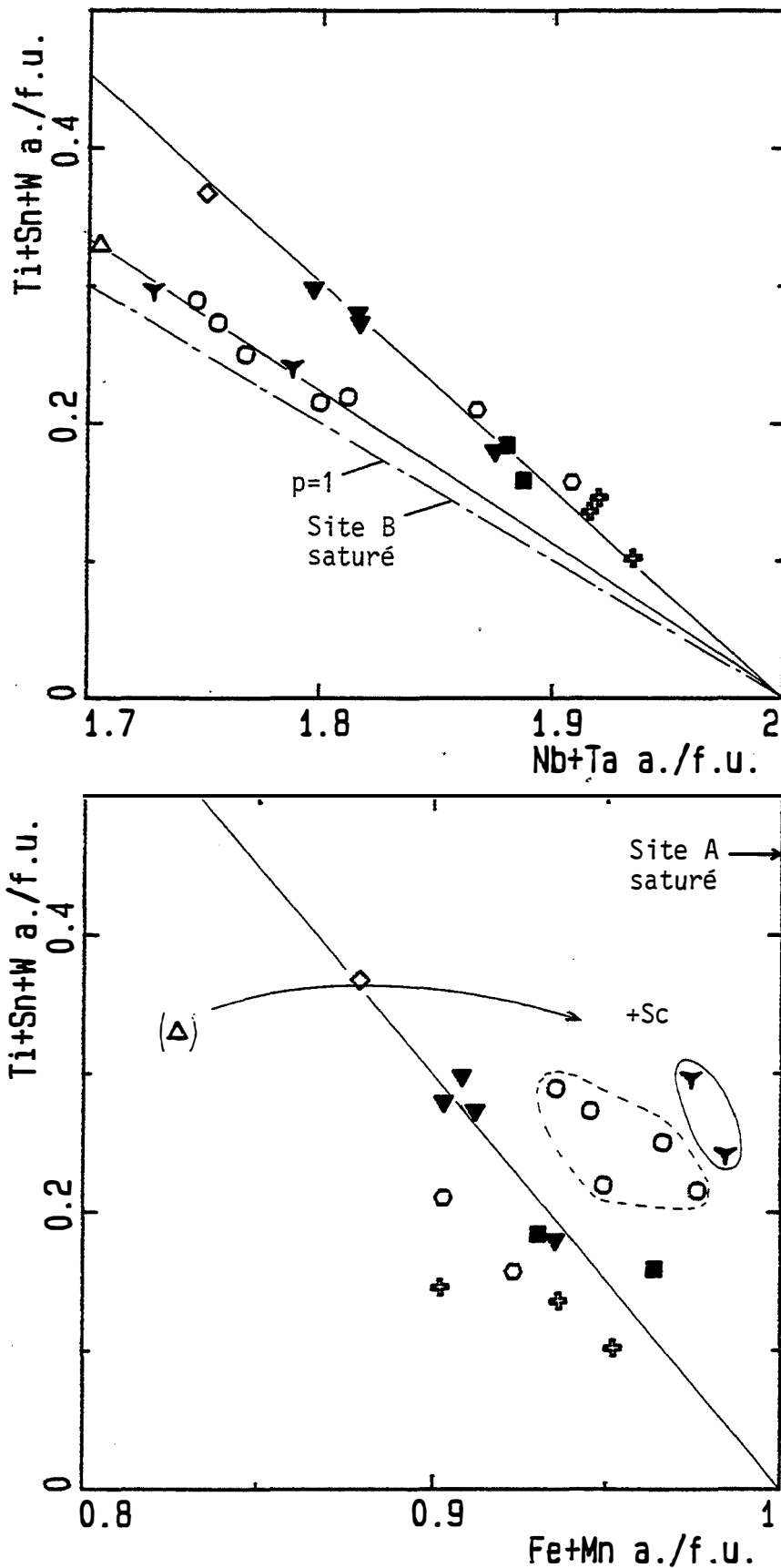


Figure VI-7 :Le diagramme $Ti+Sn+W$ versus $(Nb+Ta)$ fait apparaître l'écart à la stoechiométrie du site B. La droite de pente 1 correspond à la formule structurale des columbo-tantalites AB_2O_6 . Les columbo-tantalites des aplopegmatites sont du type desordonné (pseudo-ixiolites). le diagramme $Ti+Sn+W$ versus $Fe+Mn$. montre une corrélation mal définie entre $Ti+Sn+W$ et l'écart à la stoechiométrie du site A.

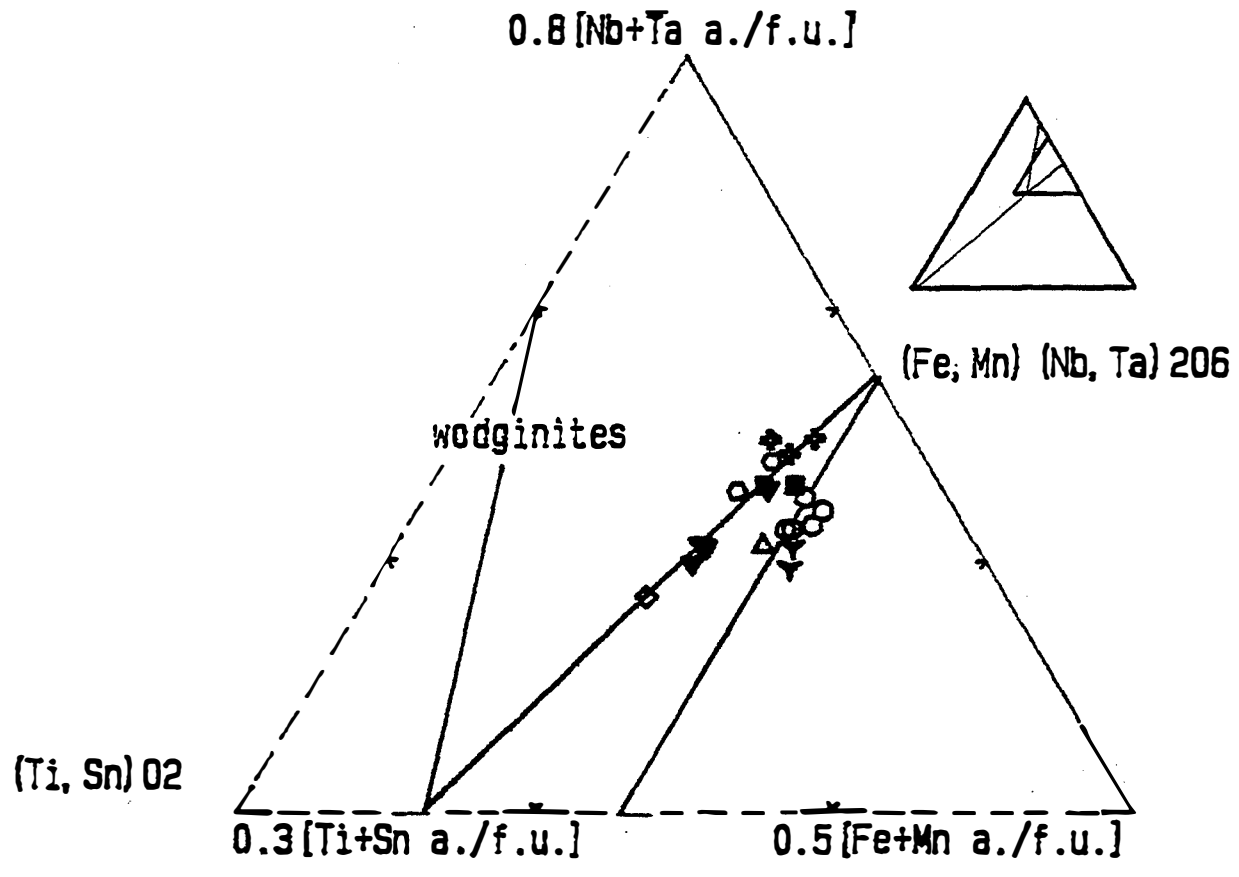
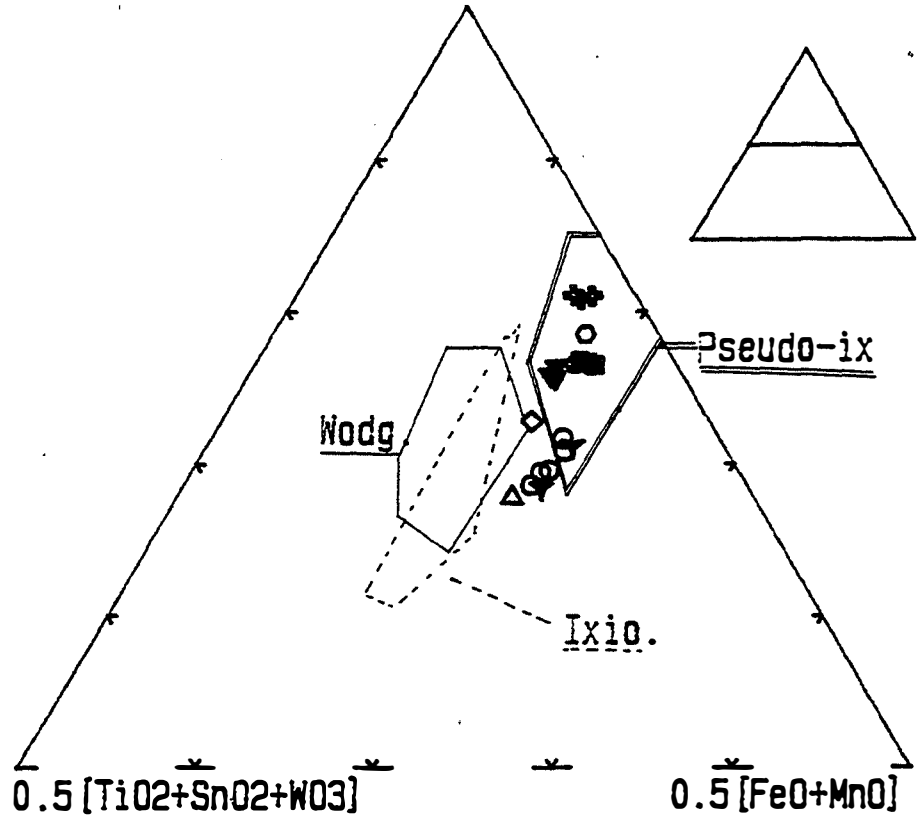


Figure VI-8 : Domaines de composition des wogginites ixiolites et pseudo-ixiolites dans le diagramme triangulaire $[Ta_2O_5+Nb_2O_5]-[TiO_2+SnO_2+WO_3]-[FeO+MnO]$ de Cerny (1982).
 Diagramme triangulaire $[Nb+Ta]-[Ti+Sn]-[Fe+Mn]$. L'essentiel des variations de composition des columbo-tantalites des aplopegmatites est du à la substitution $4) 3(Ti,Sn)^{4+}=2(Nb,Ta)^{5+}+(Fe,Mn)^{2+}$.

1-5.1 Niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso

L'introduction de W dans les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso ne sera pas discutée en raison des faibles teneurs en W qui rendent difficile l'appréciation du ou des mécanismes de substitution.

a) Introduction de Ti et Sn. Conséquences sur la structure des niobotantalates

Le diagramme Ti+Sn+W versus Nb+Ta (fig. VI-7) montre une nette anti-corrélation de pente $-3/2$ pour les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso qui indique que Ti, Sn, W se substituent à Nb et Ta dans le site B. Ce diagramme montre un net excès à la stoechiométrie du site B pour ces niobotantalates. Cet excédent (Ti+Sn+W+Nb+Ta) est une fonction strictement décroissante de Nb+Ta.

Le diagramme Ti+Sn+W versus Fe+Mn (fig. VI-7) montre que Ti+Sn+W et Fe+Mn sont grossièrement anti-corrélés (pente d'environ -3). Le déficit à la stoechiométrie du site A est corrélé à la quantité Ti+Sn+W et est donc lié à l'incorporation de Ti, Sn, W dans les niobotantalates. Remarquons que contrairement aux niobotantalates de Beddoe-Stephens et Fortey (1981) les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso ne contiennent pas de scandium de valence 2 qui pourrait saturer le site A.

Les pentes dans les diagrammes Ti+Sn+W versus Nb+Ta et Ti+Sn+W versus Fe+Mn (fig. VI-7) montrent que l'incorporation de Ti et de Sn dans les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso se fait suivant la substitution (4) qui correspond à une solution solide partielle entre niobotantalate et rutilite contenant Sn (Sn se substitue de manière isomorphe à Ti dans le rutilite):



Si on admet une structure du type AB_2O_6 et si on admet que l'introduction de Ti, Sn se fait selon la substitution (4), le site B (fig. VI-7) apparaît nettement excédentaire, le site A occupé par Fe et Mn apparaît déficitaire (fig. VI-7) ce qui indique que ces niobotantalates ne peuvent être décrits avec une formule structurale de type AB_2O_6 qui correspond aux niobotantalates ordonnés. Une formule structurale de type $(\text{Nb,Ta,Ti,Sn,W,Fe,Mn})_3\text{O}_6$ qui correspond aux niobotantalates de type désordonné (pseudo-ixiolites) est plus adaptée ce qui ne remet pas en cause le calcul de la formule structurale tel que nous l'avons effectué.

Rappelons que selon Cerny et Ercit (1985), ixiolites et pseudo-ixiolites sont orthorhombiques et ont une structure de type niobotantalates désordonnées. Les ixiolites ont des teneurs élevées en Ti, Sn, W. Chauffées à des températures de l'ordre de 1000°C les ixiolites prennent la structure de la wodginite plutôt que celle de la columbo-tantalite ce qui justifie la coupure entre ixiolites et pseudo-ixiolites.

Dans le diagramme triangulaire $[\text{Ta}_2\text{O}_5 + \text{Nb}_2\text{O}_5]$ - $[\text{TiO}_2 + \text{SnO}_2 + \text{WO}_3]$ - $[\text{FeO} + \text{MnO}]$ (fig. VI-8) en poids d'oxydes de Cerny (1982), l'auteur a reporté un grand nombre d'analyses de pseudo-ixiolites, ixiolites, wodginites et olovotantalites. Les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso tombent pour la plupart dans le champ des pseudo-ixiolites. Cependant les plus riches en Ti et Sn sont à la limite pseudo-ixiolites, ixiolites

■ Ccas.d ◊ Ccas.gr ▼ Ccas.zon ○ Libr.int + Libr.aut ▼ Cwol-sch ○ FeCb △ MnCb
 FeTa206 MnTa206.

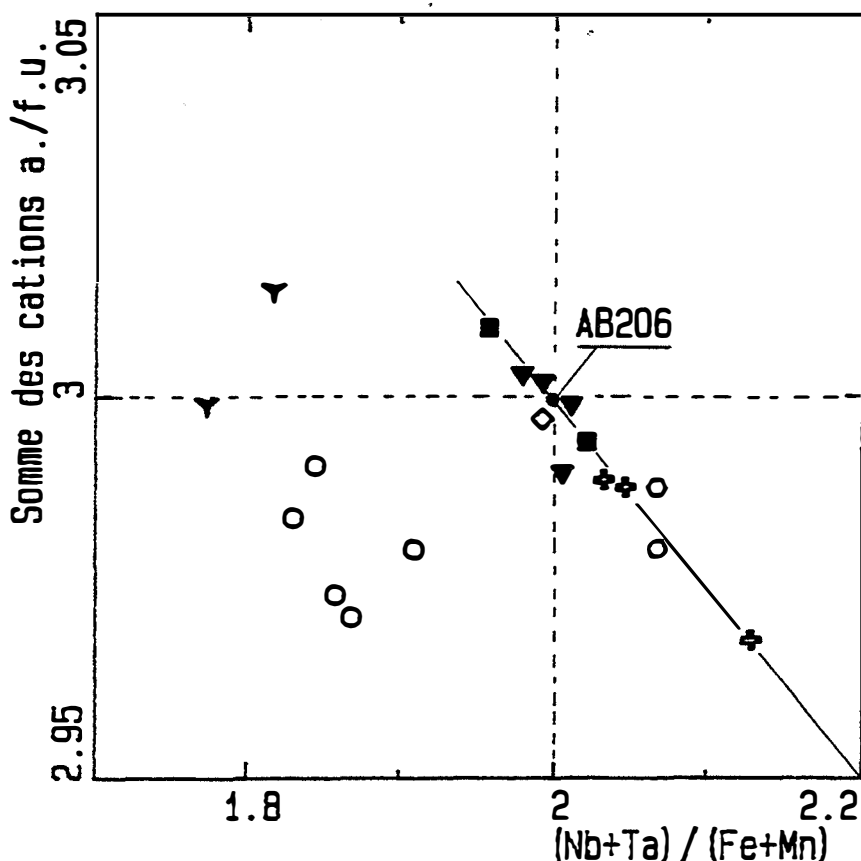
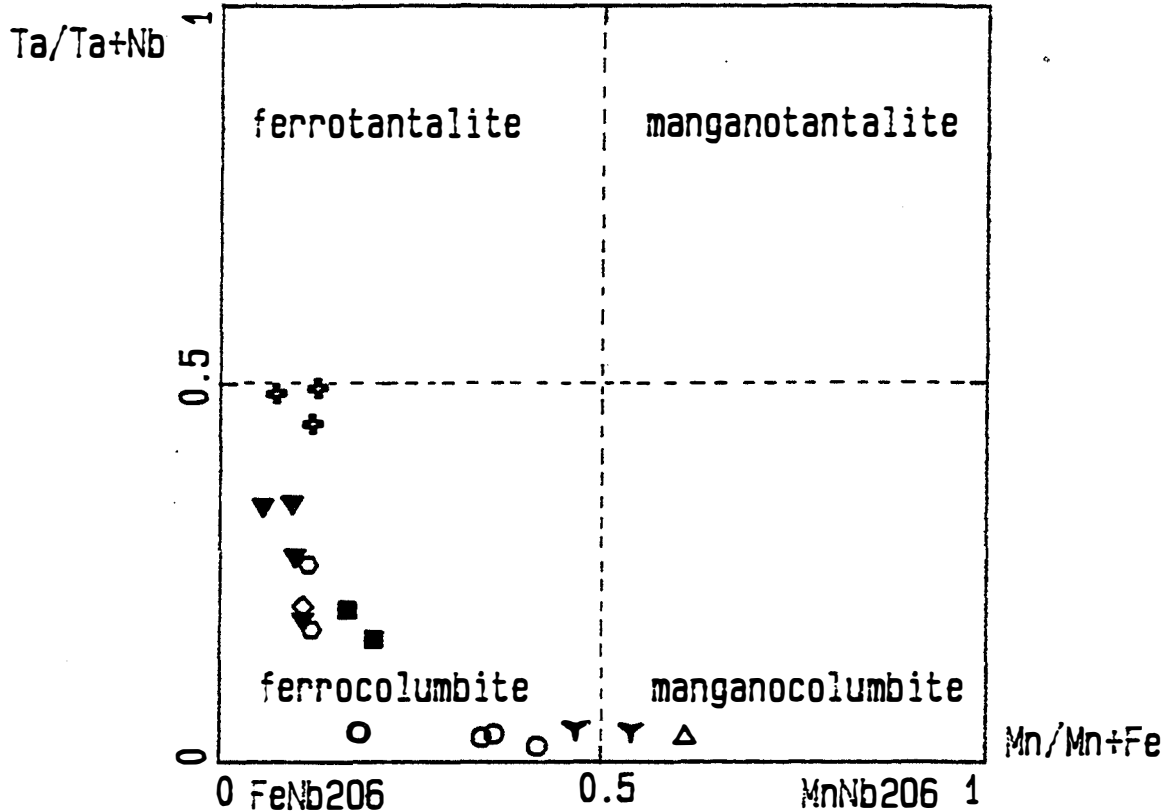
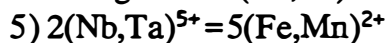


Figure VI-9: Diagramme Ta/Ta + Nb versus Mn/Mn + Fe.

Les points représentatifs des columbo-tantalites analysées tombent pour la plupart dans le champ des ferrocolumbites

Diagramme (Somme des cations) versus Nb + Ta/Fe + Mn

Corrélation entre écart à la stoechiométrie et rapport Nb + Ta/Fe + Mn indiquant un échange entre (Nb,Ta) et (Fe,Mn) suivant 5)



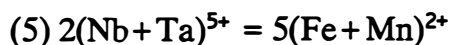
AB206 point correspondant aux columbo-tantalites théoriques.

b) Echange entre (Nb,Ta) et (Fe,Mn)

L'essentiel des variations chimiques des pseudo-ixiolites des aplopegmatites de Seixoso est due à la substitution (4). Cette substitution ne fait varier ni le rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ qui reste égal à 2 (structure type AB_2O_6) ni le nombre de cations dans la structure. Cependant, les pseudo-ixiolites des aplopegmatites ont un rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ qui varie de 1.96 à 2.13 (fig. VI-9).

Le diagramme (Somme des cations) versus $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ (fig. VI-9) montre une anti-corrélation étroite entre l'écart à la stoechiométrie et le rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$. Dans ce diagramme les points représentatifs des pseudo-ixiolites des aplopegmatites définissent une droite qui passe par le point de coordonnées (Somme des cations)=3, $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})=2$. Ce point correspond à la formule idéale d'une columbo-tantalite (AB_2O_6). Les quelques pseudo-ixiolites qui montrent un excès de cations, qui reste cependant très faible, ont un rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ inférieur à 2. La majorité des pseudo-ixiolites présente au contraire un déficit (physiquement plus réalisable pour la structure du minéral) et ont un rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ supérieur à 2.

Un échange entre (Nb,Ta) et (Fe,Mn), suivant (5), dans les pseudo-ixiolites explique parfaitement l'anti-corrélation observée entre l'écart à la stoechiométrie et le rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ ainsi que le déficit ou l'excès de cations selon que le rapport $(\text{Nb}+\text{Ta})/(\text{Fe}+\text{Mn})$ est respectivement, supérieur ou inférieur à 2. Il faut remarquer que le taux de cette substitution est suffisamment faible (le déficit de cation est toujours inférieur à 0.035) pour ne pas trop perturber la nette anticorrélation observée entre $\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}$ et $\text{Nb}+\text{Ta}$ due à la substitution (4). Remarquons d'ailleurs que le niobotantalate qui présente le plus grand déficit de cation dû à la substitution (5) montre un excès de Nb+Ta (fig. VI-7).



1-5.2 Niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo

Le diagramme $\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}$ versus $\text{Nb}+\text{Ta}$ montre une nette anti-corrélation de pente -1.13 pour les niobotantalates hydrothermaux pauvres en Sn et riches en W et Ti qui indique que Ti, Sn, W se substituent à Nb et Ta dans le site B (fig. VI-7). Ce diagramme montre un très léger excès à la stoechiométrie du site B pour ces niobotantalates: $\text{Nb}+\text{Ta}+\text{Ti}+\text{W}+\text{Sn}$ est très légèrement supérieur à 2. Cet excédent $(\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}+\text{Nb}+\text{Ta})$ est une fonction strictement décroissante de $\text{Nb}+\text{Ta}$.

On note l'absence d'anti-corrélation entre le déficit à la stoechiométrie du site A et la quantité $\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}$ dans le diagramme $\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}$ versus $\text{Fe}+\text{Mn}$ (fig. VI-7) contrairement à ce qui avait été observé pour les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso. Ce diagramme montre que l'écart à la stoechiométrie du site A est plus prononcé pour les niobotantalates d'Echassières que pour celles des greisens du massif de Lamas de Olo.

A teneurs en $\text{Ti}+\text{Sn}+\text{W}$ équivalentes, l'écart à la stoechiométrie des sites A et B est beaucoup plus faible dans les niobotantalates hydrothermaux que dans les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso. Ceci montre qu'il existe malgré tout un certain désordre dans les niobotantalates hydrothermaux qui seraient peut-être mieux décrits par une formule du type $(\text{Nb},\text{Ta},\text{Ti},\text{Sn},\text{W},\text{Fe},\text{Mn})_3\text{O}_6$ correspondant aux niobotantalates désordonnés (pseudo-ixiolites).

Aissa et al' (1987) rejettent la substitution couplée (6) proposée par Beddoe-Stephens et Fortey (1981) pour les niobotantalates d'Echassières en prenant comme argument que les

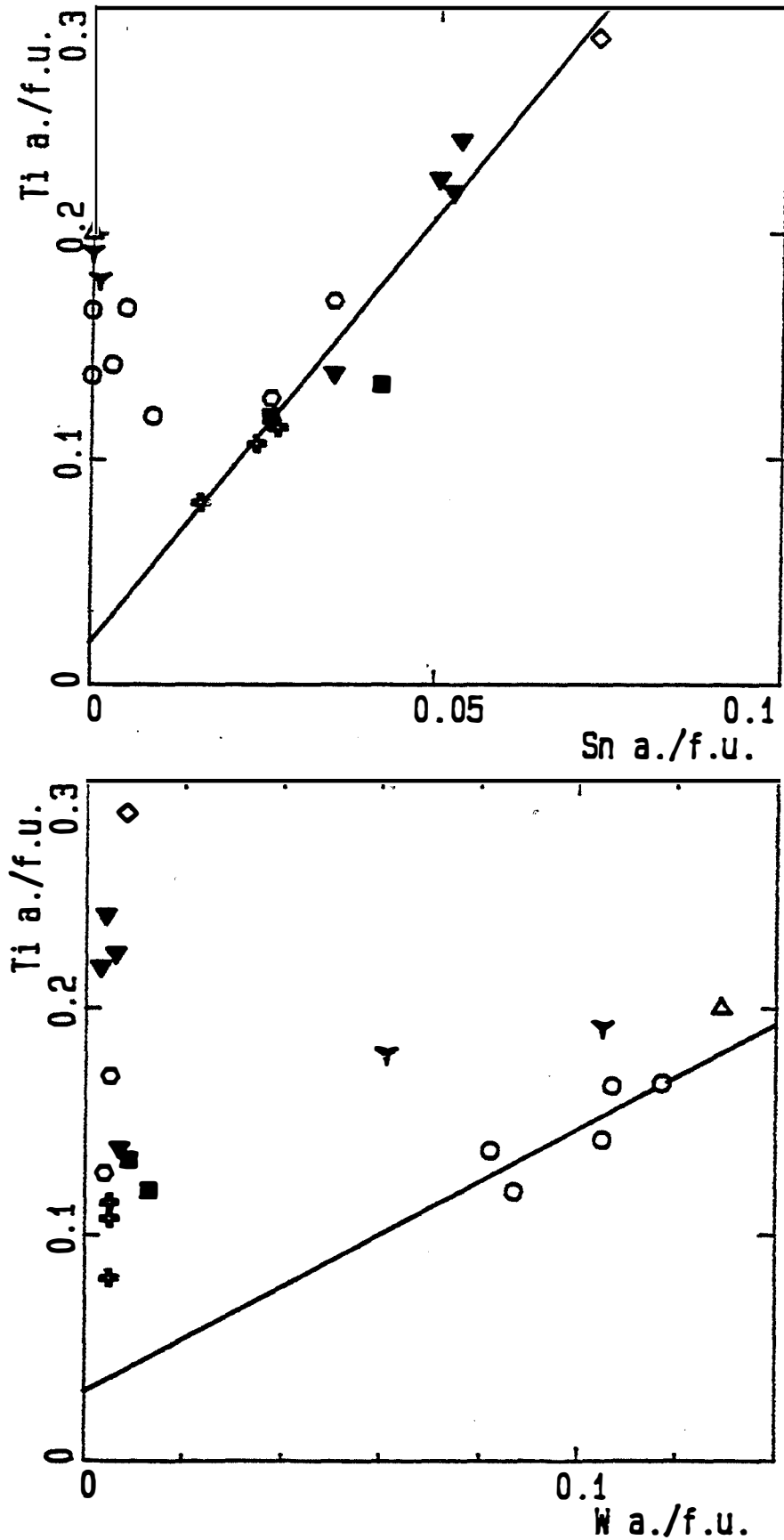
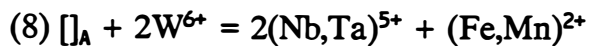
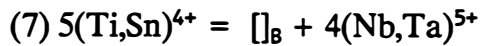
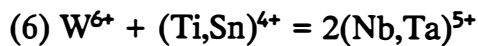


Figure VI-10: Diagrammes Ti versus Sn et Ti versus W.

Influence du milieu de cristallisation.

Les columbo-tantalites des aplopegmatites à cassitérite sont riches en Sn. Les columbo-tantalites des greisens à wolframite sont riches en W.

teneurs en W sont inférieures à celles de Ti. Ces auteurs expliquent les variations de compositions des niobotantalates par une combinaison des substitutions (7) et (8). Cette dernière substitution est elle aussi proposée par Beddoe-Stephens et Fortey (1981).



La substitution (7) entraîne un excès de cations dans le site B de 1/5 Ti, ce qui, au dire même de ces auteurs, est difficilement envisageable. Les teneurs en TiO₂ de ces niobotantalates sont loin d'être négligeables, moyenne de TiO₂=3.36% en oxydes pour les analyses données par les auteurs.

La substitution (8) entraîne un déficit de cations dans le site A de W/2 soit environ 0.05 cations en moyenne par formule unitaire.

Dans le diagramme [Nb+Ta]-[Fe+Mn]-[W+Ti+Sn] (fig. VI-8), Aïssa et al (1987) montre que les points représentatifs des niobotantalates d'Echassières se groupe selon une direction oblique à celles des deux vecteurs de substitution (7) et (8) ce qui est en accord avec ce que l'on est en droit d'attendre de la combinaison de ces deux substitutions. Si on admet une structure du type AB₂O₆, il doit y avoir dépendance entre les substitutions (7) et (8) dans la mesure où les taux d'occupation des sites A et B sont dépendants : les taux des substitutions (7) et (8) doivent être égaux. L'écart à la stoechiométrie des sites A et B bien que nettement inférieur à celui observé pour les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso est tout de même notable et le mécanisme proposé par Aïssa et al (1987) semble plus réalisable dans un minéral de structure type pseudo-ixiolite. Même dans ce cas, les taux des substitutions (7) et (8) doivent être égaux pour que le nombre de cations soit respecté ce qui doit conduire à une pente de 5/2 dans un diagramme Ti+Sn versus W. Cette dépendance est clairement démontrée par le fait que l'on observe une corrélation, certes mal définie, entre Ti et W pour les niobotantalates d'Echassières (diagramme Ti versus W). Cependant, la pente de cette corrélation est nettement différente de 5/2 mais très proche de 1 qui est la valeur théorique imposé par la substitution (6). L'ordonnée à l'origine dans le diagramme Ti versus W suggère qu'une petite quantité de Ti est introduite selon un mécanisme qui ne fait pas intervenir W par exemple suivant la substitution (9). Une combinaison des substitution (6) et (9) est donc aussi acceptable que le mécanisme proposé par Aïssa et al (1987). On peut d'ailleurs remarquer que 2.(6)+(9)=(7)+(8). Cependant, les taux des substitutions (6) et (9) sont indépendants ce qui est peut-être plus réaliste. Le facteur limitant le taux de la substitution (6) est la teneur en W puisque W<Ti. Le titane supplémentaire peut alors être incorporé suivant la substitution couplée (9). Les niobotantalates des greisens de Lamas de Olo ont des teneurs équivalentes ou légèrement plus faibles en W que celles des niobotantalates d'Echassières, mais sont un plus riches en Ti. Il ne semble pas exister une corrélation entre Ti et W telle que celle observée pour les niobotantalates d'Echassières ce qui peut s'expliquer par une quantité variable de Ti introduit selon la substitution (9) en plus du Ti introduit simultanément avec W par la substitution (6).

Le mécanisme proposé par Aissa et al (1987) ou celui que nous proposons, doivent avoir pour conséquence une baisse du rapport $(Ta+Nb)/(Fe+Mn)$ du aux substitutions (1) ou (2), et c'est bien ce que l'on observe dans le diagramme (Somme des cations) versus $(Nb+Ta)/(Fe+Mn)$ (fig. VI-9).

1-6 Comparaison entre niobotantalates des aplopegmatites et niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo

1-6.1 Rapports $Ta/(Ta+Nb)$ et $Mn/(Mn+Fe)$

Les points représentatifs des niobotantalates se répartissent en deux groupes dans le diagramme $Ta/Ta+Nb$ versus $Mn/Mn+Fe$ (fig. VI-9).

- *groupe 1* : ce groupe rassemble les niobotantalates disséminés dans les zones internes du GSP (faciès principal des aplopegmatites de Seixoso) et qui cristallisent apparemment au stade magmatique avec les cassitérites précoces. A l'intérieur de ce groupe, les variations de composition se font à rapport $Ta/Ta+Nb$ variable le rapport $Mn/Mn+Fe$ reste faible. Cependant ce rapport semble augmenter quand le rapport $Ta/Ta+Nb$ devient inférieur à 0.2.

- *groupe 2* : tous les niobotantalates de ce groupe proviennent de gisements de type hydrothermal. Ce groupe comprend les niobotantalates provenant d'un greisen à wolframite du massif de Lamas de Olo, les niobotantalates tungstifères du gisement à quartz-wolframite de Carrock Fell (English Lake District) décrites par Beddoe-Stephens et Fortey (1981), ainsi que les niobotantalates étudiés par Aissa et al. (1987) dans le stockwerk à ferbélite d'Echassières. Les niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo ont une composition intermédiaire entre celles des ferrocolumbites et celles des manganocolumbites. A l'intérieur de ce groupe, les variations de composition se font à rapport $Mn/Mn+Fe$ variable. Le rapport $Ta/Ta+Nb$ reste faible. Ces niobotantalates sont au moins dix fois plus riches en niobium qu'en tantale.

1-6.2 Comportement contrasté de Sn et de W

Le diagramme Ti versus Sn (fig. VI-10) montre que les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso ont des teneurs en titane et étain élevées qui les rapprochent du groupe des ixiolites et des olivotantalites décrites par Gorzhenskaya et Sidorenko (1974). On observe une bonne corrélation positive entre Ti et Sn. Ces niobotantalates contiennent également du tungstène mais en quantité très faible et voisine du seuil de détection (voir diagramme Ti+Sn versus W).

Le diagramme Ti versus W (fig. VI-10) montre que les niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo sont aussi riches en titane que les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso mais se distinguent nettement de ces derniers par leur richesse en tungstène et leur pauvreté en étain. Leur composition rappellent celles des ixiolites et plus précisément, celles des wolframoixiolites de Cerny et Ercit (1985) et de Cerny (1986). Les analyses montrent que nos niobotantalates sont très comparables aux niobotantalates tungstifères décrites par Beddoe-Stephens et Fortey (1981), ainsi qu'aux niobotantalates étudiés par Aissa et al. (1987).

1-7 Relations entre les cassitérites des aplopegmatites et leurs inclusions de niobotantalates

Au moins trois types d'inclusions de niobotantalates peuvent être distingués dans les cassitérites des aplopegmatites de Seixoso :

- *Type 1* : inclusions primaires de cristallisation précoce, englobées et parfois plus ou moins résorbées par les cassitérites (halo de résorption) ;
- *Type 2* : Exsolutions dans les cassitérites à zonation automorphe oscillatoire du GSP à tendance pegmatitique ;
- *Type 3* : Inclusions de niobotantalates dans les cassitérites fragmentées (et plus ou moins recristallisées) des rares zones déformées des aplopegmatites.

Type 1

Les relations entre les niobotantalates englobés par les cassitérites magmatiques du GSP sont discutées dans le chapitre 1-4 (Origine des zones colorées en taches dans les cassitérites).

Type 2

Dans les cassitérites fortement zonées du GSP à tendance pegmatitique, les exsolutions sont toujours situées dans des zones limpides qui correspondent à une cassitérite presque pure mais à Ta dominant. Le rapport $Ta/Ta+Nb$ des exsolutions est systématiquement inférieur à celui des zones sombres adjacentes (riches en Fe, Nb, Ta) des cassitérites hôtes (fig. diagramme $Ta/Ta+Nb$ versus $Fe/Fe+Mn$, fig VI-11). Les zones limpides et leurs exsolutions représentent probablement une cassitérite initialement riche en Fe, Nb, Ta et probablement à Nb/Ta supérieur à celui des zones sombres non exsolvées. On peut estimer que le rapport Nb/Ta avant exsolution est le même que celui des exsolutions de niobotantalates puisque les zones limpides ont une composition de cassitérite presque pure. Ces zones initialement riches en Nb s'exsolvent plus facilement du fait du fractionnement préférentiel de Ta dans la cassitérite : contrôle du rapport Ta/Nb de la cassitérite par le constituant tapiolite ($Ta \gg Nb$) en solution solide.

Cette exsolution des zones riches en Nb a probablement accentué la zonation oscillatoire initiale. La différence de composition des zones exsolvées (avant exsolution) et des zones non exsolvées était probablement moindre que celle entre les zones sombres non exsolvées et les zones limpides actuelles, l'exsolution ne se déclenchant qu'au delà d'une certaine teneur en Nb.

Type 3

Les rares inclusions des cassitérites interstitielles déformées et cassées sont observées en bordure dans les zones limpides (cassitérite presque pure). Le rapport $Ta/Ta+Nb$ (fig. VI-11) de ces inclusions est faible et identique à celui des zones sombres adjacentes. Ces inclusions représentent probablement des exsolutions puisqu'elles conservent le rapport $Ta/Ta+Nb$ de leur parent, ce qui est normal puisque la cassitérite résultante, limpide est pratiquement dépourvue de $Nb+Ta$.

Le rapport $Mn/Mn+Fe$ de ces inclusions est faible mais plus élevé que celui des autres inclusions de niobotantalates. Les cassitérites précoces non déformées ou déformées contiennent parfois Mn mais la plupart du temps les teneurs en cet élément sont inférieures au seuil de détection de la microsonde. La différence du rapport $Mn/Mn+Fe$ entre cassitérite adjacente non exsolvée et les exsolutions est donc probablement moindre que

Cassitérites

□ Cas.pr ■ Cas.pr.d + Cas.int ◇ Cas.gr ◆ Cas.VN ▽ Cas.z.cl ▼ Cas.z.f

Niobotantalates

■ Ccas.d ◇ Ccas.gr ▼ Ccas.zon ○ Libr.int + Libr.ait ▼ Cwol-sch ○ FeCb △ MnCb

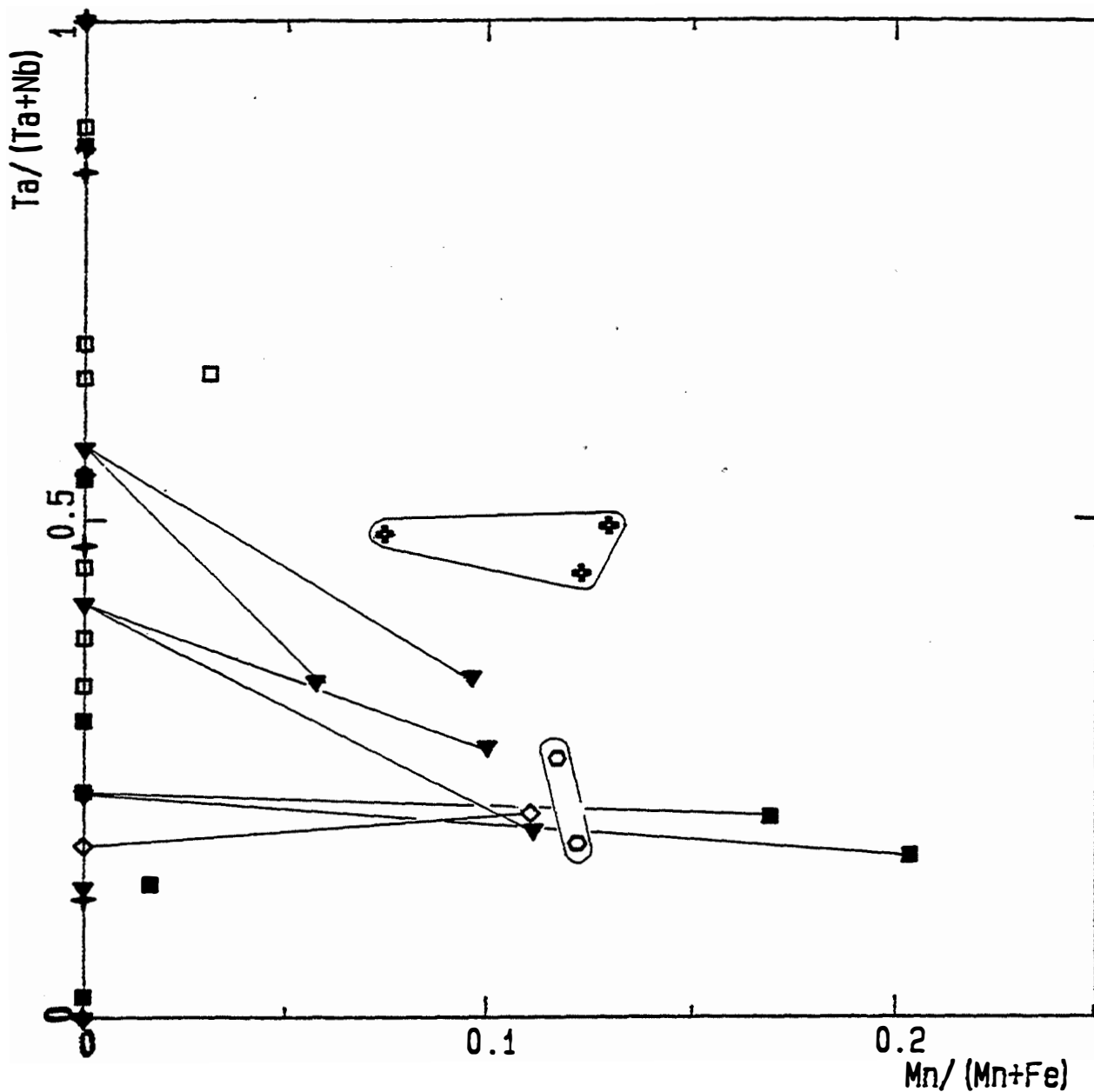


Figure VI-11: Diagramme Ta/Ta+Nb versus Mn/Mn+Fe
Composition des cassitérites de leurs inclusions de niobotantalates et des niobotantalates associés

celle qui apparaît sur le diagramme Ta/Ta+Nb versus Mn/Mn+Fe. Cependant, la plus forte valeur du rapport Mn/Mn+Fe des inclusions est probablement due au fractionnement préférentiel de Fe par la cassitérite en raison du contrôle du rapport Fe/Fe+Mn de la cassitérite par le constituant tapiolite ($Fe \gg Mn$) en solution solide.

1-8 Origine essentiellement magmatique de la minéralisation en Sn-Nb-Ta - Influence du mode de cristallisation sur le fractionnement entre Nb et Ta

La cassitérite et les niobotantalates sont des minéraux accessoires disséminés dans les aplopegmatites. On distingue une cassitérite précoce et une cassitérite interstitielle qui cristallise plus tardivement mais en continuité. Dans les zones du GSP (faciès principal des aplopegmatites) à tendance pegmatitique, la cassitérite, comme les autres minéraux, est de plus grande taille. Comme pour la cassitérite, on distingue des niobotantalates automorphes et des niobotantalates interstitiels apparemment plus tardifs. Les relations texturales avec les minéraux constitutifs du GSP indiquent que les cassitérites et les niobotantalates disséminés cristallisent à un stade magmatique.

Dans les greisens qui se développent au dépens du GSP et du faciès de bordure des aplopegmatites la cassitérite forme des agrégats à inclusions de muscovite et est associée à des niobotantalates qu'elle englobe souvent.

Les teneurs en Nb et Ta des cassitérites disséminées sont modérées, les teneurs en Mn pratiquement nulles. Nb et Ta sont introduits de manière couplée avec Fe^{2+} . Ces cassitérites sont tantalifères mais les bordures des cassitérites interstitielles peuvent être niobifères malgré le contrôle cristallographique du rapport Ta/Nb par le constituant tapiolite ($Fe \gg Mn$)($Ta \gg Nb$) $_2O_6$ en solution solide dans la cassitérite, ce qui indique une fin de cristallisation dans un milieu à Nb dominant.

Les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique sont niobifères comme les bordures des cassitérites interstitielles ce qui suggère que les zones du GSP à tendance pegmatitique cristallisent plus tardivement que les zones à texture plus granitique. Ces cassitérites ont une forte zonation oscillatoire et contiennent de nombreuses exolutions de niobotantalates dans les zones pauvres en Nb et Ta. La zonation oscillatoire initiale a été accentuée en raison de l'exsolution plus facile de Ta, Nb, Fe dans les zones initialement riches en Nb du fait du fractionnement préférentiel de Ta dans la cassitérite dans des conditions réductrices.

Les cassitérites des zones greiséniées du GSP sont pauvres en (Ta+Nb) et sont à Nb dominant. L'introduction de Nb et Ta est couplée à celle de Fe^{2+} (solution solide entre cassitérite et tapiolite) et à celle de Fe^{3+} (solution solide entre cassitérite et un composé du type $(Nb > Ta)Fe^{3+}O_4$) ce qui indique un milieu de cristallisation assez oxydant qui contraste avec le caractère réduit des magmas à l'origine des aplopegmatites, même à la fin de la cristallisation des zones à tendance pegmatitique. C'est le caractère oxydant et probablement la composition du milieu de cristallisation qui explique le caractère niobifère de ces cassitérites en favorisant l'introduction couplée de Fe^{3+} avec Nb. Cette prédominance de Fe^{3+} sur Fe^{2+} et de Nb sur Ta est généralement observée dans les cassitérites hydrothermales.

Les teneurs en (Nb+Ta) des cassitérites des greisens sont basses malgré leur coexistence avec d'abondants niobotantalates ce qui montre qu'elles se sont équilibrées avec ces derniers à une température nettement inférieure à celles de la cristallisation magmatique des cassitérites et des niobotantalates disséminés dans les aplopegmatites.

Tous les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso sont relativement riches en Ti et Sn et doivent être décrits par une formule du type $(\text{Nb,Ta,Ti,Sn,W,Fe,Mn})_3\text{O}_6$ qui correspond aux columbotantalites de type désordonnées (pseudo-ixiolites). La richesse en Ti des niobotantalates disséminés est probablement due à l'absence des minéraux titanifères habituels des granites.

Les niobotantalates disséminés sont presque aussi riches en Sn que les niobotantalates en inclusion dans les cassitérites ce qui indique qu'un équilibre s'est instauré, à relativement haute température, entre cassitérite et niobotantalates ce qui confirme que ces minéraux ont cristallisé au stade magmatique.

Les niobotantalates des greisens ont un rapport Ta/Ta+Nb proche de celui des niobotantalates interstitiels disséminés dans le GSP ce qui suggère que le rapport Ta/Ta+Nb des fluides hydrothermaux responsables de la greisénisation des aplopegmatites et de leurs épontes a été fixé par le magma à la fin de la cristallisation magmatique des aplopegmatites et donc que ces fluides ont une origine essentiellement magmatique. Ces niobotantalates hydrothermaux sont relativement manganésifères et niobifères et tendent par leur composition à se rapprocher des niobotantalates des greisens du massif de Lamas de Olo qui sont essentiellement niobifères et dont le rapport Mn/Mn+Fe est voisin de 0.5.

Les cassitérites disséminées dans les aplopegmatites sont le plus souvent irrégulièrement colorées (couleur brun-rouge, pléochroïque) malgré leur fréquent automorphisme. Ces zones colorées sont enrichies en Nb, Ta et Fe^{2+} par résorption d'une inclusion de niobotantalate : Nb, Ta, Fe diffusent dans le réseau de la cassitérite à partir de l'inclusion en conservant un rapport Fe/Nb+Ta de 0.5 (solution solide entre cassitérite et tapiolite). Cette résorption des inclusions de niobotantalates ne se produit que dans les cassitérites magmatiques précoces qui ont cristallisé à relativement haute température. Elles n'est jamais observé dans les cassitérites hydrothermales des greisens pourtant riches en inclusions de niobotantalates.

La résorption des inclusions de niobotantalates dans les cassitérites magmatiques indique que cassitérite et niobotantalates ne sont pas complètement en équilibre au stade magmatique sinon il faudrait invoquer un élargissement du domaine de solution solide entre cassitérite et niobotantalates à basse température ce qui est contredit par la présence des exsolutions dans les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique : ces dernières cristallisent plus tardivement que les cassitérites des zones à texture plus granitique. Ceci implique que les zonations observées dans les cassitérites magmatiques sont de nature cinétique. Lorsque la croissance de la cassitérite est rapide ses teneurs en Nb et Ta sont faibles ; lorsque la croissance est lente la cassitérite est riche en Nb et Ta parce que l'équilibre entre la cassitérite et les niobotantalates (par l'intermédiaire du magma) est mieux réalisé.

Quand la cassitérite est le principal porteur de Ta et Nb (niobotantalates très peu abondants) sa cristallisation au stade magmatique induit une baisse du rapport Ta/Nb du magma à cause du fractionnement préférentiel de Ta par la cassitérite quand le milieu de cristallisation est réduit. Le fractionnement entre Nb et Ta sera donc plus marqué lorsque la cassitérite cristallise lentement (équilibre avec le magma). Une cristallisation rapide en complet déséquilibre se marquera par une quasi-absence de fractionnement entre Nb et Ta.

Dans le cas des aplopegmatites de Seixoso, le fractionnement de Nb et Ta est en grande partie assuré par les niobotantalates disséminés. L'évolution globale de la composition des cassitérites et des niobotantalates correspond à une diminution du rapport Ta/Nb. Ce type d'évolution a un certain caractère de généralité. Elle est par exemple observée par Kosakévitch (1980) depuis les cassitérites de cristallisation précoce et

disséminées dans le granite à albite de Montebias jusqu'aux cassitérites des greisens qui se développent au dépens du granite. La cause en est peut être une stabilité à plus haute température du pôle tantalifère des niobotantalates.

2 Rutiles à Sn-Ta-Nb ou à W-Nb des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées du Secteur de Seixoso

2-1 Introduction

Le rutile est la variété polymorphique de TiO_2 (composition idéale) stable dans les conditions superficielles. Il est généralement considéré comme un minéral d'altération :

- dans les gisements de type porphyres cuprifères, le rutile est anormalement riche en Cu et est un produit d'altération des minéraux titanifères primaires des encaissements altérés (Czamanske et al., 1981). La présence de rutiles cuprifères a d'ailleurs été proposé comme guide de prospection des gisements de ce type (Williams et Cesbron, 1977) ;

- le rutile est un produit d'altération des minéraux titanifères lors de l'albitisation (par percolation de fluides) de roches quartzo-feldspathiques plus ou moins riches en biotite : voir travail de Pascal (1979) sur les albitites du massif de l'agly (Pyénées Orientales) ;

- enfin, dans les pegmatites granitiques, Cerny et al. (1964) considèrent que le rutile est un minéral d'altération lié aux albitisations tardives.

Dans les pegmatites granitiques à métaux rares, le rutile est fréquemment riche en Fe, Nb, Ta, parfois en Sn et plus rarement en W. Suivant le rapport Ta/Nb de ces rutiles, de nombreux auteurs (Flinter, 1959 ; Cerny et al., 1964 ; Fleisher, 1980) proposent les termes ilménorutile (pour les rutiles à rapport Ta/Nb < 1) et strüvérite (pour les rutiles à rapport Ta/Nb > 1). Dans un souci de simplification nous n'utiliserons que le terme rutile.

2-2 Description des échantillons

Symbole GfQm

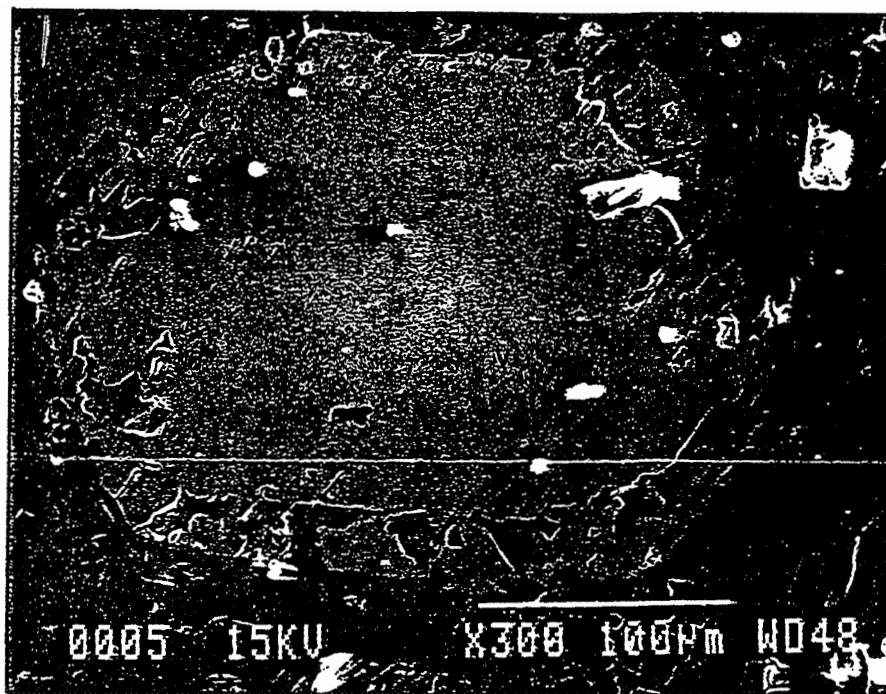
Les rutiles GfQm proviennent du stock de granites fins peralumineux à biotite dominante et muscovite de Quintela do Monte. Ce stock est intra-batholite de Celorico de Basto. Les granites de ce stock ont subi une chloritisation et une légère greisénisation pervasive. La chloritisation de la biotite s'accompagne de la formation d'oxydes de fer hydratés et de muscovite subordonnée. Le titane de la biotite est souvent fixé sous la forme d'aiguilles de rutile maclé sagénite dans la chlorite. L'oxydation de l'ilménite est probablement à l'origine des gros cristaux (0.4 mm) épars d'oxydes de fer hydratés, d'hématite et de rutile.

Symbole SEIX

Les rutiles proviennent du stock de granites fins peralumineux de Seixoso. Les rutiles de trois échantillons ont été analysés :

- L'échantillon 163B2 provient d'une zone profonde peu hydrothermalisée du stock. Le rutile en gros cristaux subautomorphes à automorphes (taille 0.4 mm au maximum), l'hématite et quelques oxydes de fer hydratés sont toujours texturalement liés à des biotites très chloritisées ;

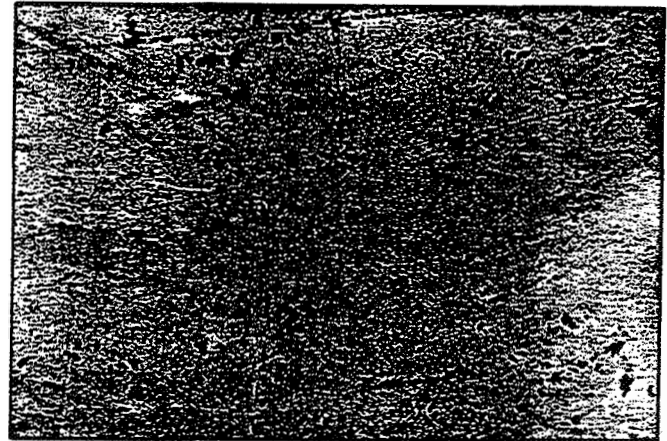
- Les échantillons 160A1 et 160A2 proviennent d'une zone proche du toit du stock de Seixoso. Cette zone est albitisée et greisénisée. Le rutile, en cristaux assez gros (0.3 mm) automorphes, accompagné parfois d'oxydes de fer hydratés, est le plus souvent texturalement lié à de très rares reliques de biotite entièrement chloritisées. Il est beaucoup plus abondant que dans l'échantillon 163B2 ce qui est probablement lié à la disparition de l'ilménite dans ces échantillons fortement altérés.



(analyses, Pts 8-9-10-11)
 rutile. (Nb>Ta, riche en Sn 1.87 à 1.18)
 On note l'absence d'exsolutions. Les taches noires
 représentent des petites inclusions de quartz
 Remarquez la surcroissance (Pt 11: Sn=0) corrodée par le
 quartz



Fig. 581a 250 \times imm. - nic. RAMDOHR
 Middle Iveland Region, Southern Norway



Exsolutions de rutile dans un
 ilmenorutile suivant deux
 directions privilégiées
 dans P.Ramdohr (1980)

Exsolutions de columbite de type
 flamme dans un rutile riche en Nb
 dans P.Cerny et A.C.Turnock (1980)

Figure VI-12: Image X (microscope électronique à balayage de l'Ecole des Mines de Saint Etienne) d'un rutile homogène (une seule phase) du stock de Outeiro. Comparaison avec des rutilites à exsolutions de rutile ou de columbite.

Symbole OUTE

Les rutilés proviennent du stock de granites fins peralumineux de Outeiro. Les échantillons riches en rutile ont été prélevés juste sous le mur d'une aplopegmatite subhorizontale qui s'enracine au toit du stock de Outeiro. Ces échantillons ont subi plusieurs épisodes d'altération hydrothermale : formation d'une biotite verte hydrothermale au dépens de la biotite primaire ; greisénisation ; argilisation des feldspaths épargnés par la greisénisation. Les rutilés riches en Sn, Nb, Ta cristallisent pendant les deux premiers stades d'altération, le titane provenant de la biotite primaire transformée.

Symbole APsei(c) et VN

Les rutilés des échantillons 174A1, 174A2, 174A3 proviennent de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) développée sur un encaissant pélitique au toit d'une aplopegmatite subhorizontale et de l'encaissant immédiat de cette zone transformée (VN).

Le rutile est un minéral d'altération lié à la phase de greisénisation puisque le rutile forme des concentrations dans les muscovites en plaques, qui remplacent d'anciennes biotites de l'encaissant.

Symbole APsei

Les rutilés de ce groupe proviennent de l'encaissant (exocontact) au toit de l'aplopegmatite principale (échantillons 179C1, 180A1 et 180B1) du champ d'aplopegmatites de Seixoso. Cet encaissant est tourmalinisé et greisénisé. Aux épontes des aplopegmatites, où il se concentre dans les lits pélitiques de l'encaissant ou dans leur prolongement transformé, le rutile est le seul minéral porteur de Sn, Nb, Ta. La cassitérite et les niobotantalates sont absents. Le rutile n'est jamais observé dans les aplopegmatites sauf dans les zones contaminées par l'encaissant pélitique ou grésopélitique.

2-3 Origine hydrothermale des rutilés

Les granites fins peralumineux du stock de Quintela do Monte et des zones profondes du stock de Seixoso ont subi une chloritisation et une légère greisénisation pervasive. Dans les deux cas, le rutile est le produit de l'altération de la biotite puis de l'ilménite qui sont les deux minéraux titanifères primaires des granites peralumineux.

Les aplopegmatites du secteur de Seixoso se caractérisent par une extrême pauvreté en constituant réfractaires (Ti, Fe, Mg et même Mn) qui explique l'absence de biotite et de minéraux où le titane est un constituant majeur : les minéraux porteur du titane sont les pseudo-ixiolites (libres ou en inclusions dans la cassitérite) et le chrysobéryl (teneurs de 2% en poids de TiO_2 , au maximum). En dehors des échantillons contaminés par l'encaissant métamorphique (micro-enclaves) le rutile n'est jamais observé dans les aplopegmatites. La position des rutilés, systématiquement et exclusivement observés dans l'encaissant (normalement dépourvu de rutile) aux épontes des aplopegmatites, montrent qu'ils résultent de l'altération plus ou moins complète des minéraux titanifères primaires de l'encaissant, c'est à dire biotite et ilménite. La zone riche en rutile correspond à la zone où la greisénisation est la plus forte. L'étude en lame mince montre que la quantité de rutile et l'intensité de l'altération de ces minéraux sont positivement corrélés. Les rutilés des épontes des aplopegmatites sont donc hydrothermaux.

Dans les granites peralumineux et dans l'encaissant transformé aux épontes des aplopegmatites associées aux granites, le rutile résulte de l'altération plus ou moins

rutile (analyses points 8-9-10-11)

La zonation est automorphe. Le coeur clair est plus pauvre en Fe, Nb, Ta que la périphérie. Une surcroissance automorphe apparait corrodée par le quartz

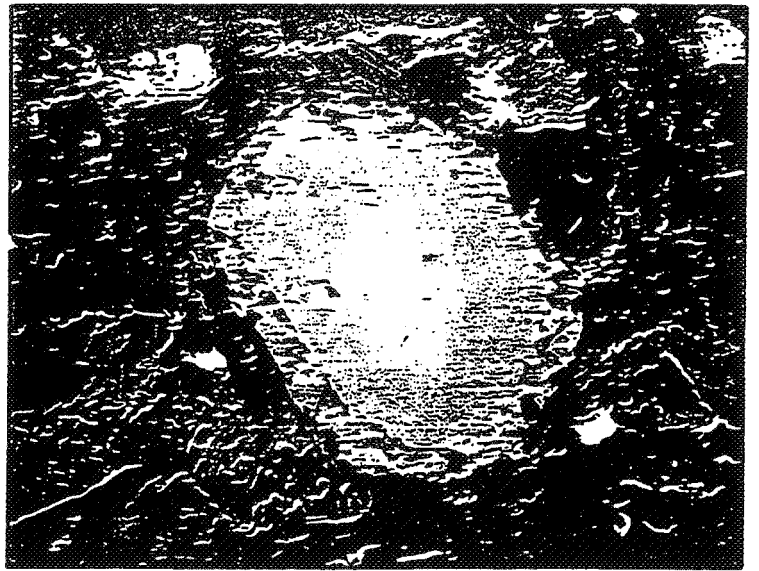


Image X -electrons secondaires- de balayage montrant la répartition du Nb : raie L 1

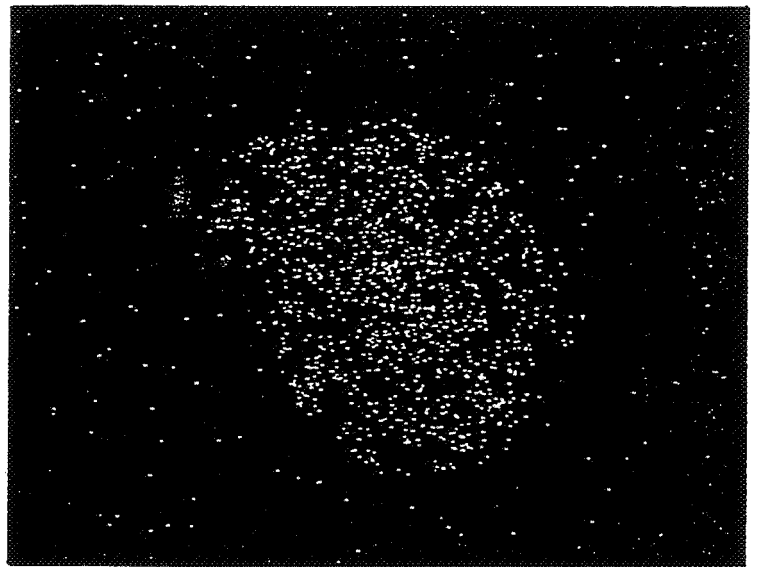


Image X -electrons secondaires- de balayage montrant la répartition de Sn : raie L 1
La surcroissance est dépourvu de Sn

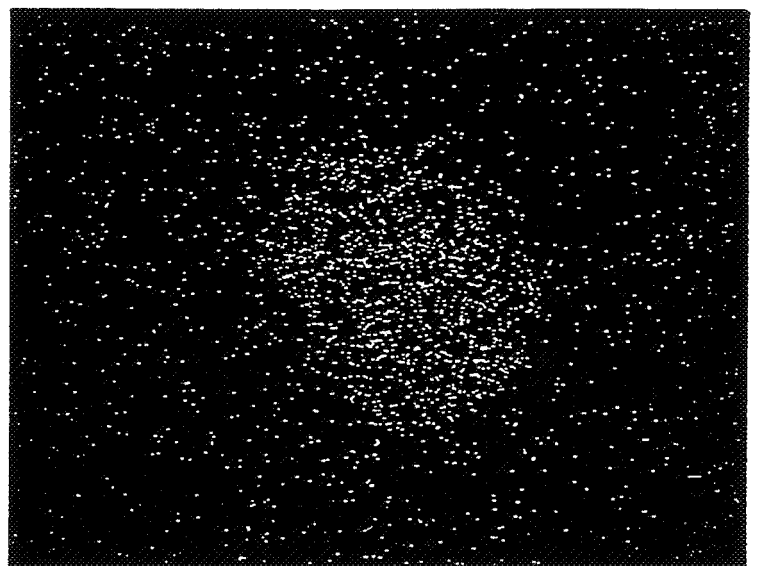


Figure VI-13: Image X (microsonde électronique de l'Ecole des Mines de Fontainebleau) du rutile de la figure VI-12.

complète des minéraux titanifères primaires, c'est à dire biotite et ilménite. Ce type de transformation est classique.

Czamanske et al(1981) montrent que dans les gisements de type porphyre cuprifère, le rutile est un minéral d'altération fréquent. Ces auteurs expliquent la répartition homogène des rutilites par le fait que le titane est immobile et qu'il est libéré lors de l'altération des minéraux primaires titanifères et en particulier la biotite et l'ilménite.

Moore et Czamanske(1973) ont montré que la transformation d'une biotite primaire riche en titane à une biotite hydrothermale pauvre en titane s'accompagnait de la formation de rutile.

Grey et Rerd(1975) dans une étude expérimentale décrivent la formation de rutile par oxydation et lessivage du fer de l'ilménite. Ils montrent qu'une partie du fer peut précipiter sous la forme d'hématite. Selon ces auteurs l'altération de l'ilménite se fait par l'intermédiaire d'un composé du type pseudo-rutile. La présence de quelques oxydes de fer dans les zones fortement greisées (et occasionnellement sans ilménite) de l'encaissant aux épontes des aplopegmatites montre que le mécanisme proposé par Grey et Rerd (1975) est très vraisemblable.

2-4 Cathodo-luminescence (CL) des rutilites

Pour tous les rutilites étudiés SEIX, GfQm, OUTE, APsei et APsei(c), l'intensité de la cathodo-luminescence (CL) est directement liée à la composition chimique, et en particulier aux teneurs en Fe, Nb, Ta. Cette relation est particulièrement claire dans les rutilites zonés que nous avons étudiés. En effet, les zones de composition proche de celle du pôle rutile (TiO_2), montre une CL forte de couleur verte. L'intensité de la CL diminue rapidement quand les teneurs en Fe, Nb, Ta augmentent. Elle devient nulle quand les teneurs en ces éléments deviennent appréciables.

De nombreuses études montrent que la CL est liée à la présence d'impuretés qui jouent le rôle d'activateurs. Le fer à un rôle inhibiteur de la CL dans de nombreux minéraux tels que l'apatite (Mariano et Ring, 1975 ; Roeder et al, 1987), la cassitérite lorsque le W est présent (Hall et Ribbe, 1971).

Cependant Hall et Ribbe montrent que dans la cassitérite le pléochroïsme et l'absence de CL sont liés à la présence de Nb, Ta. Le fer en présence de Ti jouerait plutôt un rôle d'activateur de la CL.

Dans les rutilites l'incorporation de Nb et Ta fait intervenir le fer. Il est donc difficile de dire lequel de ces trois éléments inhibe la CL.

Un point important à noter est que l'absence de CL dans les zones riches en Fe, Nb, Ta indique que ces éléments ne sont pas sous forme d'exsolutions de columbite ou d'ilménite mais font partie du réseau du rutile ce que confirme l'étude au microscope électronique à balayage (fig. VI-12, VI-13).

2-5 Cristallochimie des rutilites

2-5.1 Nature des mécanismes de substitution

Les formules structurales des rutilites (TiO_2) ont été calculées sur la base de 16 (4×2 Oxygènes) pour avoir un nombre suffisant de décimales.

Sn^{4+} se substitue de façon isomorphe à Ti^{4+} dans le rutile (Khvostova et

○ OUTE ● SEIX ▲ GfQm ■ APsei (c) ◇ VN □ APsei

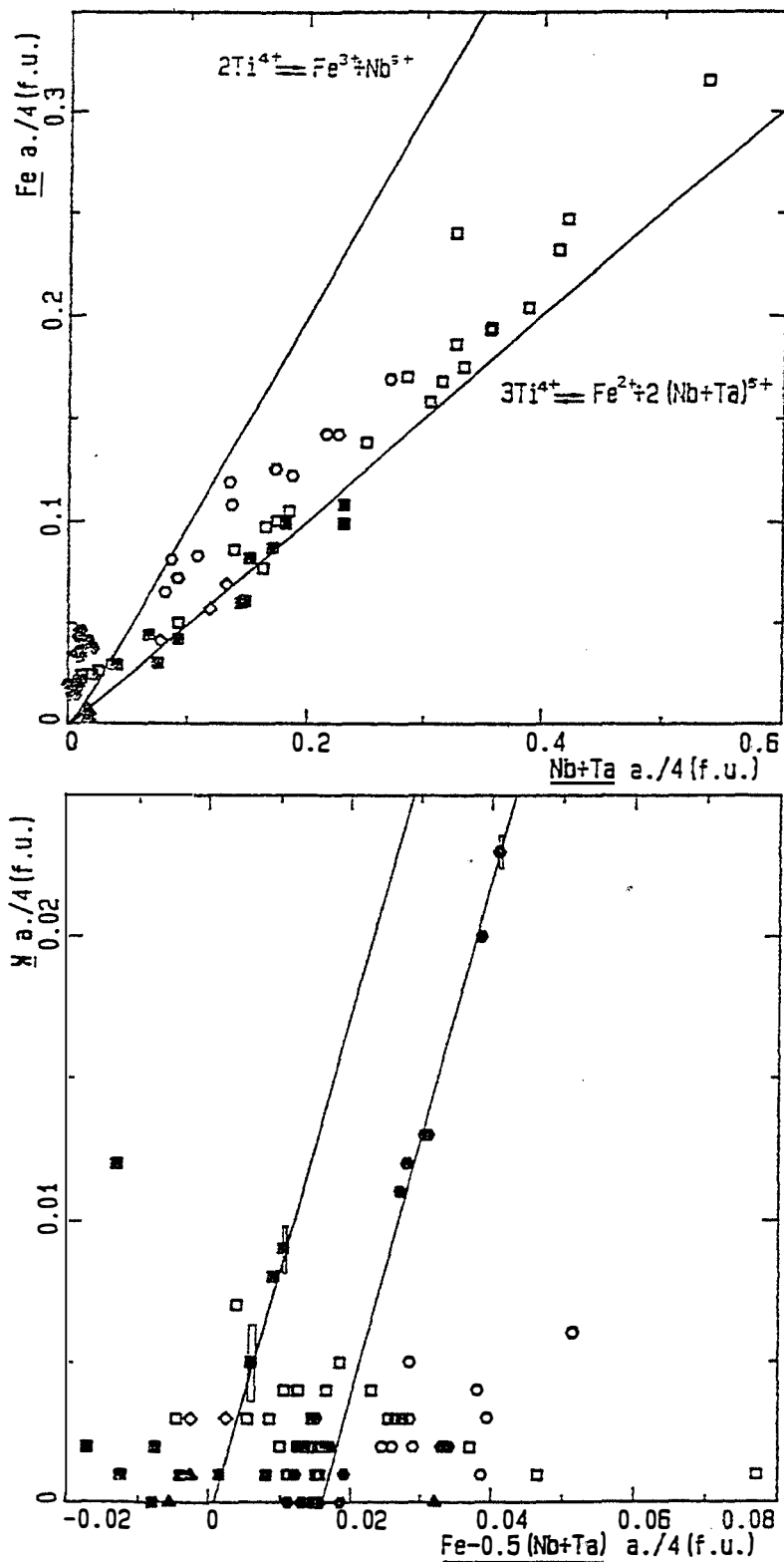


Figure VI-14: Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme Fe versus (Nb+Ta) et dans le diagramme W versus $Fe-0.5(Nb+Ta)$.

Symboles

OUTE: rutiles des granites fins albitisés et grisénisés du stock de Outeiro (Secteur Seixoso); SEIX: rutiles des granites plus ou moins albitisés et grisénisés du stock de Seixoso; GfQm; rutiles du stock de granite fin de Quintela do Monte; APsei(c): rutiles d'une zone à quartz-andalousite-chrysobéryl visible au toit d'une aplopegmatite subhorizontale; VN: rutiles de l'encaissant pétilique tourmalinisé et grisénisé de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl; APsei: rutiles de l'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso.

○ OUTE ● SEIX ▲ GfGm ■ APsei (c) ◇ VN □ APsei

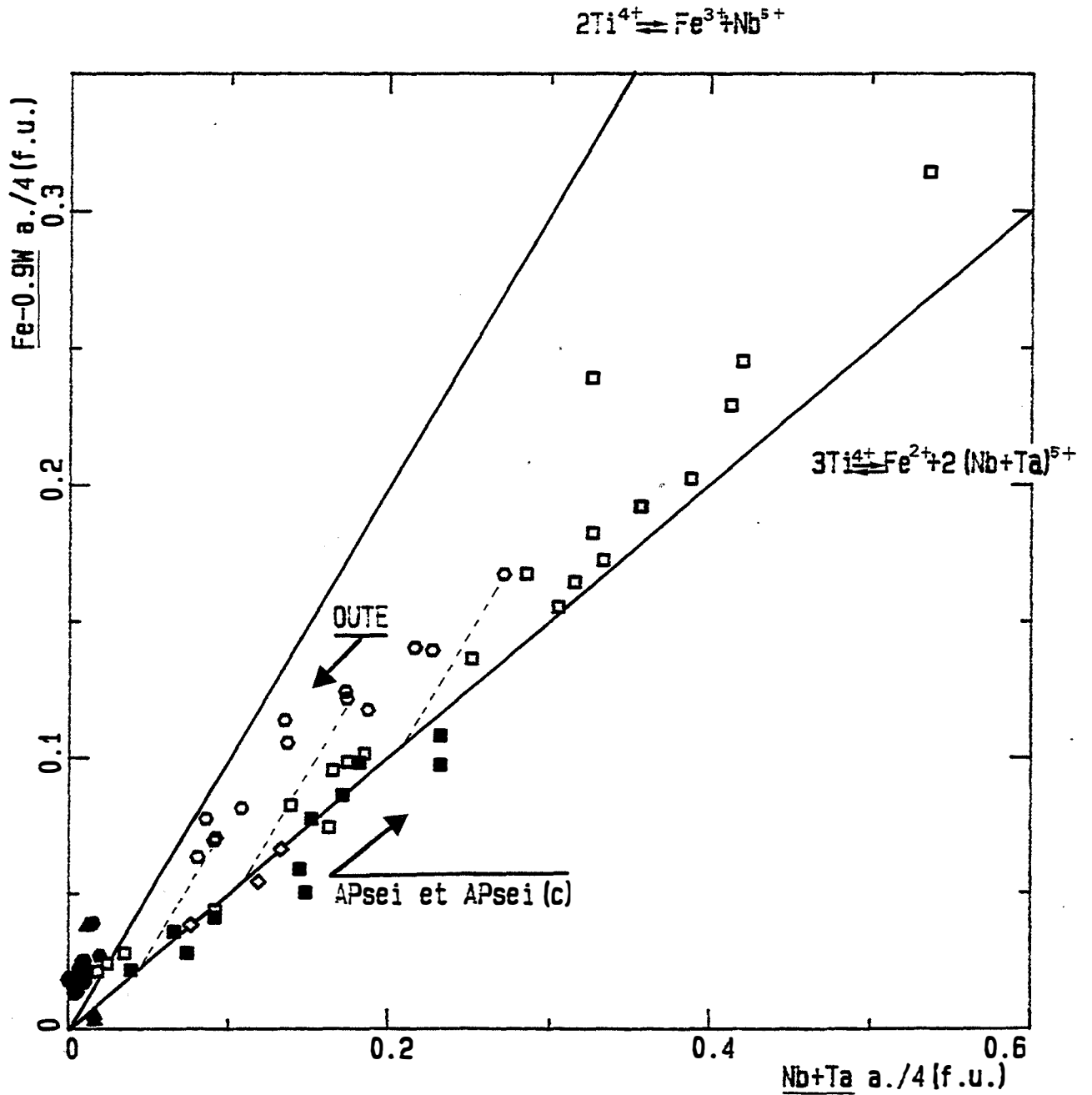
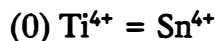


Figure VI-15: Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme Fe-0.9W versus (Nb+ Ta).
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

Stretenskaya, 1963 ; Cerny et Turnock, 1971 ; Foord, 1982) selon :

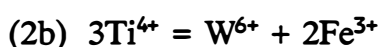
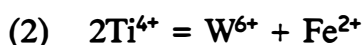


Sur le diagramme Fe versus (Nb+Ta) (fig. VI-14), les points représentatifs des rutilés de la zone transformée à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) et de son encaissant pélitique transformé (VN) définissent une droite d'équation $\text{Fe} = 0.5(\text{Nb} + \text{Ta})$, ce qui indique que Nb, Ta et Fe sont introduits dans les rutilés suivant la substitution (1) qui impose un rapport $\text{Fe}/(\text{Nb} + \text{Ta})$ de 0.5 et qui résulte de l'existence d'une solution solide entre rutilé et un composé de type tapiolite ($(\text{Fe} \gg \text{Mn})(\text{Ta} > \text{Nb})_2\text{O}_6$) (Foord, 1982) (fig. VI-14):



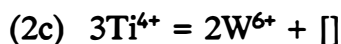
Les rutilés provenant du toit de l'aplopegmatite principale (APsei) montrent un excès de fer par rapport à cette substitution. Cet excès a tendance à augmenter avec les teneurs en Nb+Ta. Les rutilés du granite à tourmaline de Outeiro (OUTE) montrent un excès de fer par rapport à la substitution (1) encore plus important. Cet excès ne varie pas avec les teneurs en Nb+Ta. Les rutilés du granite de Seixoso (SEIX) sont pauvres en (Nb+Ta) et se répartissent en deux groupes : un groupe riche en fer qui correspond aux coeurs riches en W de ces rutilés et un groupe pauvre en fer et en W qui correspond aux bordures des rutilés. Ceci suggère qu'une partie de Fe en excès de la substitution (1) est lié à l'introduction de W dans les rutilés. Il est donc probable que l'incorporation du W se fasse suivant une substitution couplée faisant intervenir Fe comme pour Nb et Ta.

Pour mettre en évidence la substitution liant Fe et W, il faut s'affranchir des variations de Fe liées à l'incorporation de Nb et Ta. Dans le diagramme W versus $\text{Fe} - 0.5(\text{Nb} + \text{Ta})$ (fig. VI-14), les rutilés du granite de Seixoso (SEIX) définissent une droite de pente $W = 0.9 \text{Fe}$. Il en est de même pour quelques rutilés de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) et qui contiennent un peu de W. Les deux substitutions simples théoriquement possibles liant le W au fer dans le rutilé sont :



La pente de la droite dans le diagramme W versus $\text{Fe} - 0.5(\text{Nb} + \text{Ta})$ (fig. VI-14) montre que la substitution de Ti^{4+} pour W^{6+} se fait suivant la substitution (2) qui fait intervenir le fer réduit (Fe^{2+}). On note cependant que les variations des teneurs en W ne peuvent entièrement s'expliquer par cette substitution.

On peut proposer un mécanisme de substitution de Ti par W, dans lequel l'équilibre des charges est respecté en introduisant des sites vacants dans le réseau du rutilé:



Notons tout de même qu'environ 90 % du W est introduit dans les rutilés suivant la substitution 2).

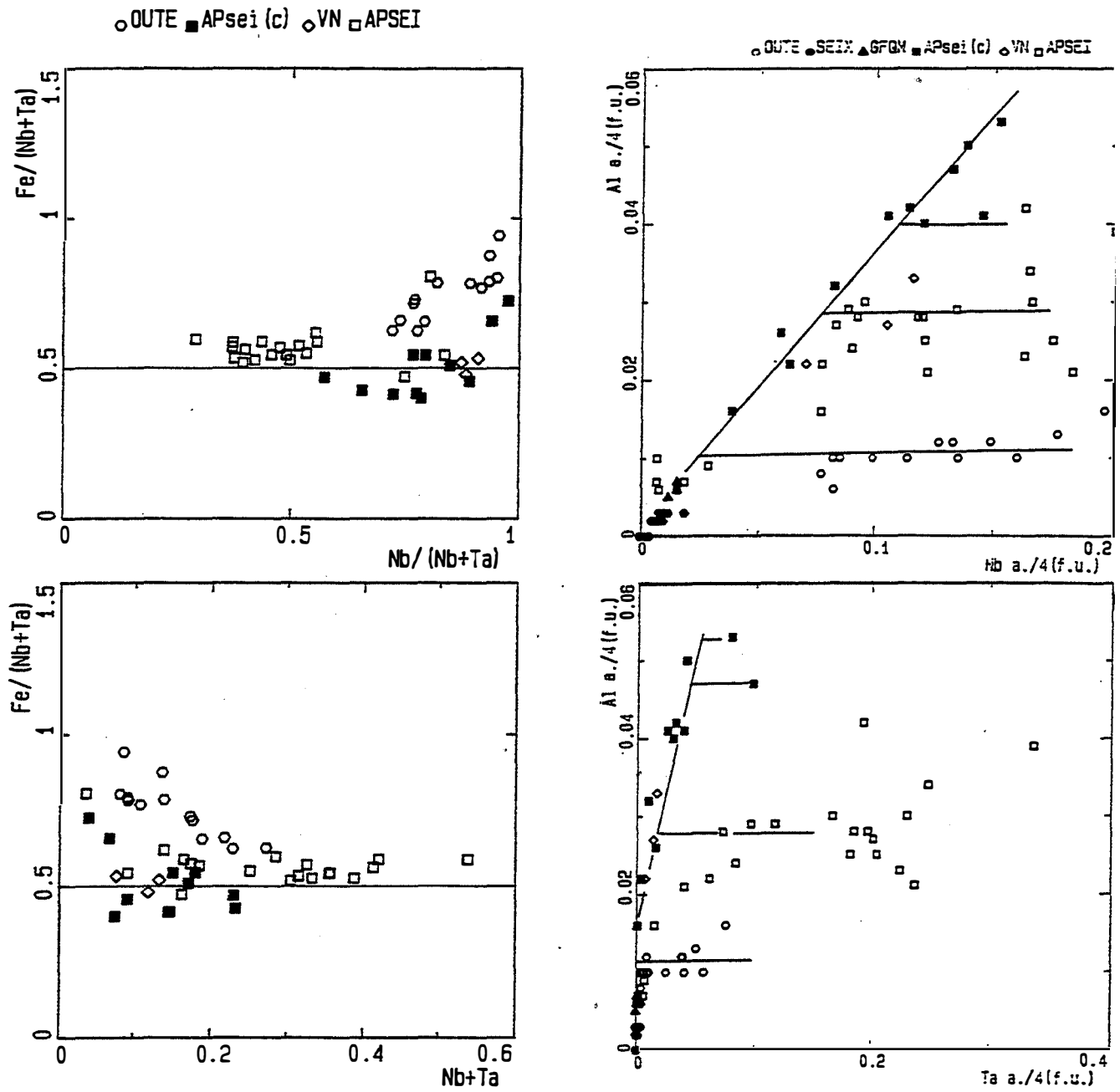
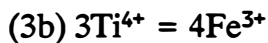
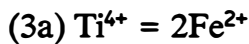


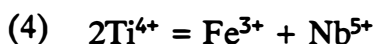
Figure VI-16: Rapports Fe/Nb+Ta, Al/Nb et Al/Ta des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du Secteur de Seixoso.
Mêmes symboles que dans la figure précédente.

Si on reprend le diagramme Fe versus (Nb+Ta) mais en s'affranchissant des variations du fer lié à la substitution 2), c'est à dire en prenant le diagramme Fe-0.9W versus (Nb+Ta) (fig. VI-15), on remarque que les coeurs et les bordures des rutiles du granite de Seixoso (SEIX) ne forment plus qu'un seul groupe de points. Cependant, il subsiste tout de même un léger excès de fer qui montre qu'une partie du fer est introduite dans le rutile indépendamment de W ou de Nb et Ta probablement suivant les substitutions (3a) ou (3b) proposées par Foord (1982) et qui rendent compte de l'excès de cations constaté par l'auteur dans certains rutiles (fig. VI-15) :



Les rutiles des épontes transformées de filons aplopegmatitiques (APsei) et les rutiles du toit du granite à tourmaline de Outeiro continuent de montrer un excès de fer. L'excès de Fe est plus important pour les rutiles du granite à tourmaline de Outeiro (OUTE). La position de tous ces rutiles dans le diagramme Fe-0.9W versus (Nb+Ta) n'est pas très différente de celle qu'ils occupent dans le diagramme Fe versus (Nb+Ta) en raison de leurs faibles teneurs en W.

Le diagramme Fe/Nb+Ta versus Nb/Nb+Ta (fig. VI-16) montre que le rapport Fe/Nb+Ta des rutiles du granite à tourmaline de Outeiro (OUTE) diminue avec la diminution du rapport Nb/Nb+Ta. Les rutiles les moins niobifères de ce granite ont un rapport Fe/Nb+Ta qui tend vers 0.5 ce qui suggère que dans ces rutiles Nb, Ta et Fe sont introduit suivant la substitution (1). Les rutiles essentiellement niobifères de ce granite ont un rapport Fe/Nb+Ta qui tend vers 1 ce qui suggère que Nb et Fe sont introduit dans ces rutiles suivant la substitution (4) qui fait intervenir Fe^{3+} et qui résulte de l'existence d'une solution solide entre rutile et un composé de type $\text{Fe}^{3+}\text{NbO}_4$ (Foord, 1982) :

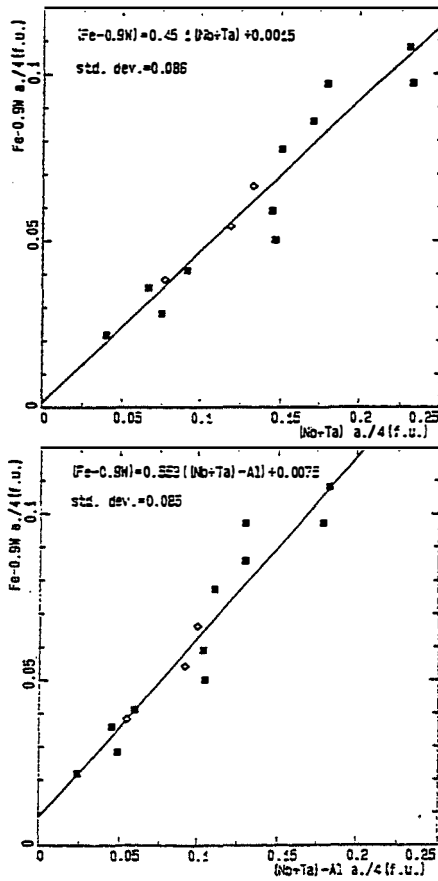


L'essentiel des rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) ont un rapport Fe/Nb+Ta voisin de 0.5 : dans ces rutiles Nb, Ta et Fe sont introduit suivant la substitution (1). Comme pour le granite de Outeiro, les rutiles les plus niobifères de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl montrent eux aussi un rapport Fe/Nb+Ta supérieur à 0.5 mais bien inférieur à 1. Le rapport $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ de ces rutiles niobifères est donc probablement inférieur à celui des rutiles niobifères de Outeiro (OUTE).

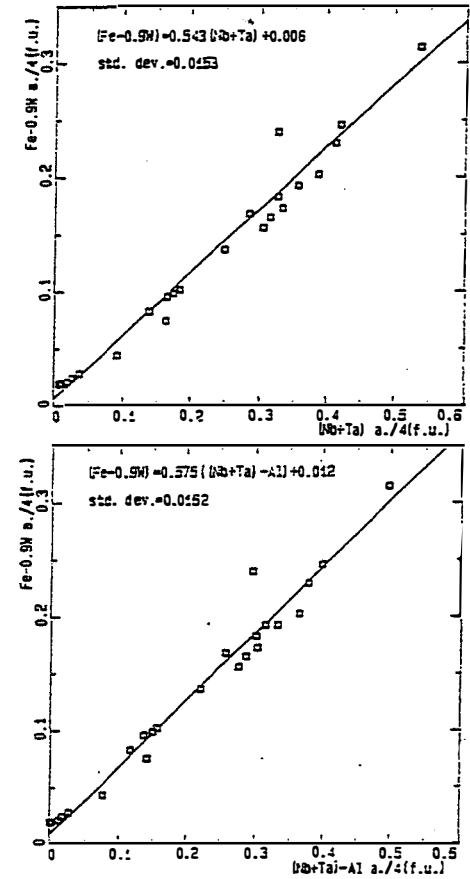
Les rutiles des épontes transformées de filons aplopegmatitiques (APsei) sont les rutiles les plus tantalifères et ont un rapport Fe/Nb+Ta légèrement supérieur à 0.5, ce qui suggère qu'une partie de Nb est introduite dans ces rutiles suivant la substitution (4). Quelques rutiles de ce groupe sont nettement niobifères dont un qui présente un rapport Fe/Nb+Ta bien supérieur à 1.

Le diagramme Fe/Nb+Ta versus Nb+Ta (fig. VI-16) montre que le rapport Fe/Nb+Ta des rutiles diminue avec l'augmentation des teneurs en Nb+Ta ce qui indique que la proportion de la substitution (1) par rapport à la substitution (4) augmente avec les teneurs en Nb+Ta. Ceci suggère que la quantité de Nb et de Fe^{3+} pouvant entrer dans les rutiles est limitée ce qui rejoint les observations faites par Cerny et al. (1981) selon lesquelles les rutiles très riches en Nb (teneurs nettement plus élevées que celles de nos rutiles) et niobifères ne sont pas homogènes et contiennent des exolutions de columbite.

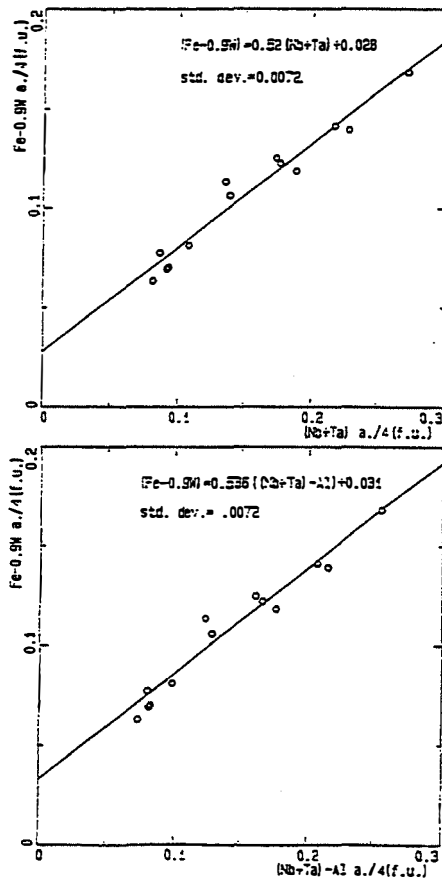
A
APsei (c)
VN



B
APsei



C
OUTE



D
SEIX

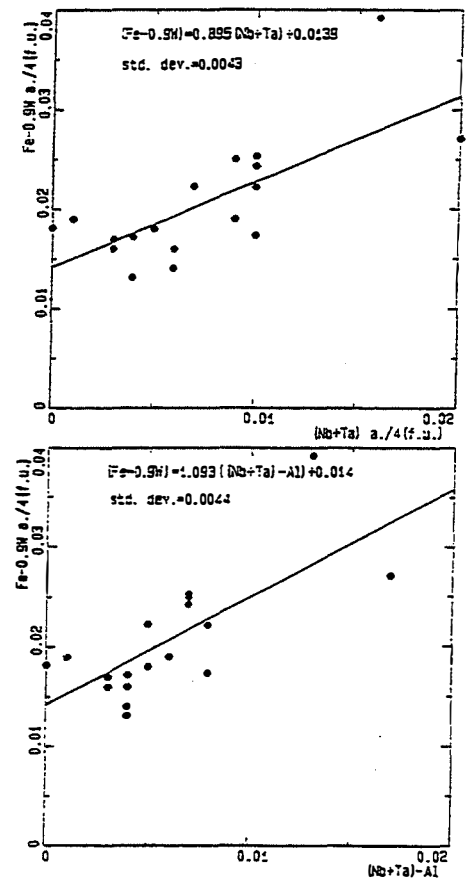


Figure VI-17: Rapport $Fe^{3+}/Fe^{3+}+Fe^{2+}$ des rutilles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du Secteur de Seixoso.

Nos observations effectuées au microscope électronique à balayage de l'Ecole des Mines de St Etienne nous ont montré l'absence de ce type d'exsolutions. Tous les rutiles étudiés ne sont apparemment constitués que d'une seule phase (fig. VI-12, VI-13).

Al³⁺ est présent en faible quantité dans nos rutiles ce qui nous a conduit à vérifier le rôle possible de Al³⁺ dans la substitution (4). Le diagramme Al versus Nb (fig. VI-16) montre une corrélation claire entre Al et Nb pour les rutiles relativement riches en Al de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)). Ceci indique que Al³⁺ peut jouer un rôle dans la substitution (4) qui serait due à l'existence d'une solution solide entre rutile et un composé du type (Fe,Al)³⁺NbO₄ :



Les rutiles des granites de Seixoso (SEIX) et de Outeiro (OUTE) ainsi que ceux du toit de l'aplopegmatite principale (APsei) montrent que Al³⁺ est corrélé à Nb, à faible teneurs en Nb ce qui confirme que Al³⁺ peut jouer un rôle dans la substitution (4). Il faut remarquer que Al³⁺ reste constant au delà d'une certaine teneur en Nb. On remarque que ce palier est atteint pour des teneurs en Al³⁺ croissantes:

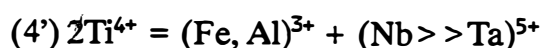
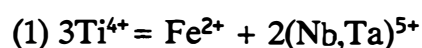
Seixoso	Al = 0.005 a./f.u
Outeiro	Al = 0.01 a./f.u
APsei	Al = 0.03 a./f.u

La hauteur de ce palier n'est pas liée à la proportion de la substitution (4) par rapport à la substitution (1) puisque les rutiles niobifères du granite de Outeiro (OUTE) ont des teneurs en Al³⁺ inférieures à celles des rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) à teneurs en Nb+Ta équivalentes (fig. VI-16). La hauteur de ce palier semble directement liée à la richesse en alumine du milieu de cristallisation. En effet, les rutiles les plus riches en Al sont ceux coexistant avec de l'andalousite abondante (zone à quartz, andalousite, chrysobéryl : APsei(c)). Il faut toutefois remarquer que Al³⁺ entre en compétition avec Fe³⁺ dans ce site et qu'il est possible que les variations de fO₂ jouent un rôle important dans l'introduction de Al dans le rutile.

Le diagramme Al versus Ta (fig. VI-16) confirme que Nb est incorporé préférentiellement à Ta suivant la substitution (4). En effet, il n'existe pas de corrélation entre Al et Ta à basses teneurs en Ta contrairement à ce qui est observé pour Nb : les rutiles peuvent être relativement alumineux sans contenir Ta. Cependant, il semble y avoir une corrélation positive entre Al et Ta à fortes teneurs en Ta pour les rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)). La forte pente de cette droite de corrélation dans le diagramme Al versus Ta montre que Ta ne peut être introduit suivant la substitution (4) qu'en quantité bien inférieure à celle de Nb. La substitution (4) conduit donc à des rutiles essentiellement niobifères et à Fe³⁺ (et éventuellement alumineux).

2-5.2 Estimation du rapport Fe³⁺/(Fe²⁺ + Fe³⁺) des rutiles

Les variations des teneurs en Ta, Nb, Fe(-W) dans les rutiles de la zone de Celorico de Basto sont dues aux substitutions :



○ OUTE ● SEIX ▲ GfQm ■ APsei (c) ◇ VN □ APsei

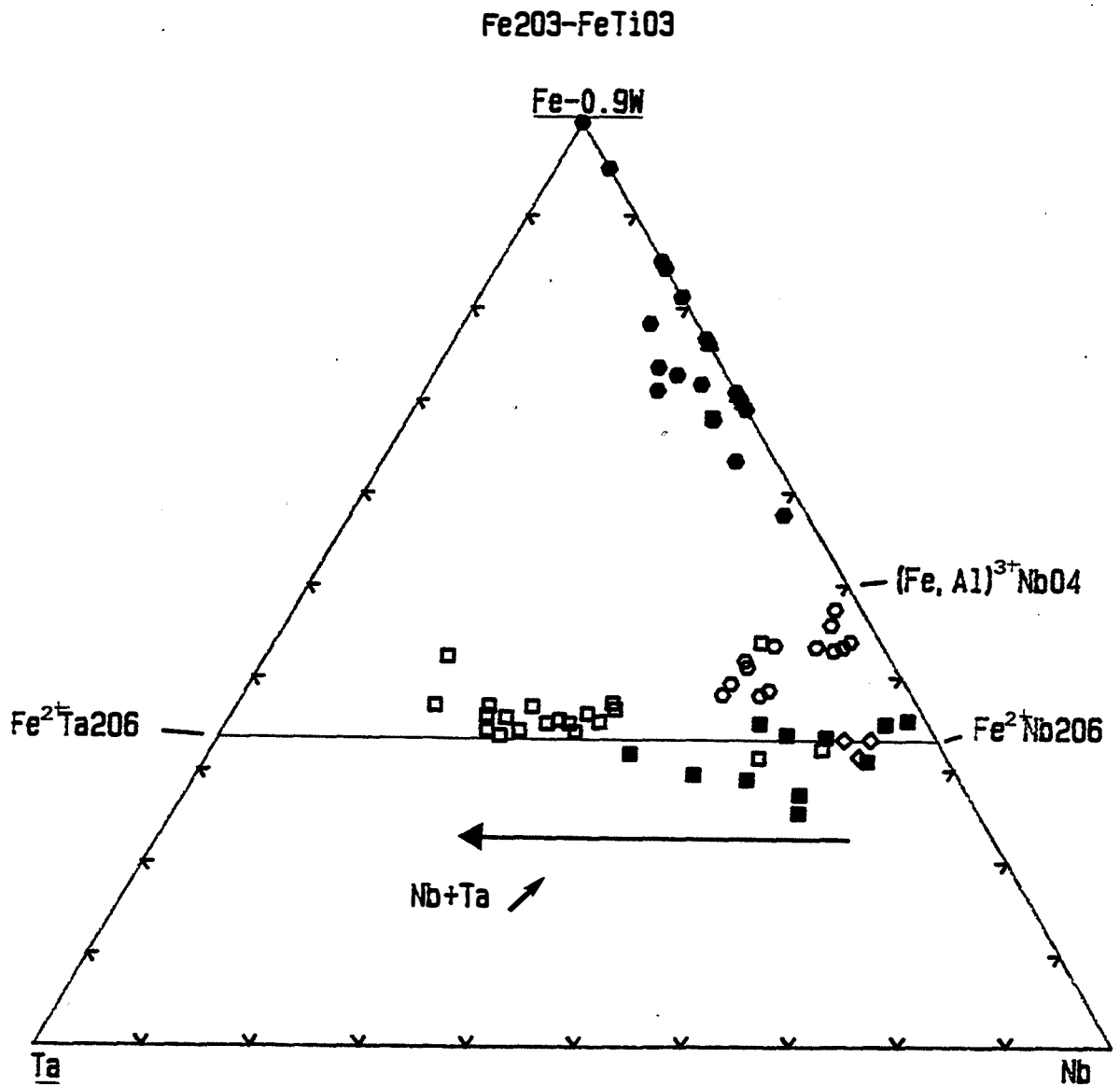


Figure VI-18: Les rutiles des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur de Seixoso) dans le diagramme triangulaire [Ta]-[Fe-0.9W]-[Nb].

Symboles

OUTE: rutiles des granites fins albitisés et greisénisés du stock de Outeiro (Secteur Seixoso); SEIX: rutiles des granites plus ou moins albitisés et greisénisés du stock de Seixoso; GfQm: rutiles du stock de granite fin de Quintela do Monte; APsei(c): rutiles d'une zone à quartz-andalousite-chrysobéryl visible au toit d'une aplopegmatite subhorizontale; VN: rutiles de l'encaissant pélitique tourmalinisé et greisénisé de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl; APsei: rutiles de l'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso.

On peut donc évaluer le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ des rutilés en estimant la part de ces deux substitutions dans les variations en Ta, Nb Fe(-W), c'est à dire en mesurant la pente de la corrélation obtenue dans un diagramme Fe-0.9W versus (Nb+Ta) : cette pente doit être comprise entre 0.5 si tout le fer est sous sa forme réduite (Fe^{2+} : substitution (1)) et 1 si tout le fer est sous sa forme oxydée (Fe^{3+} : substitution (4')). Cependant, l'estimation correcte de $Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ nécessite de s'affranchir des variations de (Nb+Ta) liées à Al^{3+} (substitution (4')). On a donc aussi mesuré la pente dans un diagramme Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al. En raison des faibles teneurs en Al des rutilés et donc de l'inévitable imprécision du dosage, le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ est probablement compris entre les valeurs calculées d'après les pentes dans les diagrammes Fe-0.9W versus (Nb+Ta) et Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al. On remarquera que dans l'absolu ce calcul doit être fait pour chaque rutilé.

On a tracé les diagrammes Fe-0.9W versus (Nb+Ta) et Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al pour chaque groupe de rutilé (fig. VI-17) à l'exception des rutilés du granite fin de Quintela do Monte (GfQm) qui sont pratiquement dépourvu de Nb et Ta.

Dans le diagramme Fe-0.9W versus (Nb+Ta) les points représentatifs des rutilés des épointes altérées et/ou transformées des aplopegmatites (APsei, APsei(c) et VN) définissent des droites passant par l'origine ce qui montre que le fer est essentiellement sous forme de Fe^{2+} (substitution (1)). Dans les diagrammes Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al les droites définies par ces mêmes rutilés ont cette fois une faible ordonnée à l'origine ce qui indique que dans ces rutilés, une quantité constante et faible de fer est introduite indépendamment de Nb (substitution (3a) ou (3b)) ou de manière couplée avec Nb (substitution (4)). En ne tenant pas compte de la substitution (3a) qui fait intervenir Fe^{2+} on aura une estimation de la quantité maximale de Fe^{3+} . A l'exception des rutilés pauvres en (Nb+Ta) pour lesquels il ne peut être estimé de manière précise, le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ de ces rutilés est très faible.

Dans les diagrammes Fe-0.9W versus (Nb+Ta) et Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al, la droite définie par les rutilés du granite de Outeiro a une pente proche de 0.5 mais une ordonnée à l'origine. Une quantité variable de Fe^{2+} est introduite en même temps que Nb et Ta (substitution (1)) alors qu'une quantité constante de Fe^{3+} est introduite indépendamment de Nb ou de manière couplée avec Nb. Il apparaît que dans les rutilés pauvres en (Nb+Ta), le fer est essentiellement sous la forme Fe^{3+} alors que dans les rutilés riches en (Nb+Ta) le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ vaut au maximum 0.5.

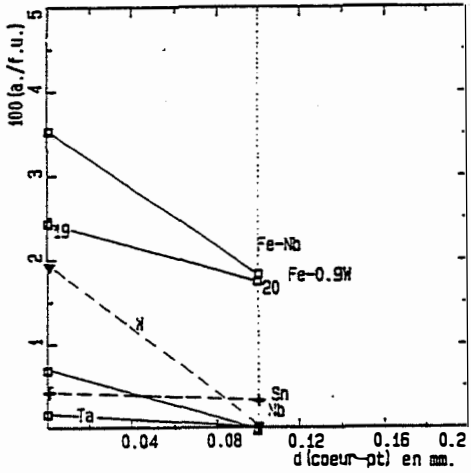
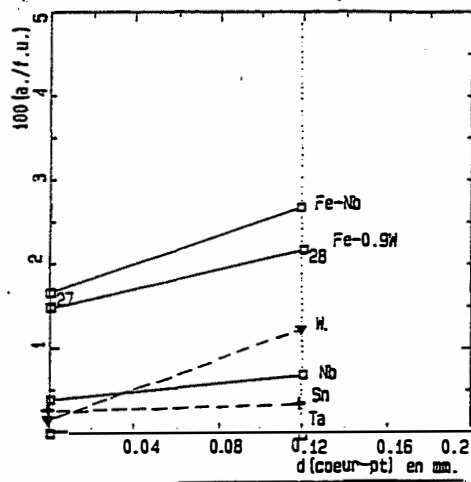
Dans les diagrammes Fe-0.9W versus (Nb+Ta) et Fe-0.9W versus (Nb+Ta)-Al, les rutilés du granite de Seixoso définissent une corrélation grossière de pente voisine de 0.5 mais l'ordonnée à l'origine est importante. Ceci suggère que la substitution (1) faisant intervenir Fe^{2+} joue un rôle non négligeable mais qu'une quantité importante de Fe^{3+} est introduite indépendamment de Nb ou de manière couplée avec Nb. On remarquera que dans les rutilés du granite de Seixoso riches en W au moins la moitié du fer est sous la forme Fe^{2+} (substitution (2)).

En conclusion le rapport $Fe^{3+}/(Fe^{2+} + Fe^{3+})$ n'est pas constant dans un secteur donné. La quantité de Fe^{3+} est fixe alors que la quantité de Fe^{2+} introduit suivant la substitution (1) est variable.

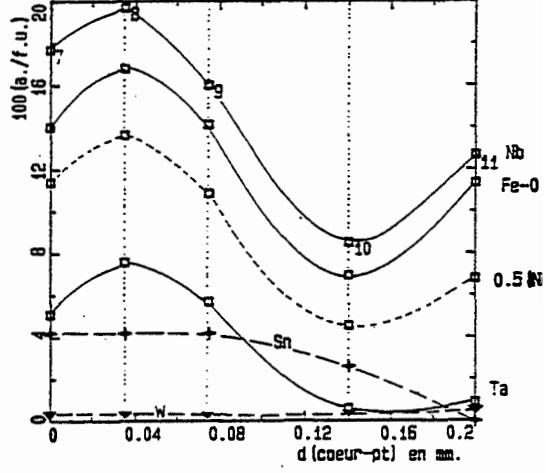
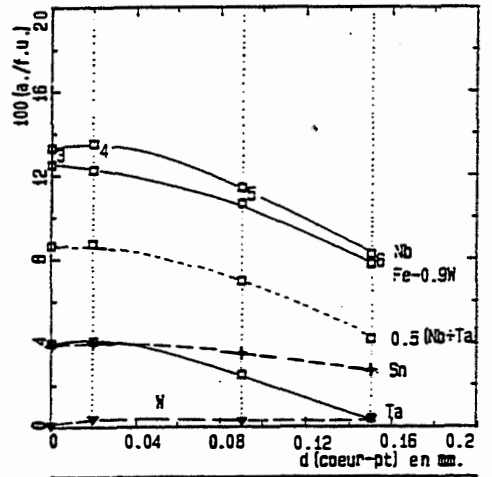
2-6 Zonations des rutilés (traversées)

Tous les rutilés étudiés montrent une zonation de coloration et d'intensité de la CL qui correspond à la zonation chimique révélée par les traversées effectuées à la microsonde.

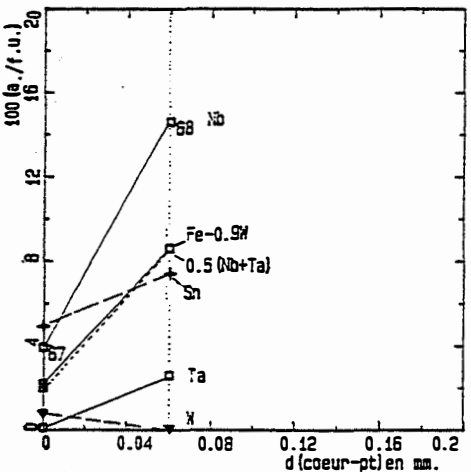
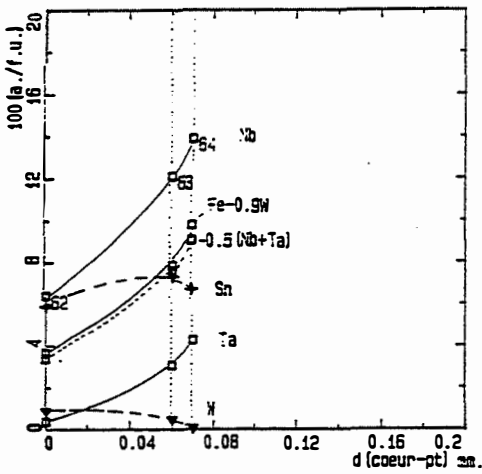
A
SEIX



B
OUTE



C
APsei(c)



D
APsei

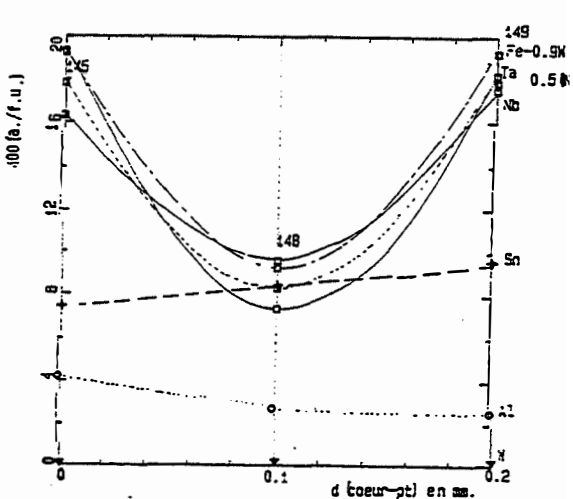
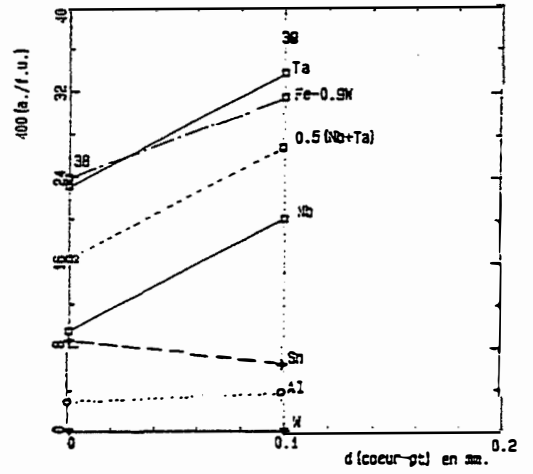


Figure VI-19: Zonation des rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées du Secteur de Seixoso.

Zonation des rutiles du granite fin de Quintela do Monte (GfQm).

Une seule traversée a été effectuée ce qui incite à la prudence. Seul le coeur du rutile contient un peu de Sn. Les teneurs en W, Ta, Nb augmentent du coeur vers la bordure alors que Fe diminue fortement. Le coeur montre un fort excès de Fe qui prouve que cet élément peut être introduit indépendamment de Nb, Ta, W dans ce type de rutile (substitutions (3a) et/ou (3b)).

Zonation des rutiles du stock de Seixoso (SEIX)

Tous les rutiles de ce stock sont relativement riches en Nb et W et pauvres en Ta et Sn.

Les rutiles des granites à biotite dominante des zones profondes peu hydrothermalisées du stock de Seixoso sont fortement zonés (fig. VI-19, A, haut). Du coeur vers la bordure des cristaux Nb et W chutent fortement, la bordure à généralement une composition proche de celle du pôle pur TiO_2 . La teneur maximale enregistrée par un des coeurs de ces rutiles est de 1.66% en poids de W_2O_3 .

Les rutiles des granites albitisés et greisénisés des zones apicales du stock sont globalement moins riches en W que les rutiles des zones profondes peu hydrothermalisées et montrent généralement une zonation en Nb, W et Sn identique à celle des rutiles des zones profondes du stock (fig. VI-19, A, bas). Cependant, une zonation inverse est parfois observée.

Pour tous les rutiles du stock de Seixoso, les variations de (Fe-0.9W) sont proportionnelles aux variations de Nb (substitution (4)) alors que les variations de (Fe-Nb) sont proportionnelles aux variations de W (substitution (2)), mais Fe est toujours nettement en excès.

Zonation des rutiles du toit du stock de Outeiro (OUTE)

Tous les rutiles du toit du stock de Outeiro présentent une forte zonation. Du coeur vers la bordure des cristaux, les teneurs en Nb, Ta, Fe chutent. W lorsqu'il est présent en quantité suffisante pour être dosée (ce qui est rarement le cas) montre le même comportement. Les zonations en Sn qui se substitue de façon isomorphe à Ti^{4+} (substitution (1)) sont indépendantes de celles de Fe, Nb, Ta, W: Sn est constant puis baisse dans les zones périphériques des cristaux (fig. VI-19, B, haut).

La zonation des rutiles du granite à tourmaline de Outeiro (OUTE) montre bien l'excès de (Fe-0.9W) par rapport à $0.5(Nb+Ta)$ imposé par la substitution (1). Le rapport (Fe-0.9W)/Nb tend vers 1 quand les teneurs en Ta tendent vers 0. Les bordures des rutiles de Outeiro sont donc niobifères et contiennent presque exclusivement Fe^{3+} .

Un rutile nettement plus gros (fig. VI-19, B, bas) que les rutiles habituels présente une zonation plus complexe que ces derniers. En effet, du coeur vers la bordure les teneurs en Nb, Ta, Fe augmentent légèrement avant de baisser comme dans les autres rutiles. La zonation en Sn est par contre exactement identique à celles des autres rutiles. Ce rutile présente une surcroissance automorphe mais partiellement corrodée qui montre un fort enrichissement en Nb et Fe alors que Ta augmente très légèrement. Cette surcroissance est complètement dépourvue de Sn et apparaît donc essentiellement à Nb et Fe_3 (substitution (4)).

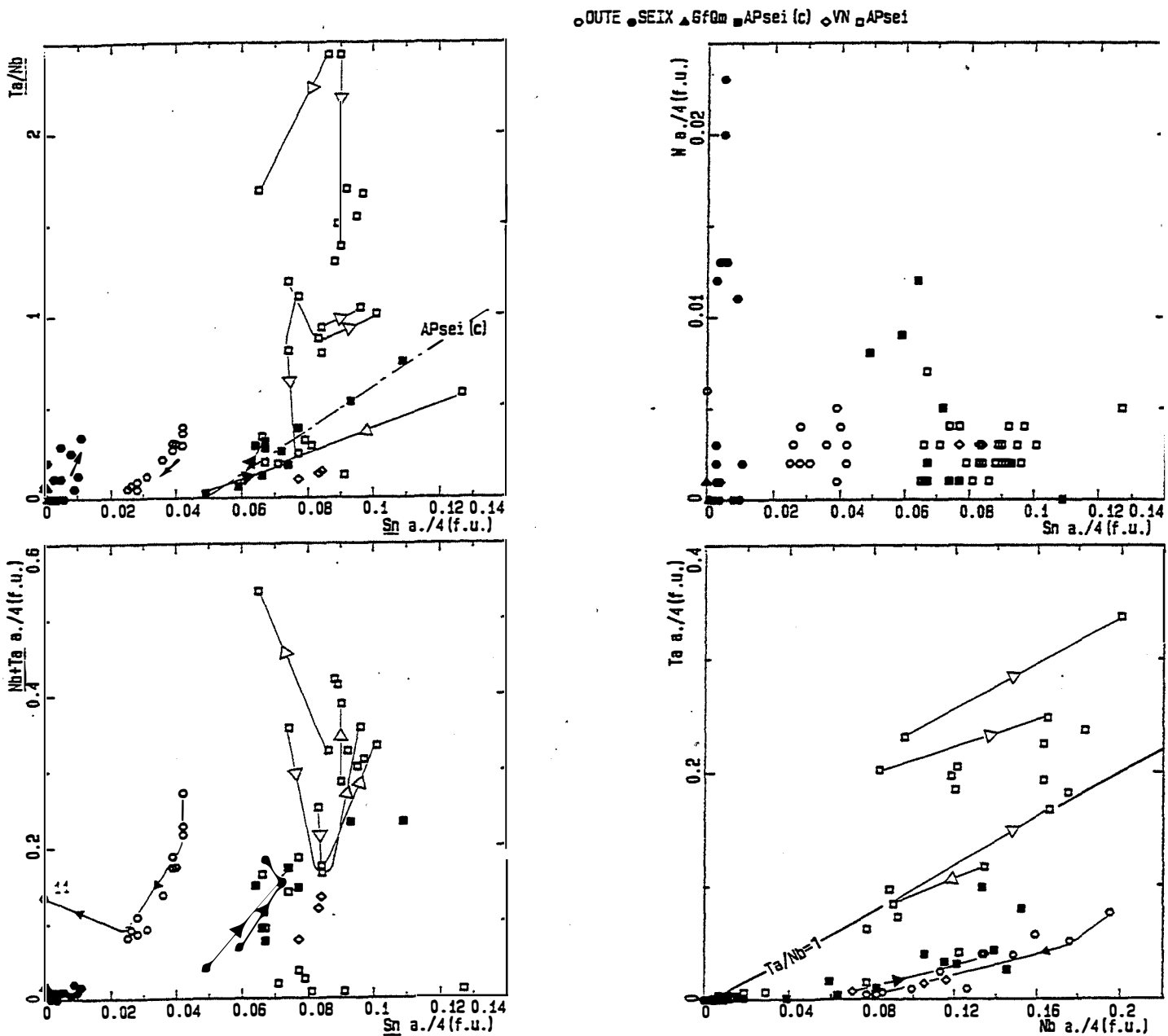


Figure VI-20: Les rutiles des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans les diagrammes Ta/Nb versus Sn, W versus Sn, Nb+Ta versus Sn, Ta versus Nb.

OUTE: rutiles des granites fins albitisés et grisénisés du stock de Outeiro (Secteur Seixoso); SEIX: rutiles des granites plus ou moins albitisés et grisénisés du stock de Seixoso; GfQm; rutiles du stock de granite fin de Quintela do Monte; APsei(c): rutiles d'une zone à quartz-andalousite-chrysobéryl visible au toit d'une aplopegmatite subhorizontale; VN: rutiles de l'encaissant pélitique tourmalinisé et grisénisé de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl; APsei: rutiles de l'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso.

Zonation des rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) et de son encaissant (VN)

Les rutiles de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) et de l'encaissant pélitique tourmalinisé (VN) présentent tous une zonation identique : W (faibles teneurs) est le seul élément qui baisse du coeur vers la bordure ; Sn augmente très légèrement ou reste constant à un niveau élevé tandis que Fe, Nb, Ta augmentent fortement vers la bordure (jusqu'à 6% de Nb₂O₅) (fig. VI-19,C). La zonation de ces rutiles montrent que les variations de (Fe-0.9W) sont uniquement dues à la substitution (1). La "courbe" (Fe-0.9W) est confondue avec la courbe représentant 0.5(Nb+Ta).

Les rutiles les plus éloignés du contact aplopegmatite-encaissant (VN) sont en moyenne moins riches en (Nb+Ta) mais présentent des teneurs en Sn équivalentes ce qui pourrait indiquer une mobilité moindre de Nb et de Ta par rapport à Sn.

Zonation des rutiles du toit de l'aplopegmatite principale (APsei)

Les zonations des rutiles du toit de l'aplopegmatite principale (APsei) sont simples et vont vers un appauvrissement en W, Fe, Ta, Nb du coeur vers la bordure des rutiles. Sn reste constant à un niveau élevé voisin de SnO₂=3.5% (fig. VI-26A).

Les rutiles des échantillons 180A sont très riches en Ta et Nb (jusqu'à 19.9% de Ta₂O₅ et 7% de Nb₂O₅). Les zonations sont peu marquées (fig. VI-19, D, haut). Fe, Nb, Ta augmentent du coeur vers la bordure tandis que W diminue fortement. Sn est peu variable et se maintient à un niveau identique à celui des rutiles de l'échantillon 179C1 (SnO₂=3.5%). La taille des rutiles est très peu variable. Cependant, quelques rutiles de taille plus importante montrent une zonation coeur-bordure plus complexe (fig. VI-19, D, bas) : Sn augmente tandis que Fe, Nb et Ta baissent puis augmentent. Ces gros rutiles montrent les mêmes relations texturales avec les autres minéraux des épontes que les petits rutiles.

La taille plus importante de ces rutiles ne semble pas due à un début de cristallisation plus précoce puisque la zonation des zones périphériques de ces rutiles n'est pas comparable à celle des petits rutiles. Les teneurs en W, Fe, Nb et Ta de ces gros rutiles sont inférieures à celles des petits rutiles à zonation simple avec lesquels ils coexistent mais leur teneurs en Sn sont équivalentes à celles de ces derniers.

L'ensemble de ces observations indique que les différences de composition et de zonation entre gros rutiles et petits rutiles sont liées à une compétition entre les vitesses de diffusion de Fe, Nb, Ta, Sn dans le réseau du rutile et la vitesse de croissance de ce minéral. En effet, si la vitesse de croissance des gros rutiles avoisine la vitesse de diffusion de Nb, Ta, Fe dans leur réseau, les teneurs en ces éléments seront moindres que dans le cas où la vitesse de croissance est inférieure à la vitesse de diffusion de ces éléments (ce qui serait le cas pour les petits rutiles). Les teneurs en Sn des gros rutiles sont équivalentes à celles des petits rutiles probablement en raison de la plus grande vitesse de diffusion de Sn (mécanisme simple de substitution : substitution isomorphe) par rapport à Nb, Ta, Fe (substitution couplée).

2-7 Chimisme comparé des rutiles du Secteur de Seixoso

2-7.1 Evolutions des teneurs en Ta, Nb, Sn

Les rutiles des granites et aplopegmatites de Seixoso se répartissent en trois groupes à teneurs en Sn distinctes. On a par ordre de teneurs en étain croissantes :

○ OUTE ● SEIX ▲ GfQm ■ APsei (c) ◇ VN □ APsei

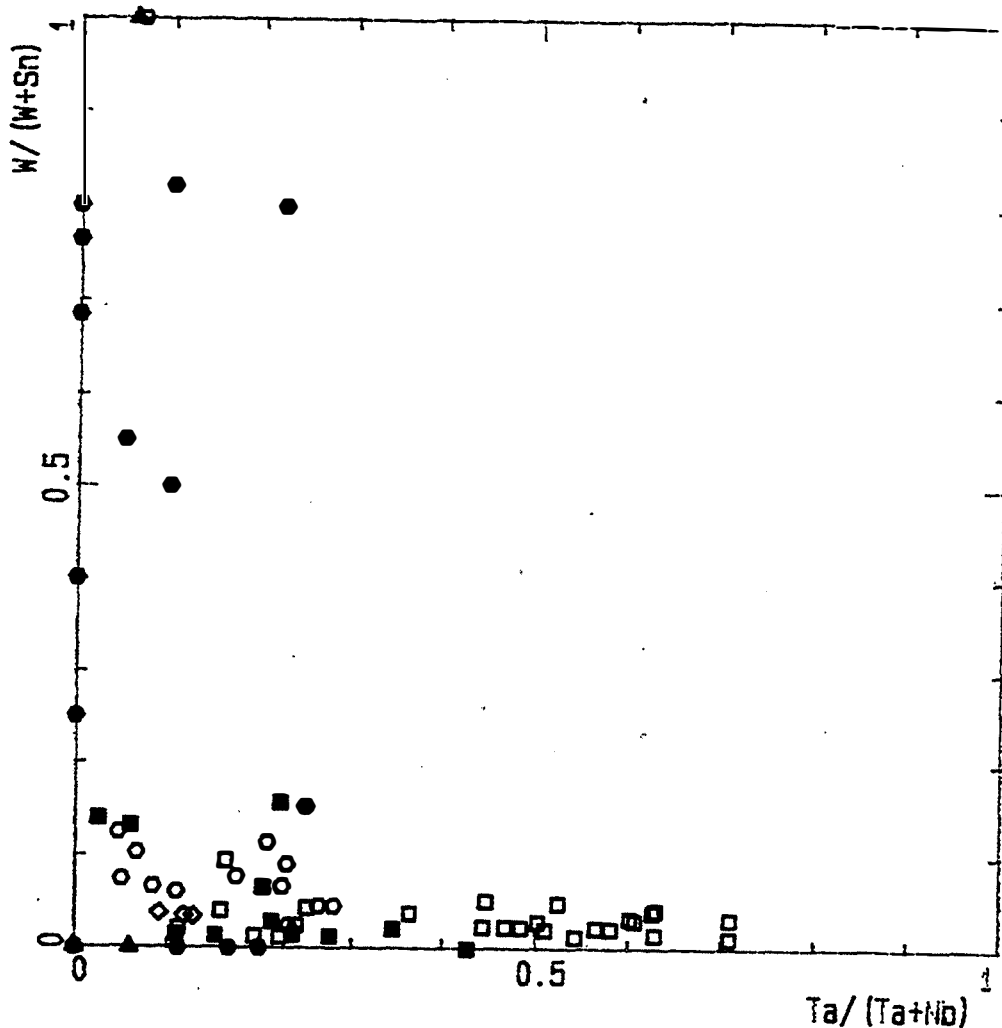


Figure VI-21: Les rutilites des granites peralumineux et des aplopegmatites associées (Secteur Seixoso) dans le diagramme $W/(W+Sn)$ versus $Ta/(Ta+Nb)$.

OUTE: rutilites des granites fins albitisés et greisénisés du stock de Outeiro (Secteur Seixoso); SEIX: rutilites des granites plus ou moins albitisés et greisénisés du stock de Seixoso; GfQm; rutilites du stock de granite fin de Quintela do Monte; APsei(c): rutilites d'une zone à quartz-andalousite-chrysobéryl visible au toit d'une aplopegmatite subhorizontale; VN: rutilites de l'encaissant pélitique tourmalinisé et greisénisé de la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl; APsei: rutilites de l'encaissant au toit de l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatites de Seixoso.

- Groupe 1 : regroupe les rutiles du granite fin de Quintela do Monte (GFQm), les rutiles du stock de Seixoso (SEIX).

Les rutiles de ce groupe sont pauvres à dépourvus de Sn (teneur moyenne en Sn : $T_{Sn} = 0.24$; gamme de variation : [0 ; 0.589] ; % en poids d'oxydes)

Les teneurs en (Nb+Ta) de ces rutiles sont très faibles ; leur composition est pratiquement celle du pôle TiO_2 (rutile pur).

- Groupe 2 : comprend des rutiles provenant du toit du granite fin à tourmaline de Outeiro (OUTE).

Les rutiles de ce groupe ont des teneurs modérées en Sn ($T_{Sn} = 1.57$, [1.17 ; 1.87]).

Les teneurs en Nb ($T_{Nb} = 4.94$, [3.12 ; 7.53]) et en Ta ($T_{Ta} = 1.86$, [0.28 ; 4.85]) de ces rutiles sont assez élevées.

- Groupe 3 : comprend les rutiles des épontes altérées ou transformées des aplopegmatites.

Les rutiles de ce groupe sont riches en Sn ($T_{Sn} = 3.7$, [2.5 ; 5.81]).

Les diagrammes Ta/Nb versus Sn et Nb+Ta versus Sn (fig. VI-20) montrent qu'à l'intérieur de chaque groupe de rutiles, les teneurs en Sn augmentent avec les teneurs en Nb+Ta et avec le caractère tantalifère des rutiles (corrélation positive entre Ta/Nb et Sn). Cependant, les rutiles riches en Sn des épontes altérées ou transformées des aplopegmatites montrent, au delà de $Ta/Nb = 0.7$ et $Ta + Nb = 0.2$ a./4(f.u.), une augmentation de (Nb+Ta) à Sn constant, ce qui suggère que ces rutiles ont atteint la saturation en Sn dans les conditions où ils ont cristallisé. On remarquera que les teneurs maximales en Sn de nos rutiles sont proches des plus fortes connus actuellement : Khvostova et Sretenskaya (1963) donnent une analyse de rutile avec 4.55% en poids de SnO_2 , Cerny et Turnock (1971) une analyse de rutile avec 6.3 % en poids de SnO_2 .

Seuls certains rutiles des épontes altérées ou transformées des aplopegmatites sont saturés en Sn ce qui n'est jamais le cas des rutiles des granites fins peralumineux associés (stocks de Seixoso et de Outeiro). Ceci peut être rapproché du fait que les aplopegmatites sont minéralisés en cassitérite ce qui n'est pas le cas des granites (en dehors de rares apogranites dans le stock de Seixoso). Ceci suggère que la cassitérite des aplopegmatites joue le rôle de tampon pour Sn (elle fixe le potentiel de Sn à saturation) et qu'un équilibre s'est instauré, par l'intermédiaire d'un fluide, entre cassitérite des aplopegmatites et rutiles de l'encaissant transformé aux épontes des aplopegmatites. Rappelons que les rutiles de l'encaissant transformé des aplopegmatites minéralisées en cassitérite ne sont jamais situés à plus de quelques centimètres du contact aplopegmatites-encaissant.

Un raisonnement comparable peut être fait pour Nb et Ta. En effet, les aplopegmatites sont minéralisées en niobotantalates qui peuvent jouer le rôle de tampon pour Nb et Ta, ce qui n'est pas le cas des granites peralumineux associés (stocks de Seixoso et de Outeiro). Cependant, les rutiles des épontes altérées ou transformées des aplopegmatites ne semblent pas avoir atteint la saturation en Nb et Ta. Cette saturation ne serait probablement atteinte que pour des teneurs encore plus élevées en Nb et Ta, si l'on se base sur les analyses de rutiles fournies par de nombreux auteurs.

2-7.2 Rutiles à W-Nb et rutiles à Sn-Ta

Le diagramme W versus Sn (fig. VI-20) confirme l'existence des trois groupes individualisés par les deux diagrammes précédents.

Les rutilés du granite de Seixoso (SEIX) se distinguent des rutilés des stocks de Outeiro (OUTE) et des éponges altérées ou transformées des aplopegmatites (APsei, APsei(c) et VN) par leurs teneurs en W beaucoup plus élevées et leurs teneurs en Sn beaucoup plus faibles. Les rutilés du granite fin de Quintela do Monte sont eux très pauvres en Sn et en W.

Quelques rutilés de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) sont nettement plus riches en W que les autres rutilés des éponges altérées ou transformées des aplopegmatites sans toutefois être aussi riches en W que les coeurs des rutilés du stock de Seixoso (teneurs en WO_3 deux à trois fois moins élevées).

Les diagrammes W versus Sn, Ta versus Nb (fig. VI-20) et le diagramme W/W+Sn versus Ta/Ta+Nb (fig. VI-21) montrent que les rutilés du stock de Seixoso, généralement riches en W et pauvres en Sn, sont essentiellement niobifères (faible rapport Ta/Ta+Nb). On remarquera que les quelques rutilés relativement riches en W de la zone à quartz, andalousite, chrysobéryl (APsei(c)) sont plus pauvres en Sn et plus niobifères que les autres rutilés des éponges altérées ou transformées des aplopegmatites (APsei, APsei(c) et VN). Il semble donc qu'il existe un lien entre Nb et W d'une part et entre Ta et Sn d'autre part.

2-8 Conclusions

Les teneurs en Ta et Nb de l'encaissant des aplopegmatites avant transformation et altération étaient très faibles : les seuls minéraux susceptibles de contenir un peu de Nb et de Ta étaient les minéraux titanifères primaires, c'est à dire ilménite et biotite. Les teneurs en Ta et Nb de la biotite et de l'ilménite de l'encaissant sont toujours inférieures au seuil de détection. Après greisénisation, l'encaissant est très riche en rutilé. Ces rutilés très abondants contiennent jusqu'à 20% (en poids) de Ta_2O_5 et 7% de Nb_2O_5 . La néoformation des rutilés de l'encaissant a donc été accompagnée par un enrichissement important en Ta et Nb.

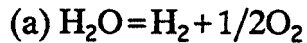
Les rutilés des éponges altérées ou transformées des aplopegmatites (APsei, APsei(c) et VN) sont hydrothermaux et résultent de l'altération, lors de la greisénisation, plus ou moins complète des minéraux titanifères primaires de l'encaissant : le rutilé qui est la variété polymorphique de TiO_2 stable dans les conditions hydrothermales. Les fluides responsables de la greisénisation de l'encaissant aux éponges des aplopegmatites sont aussi à l'origine des zones greisénisées de ces dernières puisque ces zones recoupent le rubanement des aplopegmatites et la limite aplopegmatite-encaissant. Les zonations des rutilés fossilisent des variations de composition des fluides ou des variations dans le rapport (vitesse de croissance)/(vitesse de diffusion de Ta, Nb, Fe dans le réseau du rutilé) ou bien encore des effets de bilan (vitesse de croissance/circulation du fluide).

Les rutilés et les fluides responsables de la greisénisation sont saturés en Sn parce que les greisens développés au dépens des aplopegmatites sont minéralisés en cassitérite. Un équilibre s'est instauré entre cassitérite des aplopegmatites (en amont) et rutilés de l'encaissant transformé aux éponges des aplopegmatites (en aval) par l'intermédiaire des fluides responsables de la greisénisation. Il n'est pas possible d'affirmer que les rutilés sont saturés en Nb et Ta.

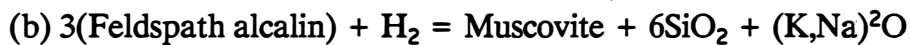
L'enrichissement en fer des fluides provoqué par la transformation de la biotite en muscovite et dans des conditions oxydantes par l'oxydation de l'ilménite a facilité la fixation de Nb et Ta dans le rutilé : l'introduction de ces éléments dans le rutilé est couplée à celle du fer. Cette richesse en fer des fluides est attestée par la présence de quelques oxydes de

fer dans les zones fortement greisénisées où l'ilménite est localement absente ou moins abondante.

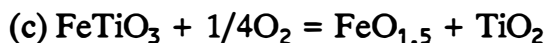
Etant donné la pauvreté en Fe des aplopegmatites et l'absence de minéraux où le fer est un constituant majeur, le seul tampon possible du rapport $Fe^{2+}/(Fe^{3+} + Fe^{2+})$ dans les fluides issus des aplopegmatites est le couple H_2O/H_2 en solution dans le magma ou dans une phase vapeur en équilibre avec celui-ci. Les proportions de H_2O et de H_2 sont contrôlées par la réaction de dissociation de H_2O :



La composition des cassitérites des greisens (cassitérite niobifère et à Fe^{3+}) indique que les fluides à l'origine des zones greisénisées des aplopegmatites étaient assez oxydants. Le développement de la muscovite secondaire au dépens des feldspaths des aplopegmatites ne peut que renforcer ce caractère oxydant puisque la transformation suivant la réaction (b) provoque une dissociation de H_2O suivant la réaction (a) et conduit donc à une augmentation de fO_2 .



Le caractère oxydant des fluides responsables de la greisénisation des aplopegmatites et de leur encaissant est confirmé par le fait que dans l'encaissant l'ilménite est oxydée. Cependant, cette oxydation de l'ilménite n'est que très rarement et très localement complète. C'est à cause de cette oxydation de l'ilménite et précipitation d'oxydes de fer suivant la réaction (c) que les fluides acquièrent finalement et rapidement, après un court trajet dans l'encaissant, un caractère plus réduit :



L'étude des variations de la composition des rutilés en fonction de l'éloignement du contact aplopegmatite-encaissant montre que les teneurs en Nb et Ta des rutilés diminuent alors que les teneurs en Sn restent constantes ce qui indique une mobilité moindre de Nb et Ta par rapport à Sn en contexte hydrothermal.

Le rapport $Ta/(Ta+Nb)$ des rutilés des épontes des aplopegmatites augmente avec les teneurs en Nb et Ta. Dans des conditions réductrices, le constituant tapiolite ($Ta \gg Nb$) en solution solide dans le rutilé impose un rapport $Ta/(Ta+Nb)$ élevé. La fixation préférentielle de Ta par le rutilé conduit à une plus grande mobilité de Nb par rapport à Ta dans ces conditions. Cette moindre mobilité de Ta par rapport à Nb est très souvent observée en environnement hydrothermal ce qui, d'après nos observations, pourrait être liée à la présence du rutilé.

Dans les granites fins peralumineux du stock de Seixoso dans lequel s'enracine l'aplopegmatite principale du champ d'aplopegmatite de Seixoso, Nb et Ta sont initialement contenus (en faible quantité) dans les minéraux titanifères primaires, c'est à dire biotite et ilménite où ils se substituent à Ti. Lors de l'albitisation puis de la greisénisation des zones apicales de ce stock, la biotite est chloritisée (première manifestation de l'albitisation) puis transformée en muscovite (greisénisation) alors que l'ilménite est oxydée. Au moins une partie de Nb et de Ta est alors fixée par le rutilé.

Les rutilés de Seixoso sont exclusivement niobifères. Nb a un comportement parfaitement inerte lors de l'albitisation et la greisénisation des granites du stock de Seixoso (voir géochimie). Le caractère niobifère des rutilés de ce stock n'est donc pas lié à un enrichissement en Nb des granites lors de leur altération mais dû à un contrôle cristallographique du rapport Ta/Ta+Nb par le composé $\text{Fe}^{3+}\text{NbO}_4$ (Foord, 1982) en solution solide dans ces rutilés. Ceci suggère qu'une partie de Ta, initialement contenu dans les minéraux titanifères primaires des granites, est lessivé par les fluides responsables de l'altération de la zone apicale de ce stock. Nous ne disposons malheureusement pas d'analyse de Ta pour tous les échantillons pour vérifier cette hypothèse.

Nigerite in rare-element pegmatites and associated granites of Seixoso area (Northern Portugal)

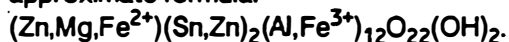
Benbadis HELAL¹, Essaïd BILAL¹, Eurico PEREIRA²

1: Ecole des Mines de Saint-Etienne, France. 2: Serviços Geológicos de Portugal.

ABSTRACT : Nigerite is a peraluminous mineral always associated with aluminium silicate and/or muscovite in which Sn, Zn and Fe are essential constituents. In Seixoso area, nigerite occurs along pegmatites contacts with pelitic wallrocks and in pelitic xenoliths found in top of the highly evolved Outeiro granite. Nigerite is a secondary mineral formed during the interaction of a Sn,Zn-rich and S-poor fluid, initially in equilibrium with pegmatitic or granitic magma, and pelitic rocks. Nigerite occasionally crystallize at a late-magmatic stage in samples of the GSP facies contaminated by pelitic xenoliths. Compared to nigerite from the other known occurrences, Seixoso nigerite have a high content of Ti and a variable Sn/Zn ratio due to the Sn substitution by two Zn in B sites. On account of this substitution, we propose a new nigerite structural formula: $(Zn,Mg,Fe^{2+})[Zn_{4-2x},(Sn,Ti)_x,[]_x](Al,Fe^{3+})_{12}O_{22}(OH)_2$.

I. INTRODUCTION

Nigerite was first discovered in quartz-sillimanite rocks associated with cassiterite-bearing pegmatites of central Nigeria, in 1944, by Jacobson and Webb (1947). It is the first mineral to be discovered in which tin, zinc and aluminium are essential constituents. Only few papers now exist describing nigerite occurrences. Ginzburg et al. (1961) found nigerite as a common accessory mineral in pegmatite of Eastern Siberia. Maijer (1965) describes nigerite in cassiterite-bearing pegmatites of the Seixoso area (Northern Portugal) and in a andalousite-rich sample taken in the margin of a small intrusion of tourmaline-bearing granite. Van Tassel (1965) reports an occurrence of nigerite in a cassiterite-bearing pegmatite near Lixa (Douro Litoral province, Portugal). Kloosterman (1974) found nigerite in tin-tantalum pegmatites of Amapa (Brazil) and in quartz-muscovite marginal facies associated with these pegmatites. Bannister et al. (1947) showed that nigerite has the approximate formula:



They reported that it is trigonal with symmetry $\bar{3}m$ and determined the following crystallographic parameters: *a* and *c* are equal respectively, to 5.72 and 13.86 Å. This paper presents new data on nigerite of Seixoso area, first discovered by Maijer (1965), and on its mode of occurrence. The Seixoso nigerite is compared with that of the other known occurrences and a new nigerite structural formula is proposed. The chemical conditions for nigerite formation are discussed.

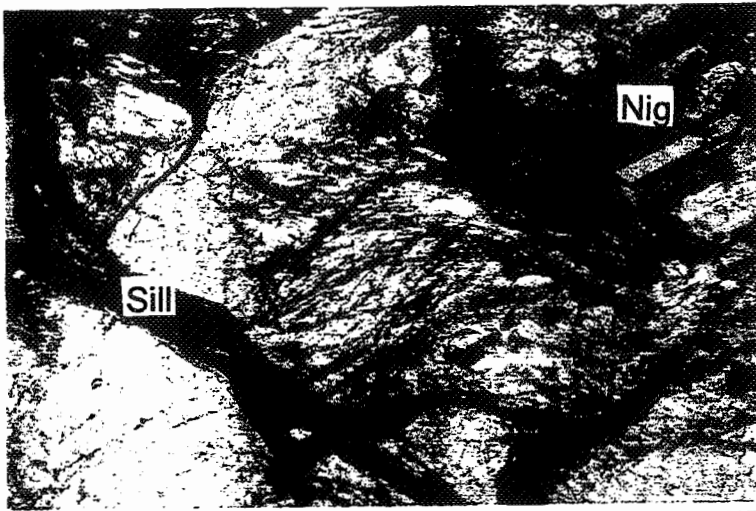
II. GEOLOGICAL SETTING

The Seixoso area corresponds to the SE margin of the Hercynian Celorico de Basto batholith (sheet 10-A of the geological map of Portugal in the 1/50000 scale) and is located in the NW sector of the Minho province (Northern Portugal). The SE

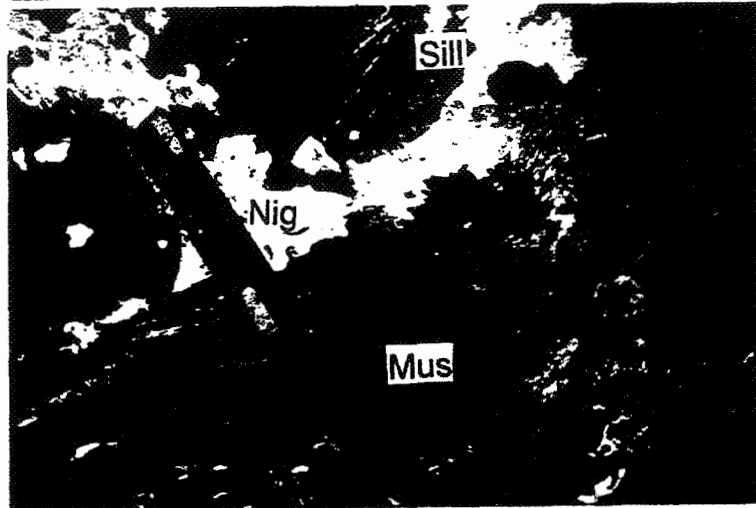
margin of the Celorico de Basto batholith consists mainly of a coarse-grained porphyritic biotite granite intruding metasedimentary rocks which belongs to the allochthonous Vila Nune unit (Pereira, 1987). This batholith is surrounded by a well developed aureole of contact metamorphism. Post-tectonic peraluminous granites form rather small bodies intrusive both in the Celorico de Basto batholith and in its aureole of contact metamorphism. In Seixoso area, a granite intrusion outcrops in form of two main apices (Seixoso granite and Outeiro granite) and of numerous and small apices or dike-like bodies. Seixoso granite and Outeiro granite are heterogeneous and characterized by a horizontal magmatic layering which was accentuated by post-magmatic pervasive albitization and greisenization which become more intense upwards: they are grading from biotite-bearing facies at depth, through two-mica or muscovite-tourmaline facies into roof of apex (Helal, 1992). Apical facies (apogranites) are highly evolved and sometimes (in Seixoso granite) poorly mineralized in cassiterite. Biotite-bearing facies, apogranites of Seixoso granite or Outeiro granite and Seixoso pegmatite (the most evolved terms) are considered as belonging to a single differentiation serie (Helal, 1992). The apogranites-pegmatites transition is characterized by a sodalitic-type evolution: there is a decrease in SiO₂ and K₂O accompanied by increasing Al₂O₃, Na₂O, Li, F (P₂O₅, Sn, Ta, Nb, Be).

III. NIGERITE IN SEIXOSO PEGMATITE

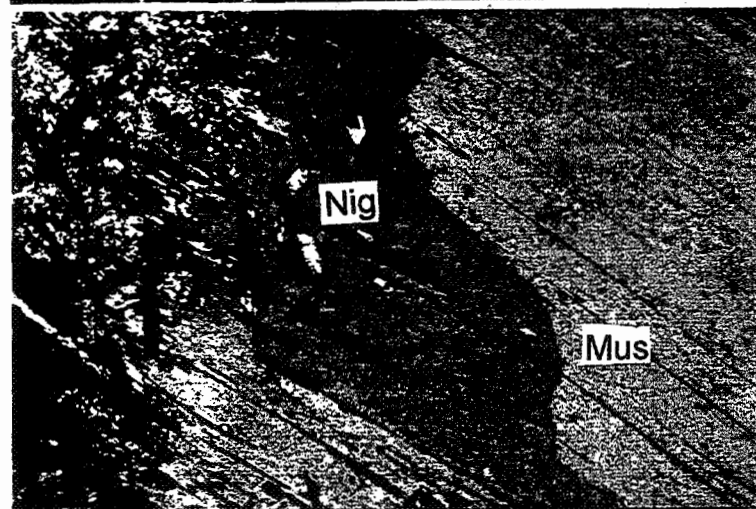
The Seixoso Sn-Ta-Nb-Li-Be-bearing pegmatite field consists in a main concordant and subhorizontal (the dip varies from 10 to 30°E) pegmatite which laterally take root in top of Seixoso granite, two minor concordant pegmatites and about ten dike-like veins. All these pegmatites strike about N-S and have a thickness which varies from 5 to 10m. Internal structure of each pegmatite is



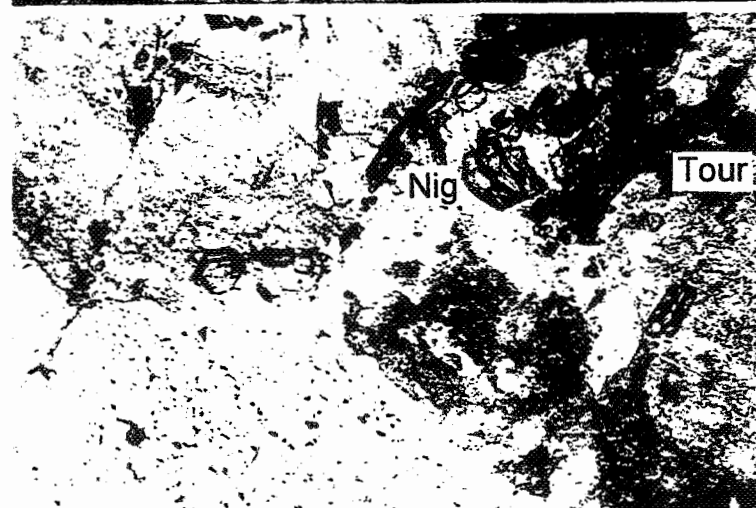
1- Nigérite (Nig) associée à de la sillimanite, variété fibrolite (Sill), dans un xénolithe métasédimentaire altéré du granite de Outeiro.



2- Nigérite (Nig) partiellement incluse dans une muscovite en plaques (Mus) contenant des reliques de sillimanite (Sill) - Granite de Outeiro.



3- Inclusions de nigérite (Nig) en bordure d'une muscovite en plaques (Mus).



3- Nigérites magmatiques (Nig) associées à la tourmaline (Tour) dans un échantillon de GSP (faciès principal des aplopegmatites) contaminé par l'encaissant pelitique.

weakly developed but a stocksheider-like marginal facies characterized by coarse grained cleavelandite (albite) which radiates upward from the footwall and downward from the hanging wall is systematically observed. Seixoso pegmatites consists mainly of a facies (GSP facies) the texture of which is typically granitic but extremely porphyritic: K-feldspar megacrysts (may be up to 30cm in size) are enclosed in a fine-grained matrix which consists in elongated weakly zoned albite laths, quartz and minor muscovite. Cassiterite, Li-phosphates of the amblygonite-montebrazite serie, Ti,Sn-rich chrysoberyl and pseudo-ixiolite (Ti-rich columbite-tantalite) are the characteristic accessory minerals. These pegmatites had been affected, like Seixoso granite and Outeiro granite, by late-stage albitization and greisenization.

- **Nigerite along pegmatites contacts:** Nigerite generally occurs in close association with the margins of Seixoso pegmatites, near the pegmatite-host rock contact. Pelitic wallrocks along the pegmatite contact have been affected by a recrystallisation apparently due to heat loss from the pegmatite. The recrystallised zone (2 to 3cm wide) is characterized by coarsening of biotite and quartz crystals and disappearance of the foliation. Pelitic wallrocks around each pegmatite of the Seixoso pegmatite field have recorded three episodes of hydrothermal alteration which are generally more developed in the hanging wall. The sequence of alteration deduced from textural relationships between primary and secondary minerals is: development of nigerite-bearing quartz-andalousite-(fibrolite) marginal facies coeval with tourmalinization; greisenization then argillization.

The nigerite-bearing quartz-andalousite-(fibrolite) marginal facies is most of time limited to an enrichment in andalousite, quartz and nigerite in a restricted part of the recrystallized zone but is sometimes well developed with a thickness which can be up to 5 cm. In that case, biotite and ilmenite are no more observed whereas cassiterite, Fe,Sn,Ta,Nb-rich rutile and chrysoberyl become characteristic accessory minerals.

Tourmalinization is limited to a narrow aureole (10 to 20 cm wide) at pegmatite-host rock contact. Tourmaline is systematically more abundant just beyond the nigerite-bearing quartz-andalousite-(fibrolite) marginal facies. The greisenization aureole (sometimes up to 1m thick) generally extends beyond the tourmalinization aureole.

- **Nigerite in the GSP facies:** Nigerite is occasionally found in samples of the GSP facies which contain abundant tourmaline and andalousite and accessory sillimanite (fibrolite). An important feature is that this facies generally contain no tourmaline neither nigerite. Andalousite

and sillimanite are systematically replaced by muscovite and often occur as optically continuous relics in muscovite flakes. Fe,Sn,Ta,Nb-rich rutile occurs as small scattered grains, enclosed in muscovite. Nigerite is most of time enclosed in margin of muscovite flakes replacing andalousite but can occasionally be observed enclosed in margin of primary albite and interstitial (late-magmatic) cassiterite. No corrosion or replacement of nigerite by muscovite has taken place.

IV. NIGERITE IN OUTEIRO GRANITE

The top of Outeiro granite sometimes contains strongly greisenized pelitic xenoliths which consist of quartz and muscovite replacing biotite and sillimanite that occurs as sheaf-like aggregates of fibrolite. Nigerite forms euhedral crystals always enclosed in sillimanite near muscovite or in this latter. Both Outeiro granite and its xenoliths have recorded three episodes of hydrothermal alteration: transformation of primary biotite, high in TiO₂ to secondary green biotite, low in TiO₂; greisenization and argillization. Ti liberated by recrystallization and alteration of biotite forms rutile. Primary ilmenite has reacted to form rutile.

V. NIGERITE STRUCTURAL FORMULA

Bannister and al. (1947) showed that nigerite has the approximate formula $(Zn,Mg,Fe^{2+})(Sn,Zn)_2(Al,Fe^{3+})_{12}O_{22}(OH)_2$. It may be represented as AB₂C₁₂O₂₂(OH)₂ structure type.

Structural formulas were calculated on the basis of 24(O,OH). Fe is allocated to the C sites to bring the total, with Al (and accessorially Si), to 12 (there is some replacement of Al by Fe³⁺), and the remainder (Fe²⁺) is assigned to the A site which is occupied by Fe²⁺, Mn and Mg. Since calculated Fe²⁺ is low, structural formulas were recalculated considering that iron is essentially ferric. Ti is allocated to B site: the close similarity in ionic radius between Sn⁴⁺ and Ti⁴⁺ enables the latter to enter into stanniferous minerals. Since the sum of Fe²⁺, Mn and Mg atoms is lower than 1 (lower than 0.35 in our nigerites), Zn is allocated to the A site (Zn_A) to bring the total, with these metal atoms, to 1, and the remainder (Zn_B) (close to 1 a./f.u. in Zn-rich nigerites of Outeiro granite) has been assigned, as advocated by Bannister and al. (1947), to complete the Sn (and Ti) positions because Zn has a near ionic radius to Sn.

The sum of metal atoms is often appreciably greater than 15. Bannister et al. (1947) indicated that this excess over the ideal repeat is possible because the structure of nigerite has ample interstitial vacancies. This excess of metal atoms is positively correlated to Zn (a./f.u.). This correlation

is clearly better when we consider that iron is essentially ferric. This is consistent with Al deficit in C sites and with the analysis of nigerite given by Bannister and al. (1947). In all known compounds the valency of Zn is two. We can exclude the substitution of one Sn^{4+} by one Zn^{2+} since the number of Si atoms is too low to think that the structure can be electrostatically balanced by the complementary substitution of Al^{3+} by Si^{4+} . The slope (-0.5) of the correlation in the diagram (Sn+Ti) versus Zn_B (Fig.1) and the value of the abscissa intercept ($\text{Zn}_B=4$) lead us to propose the substitution:

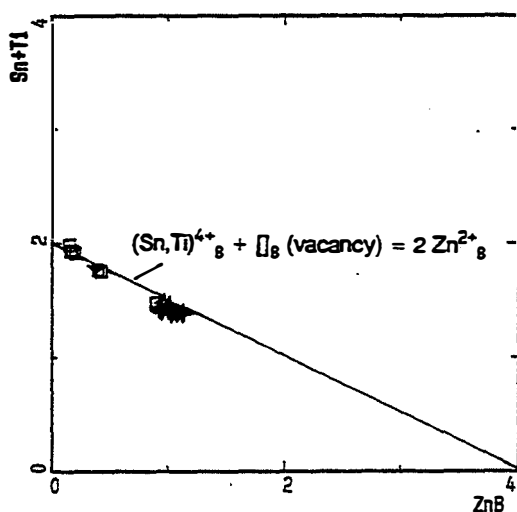
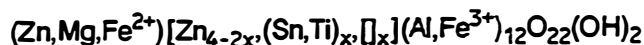


Fig.1. Chemical compositions (a./f.u.) of nigerites. Nigerite from: + Outeiro granite; □ Seixoso pegmatites; ∇ Nigeria (Bannister and al., 1947).

We propose that four B sites are available. B sites occupancy is variable: when Sn is ideally absent, B sites are occupied by four Zn, whereas Zn_B equals zero two B sites are occupied by Sn and the two others B sites are vacant.

In conclusion, nigerite must have the approximate formula:



VI. DISCUSSION AND CONCLUSIONS

Nigerite is a peraluminous mineral. In Seixoso area and in all known occurrences, nigerite is associated with aluminium silicate (sillimanite and/or andalusite) and/or muscovite, so nigerite is only stable in peraluminous environments. In Outeiro granite nigerite is found in strongly greisenized metapelitic xenoliths. Nigerite have probably been formed by reaction of sillimanite and biotite with a Sn,Zn-rich fluid also responsible for the greisenization of the top of Outeiro granite. Pegmatites and their metasedimentary country rocks are characterized by strongly peraluminous

bulk compositions so it is not alumina which controls nigerite repartition in that case.

In Seixoso area, nigerite occurs in four different situations: internally (generally in stocksheider-like marginal facies) and externally along pegmatites contacts with pelitic (biotite-rich) wallrocks, in pelitic xenoliths found in top of Outeiro granite and occasionally in samples of the GSP facies. Except the latter case, nigerite is obviously a secondary mineral originate by the action of a Sn,Zn-enriched fluid since pelitic rocks are Zn and Sn poor. However, part of Zn can originally be present in primary biotite of pelitic rocks.

Nigerite found in the GSP facies is always associated with andalusite, sillimanite, tourmaline and Fe,Sn,Ta,Nb-rich rutile. This assemblage is analogous to that of the nigerite-bearing quartz-andalousite-(fibrolite) marginal facies developed on pelitic rocks suggesting that it represents transformed xenoliths derived by stoping of pelitic wallrocks. The Seixoso pegmatites contain no tourmaline. The systematic late-stage tourmalinization of wallrocks shows that the original B content of the peraluminous pegmatite magma was probably high but tourmaline saturation was not reached on account of the low Fe and Mg content of the magma. Nigerite is a relatively iron-rich mineral. Samples of GSP where nigerite was found have a high enough Fe and Mg content to stabilize tourmaline and nigerite, on account of contamination by Fe,Mg rich pelitic wallrocks. In that case, it seems that nigerite have crystallized in late-magmatic stage: it is observed as inclusions in rim of primary albite and in interstitial Nb-rich cassiterite which crystallize just before the magmatic-hydrothermal transition (Helal, 1992).

Nigerite is the Zn-bearing phase in Seixoso pegmatites, their wallrocks and in Outeiro granite xenoliths whereas greisenized samples of Seixoso granite showing enrichment in Zn are characterized by the lack of nigerite: sphalerite is the Zn-bearing phase. It should be noted that sulphides never occur in Seixoso pegmatite and in Outeiro granite. The crystallization of nigerite is probably controlled by the activity of S in the fluids or in the pegmatite magma (nigerite in GSP facies). In sulphide rich environment, Zn usually forms sphalerite because the large affinity of Zn for sulphur. Since pelitic rocks from Seixoso area originally contain some sulphides, the activity of S in the fluid from which pegmatites margins nigerite originate was probably controlled by the S-poor pegmatite magma. In the same way the fluids responsible for the greisenization of Outeiro granite was S-poor.

The composition of the nigerite is related to that of the host rock: pegmatite nigerites have distinctly higher Sn/Zn ratio than Outeiro nigerites. In the case of nigerite-bearing samples of

contaminated Outeiro granite, this relation is due to the fact that nigerite is the only Sn,Zn-bearing phase. In nigerite-bearing samples of GSP facies, nigerite has a high Sn/Zn ratio because it has crystallized in the presence of primary cassiterite. The similar and high Sn/Zn ratio of nigerite found in altered pelitic wallrocks (characterized by the lack of cassiterite) along pegmatites contacts shows that pegmatite cassiterite was capable of buffering Sn activity in the fluid expelled from the pegmatite.

The Sn-Al-Zn triangular diagram showing presumed mineral compatibilities in the system Sn,Al,Zn together with the observed phase assemblages in nigerite-bearing samples of contaminated Outeiro granite or Seixoso pegmatite suggest that the Sn/Zn ratio of the solution (or the magma for GSP nigerite) is a critical factor as indicated by Kloosterman (1974). In the presence of sillimanite and/or andalusite, with a progressive increase in the value of the Sn/Zn ratio of the solution (or the magma for GSP nigerite), the paragenetic succession is as follows: Gahnite, -gahnite and nigerite, nigerite alone then nigerite and cassiterite.

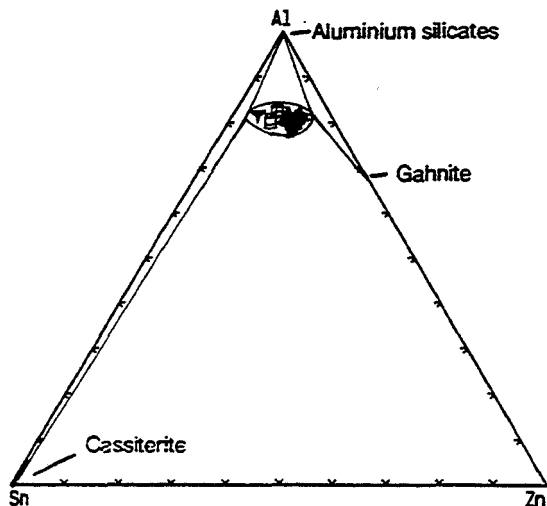


Fig.2. Chemical compositions (a./f.u.) of nigerites. Nigerite from: † Outeiro granite; □ Seixoso pegmatites; ∇ Nigeria (Bannister and al., 1947).

The nigerite-sillimanite and/or andalusite stability region is large on account of the effect of Sn substitution by two Zn in B sites: for Seixoso nigerite, the atomic Sn/Zn ratio varies from approximately 0.3 to 2 whereas for Nigeria nigerite (Bannister et al., 1947) it is about 3. It is important to note that Outeiro nigerite have atomic Sn/Zn ratio lower than nigerite from the other known occurrences probably because it is not associated with cassiterite. The existence of alluvial nigerite is reported (Kloosterman, 1974): the hardness is between 8 and 9 (Bannister et al., 1947) and permit nigerite to support transport. Since nigerite is easily

identifiable by its habit, its composition can be utilised as a rule for cassiterite prospection: nigerite in equilibrium with cassiterite have a high atomic Sn/Zn ratio.

Compared to nigerite from the other known occurrences, Seixoso nigerite have high content of Ti because it is always associated with rutile. It is consistent with the fact that Ti-rich nigerite described by Van Tassel is associated with rutile too.

We conclude that nigerite found in the GSP facies is formed during the interaction of pegmatite magma and xenoliths derived by stoping of pelitic wallrocks. Nigerite found along pegmatites margins is formed during the interaction of a fluid expelled from the pegmatite in the late metasomatic stage of its internal evolution and pelitic wallrocks. This fluid is Sn,Zn-rich and S-poor and characterized by a high Sn/Zn ratio imposed by the pegmatite cassiterite. Outeiro nigerite is formed during the interaction of a Sn,Zn-rich and S-poor fluid responsible for the greisenization of Outeiro granite and its pelitic xenoliths.

REFERENCES :

- Bannister, F.A., Hey, H.M., Stadler, H.P. 1947. Nigerite a new tin mineral. *Mineral. Mag.*, 28, 129-136.
- Ginzburg, A.I., Nazarova, A.S., Sukhomazova, L.L. 1961. Nigerite from Siberian pegmatites. *In*, New data on rare mineralogy, 42. Translation 1963, New York.
- Helal, B. 1992. Granitoïdes, granites à métaux rares et hydrothermalisme associé: géologie, minéralogie et géochimie de plusieurs suites tardi-hercyniennes (Nord du Portugal). *Thèse de Doctorat Ecole des Mines de Paris.*, 495p.
- Jacobson, R. Webb, J.S. 1947. The occurrence of nigerite, a new tin mineral in quartz-sillimanite rocks from Nigéria. *Mineral. Mag.*, 28, 118-128.
- Kloosterman, J.B. 1974. Nigerite in the tantalum pegmatites of Amapa, Brazil. *Mineral. mag.*, 39, 837-845.
- Maijer, C. 1965. Geological investigations in the Amarante region (Northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. *Thesis, Univ. Amsterdam, Delft, Rotterdam.* 155 p.
- Pereira, E.S. 1987. Estudo geológico-estrutural da região de Celorico de Basto e sua interpretação geodinâmica. *Thèse doct. Univ. de Lisboa, Serv. Geol. do Portugal.*
- Van Tassel, R. 1965. Nigerite from Lixa, near Felgueiras, Douro Litoral province, Portugal. *Mineral. mag.*, 34, 483-486.

4 Le phosphore dans les feldspaths des aplopegmatites de Seixoso

4-1 Introduction

Le problème de la localisation du phosphore dans les granites fins peralumineux et les aplopegmatites à phosphates complexes associées du secteur de Seixoso est d'un grand intérêt pour la genèse de ces dernières.

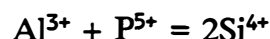
Dans les granites altérés (albitisation acide et greisénisation pervasives) des zones apicales ("apogranites") du stock de Seixoso, le paramètre qui représente le calcium en excès par rapport à l'apatite (Ca-3/5P en nombre d'atomes) prend des valeurs négatives alors qu'aucun phosphate autre que l'apatite n'est présent. D'autre part, certains échantillons d'aplopegmatites pratiquement dépourvus de phosphates, y compris l'apatite, ont des teneurs élevées en phosphore. Ceci nous a conduit à rechercher les minéraux, autres que les phosphates, porteurs de cet élément dans les aplopegmatites.

La présence de phosphates secondaires (hydroxylapatite, montebrazite, phosphates de la série goyazite-crandallite) en taches sur les feldspaths altérés des zones hydrothermalisées des aplopegmatites indique que, dans les granites et les aplopegmatites, une partie du phosphore est portée par les feldspaths. Les analyses, à la microsonde électronique, des feldspaths des aplopegmatites montrent que leurs teneurs en phosphore sont importantes (jusqu'à plus de 1% en poids de P_2O_5). Les teneurs en phosphore des feldspaths des "apogranites" sont nettement inférieures à celles des feldspaths des aplopegmatites et généralement trop faibles pour être analysées avec une précision suffisante à la microsonde électronique. Il faut cependant bien remarquer que ces feldspaths sont généralement altérés. Ceci nous a conduit à déterminer l'abondance et la distribution du phosphore dans le plagioclase (albite) et le feldspath potassique des aplopegmatites de Seixoso.

4-2 Mode d'incorporation du phosphore dans les feldspaths

L'aspect homogène et l'absence d'inclusions de phosphates dans les feldspaths sains et riches en phosphore suggère que cet élément est introduit dans le réseau des feldspaths.

L'introduction du phosphore dans les feldspaths se fait probablement suivant la substitution (1) proposée par Simpson (1977) et confirmée par London et al. (1990) :



L'existence d'une solution solide entre quartz et berlinite (AlPO_4) n'a pas été prouvée mais le travail expérimental de Simpson (1977) semble indiquer qu'il existe des solutions solides complètes entre albite et $\text{NaAl}_2\text{PSiO}_8$ et entre feldspath potassique et $\text{KAl}_2\text{PSiO}_8$.

4-3 Nature et altérations des feldspaths des aplopegmatites

Dans les aplopegmatites le plagioclase est une albite qui cristallise de manière synchrone avec un feldspath potassique actuellement perthitique.

Dans les zones non hydrothermalisées, l'albite est légèrement zonée (An_{40} à An_0), toujours limpide. Le feldspath potassique est limpide et exempt d'altération.

Comme dans les zones apicales du stock de Seixoso, deux types d'altération peuvent être distingués dans les aplopegmatites : une albitisation relativement "acide" (cristallisation de séricite et préservation du quartz) et une greisénisation. Comme dans le cas des zones apicales du stock de Seixoso, ces deux types d'altération ne sont probablement

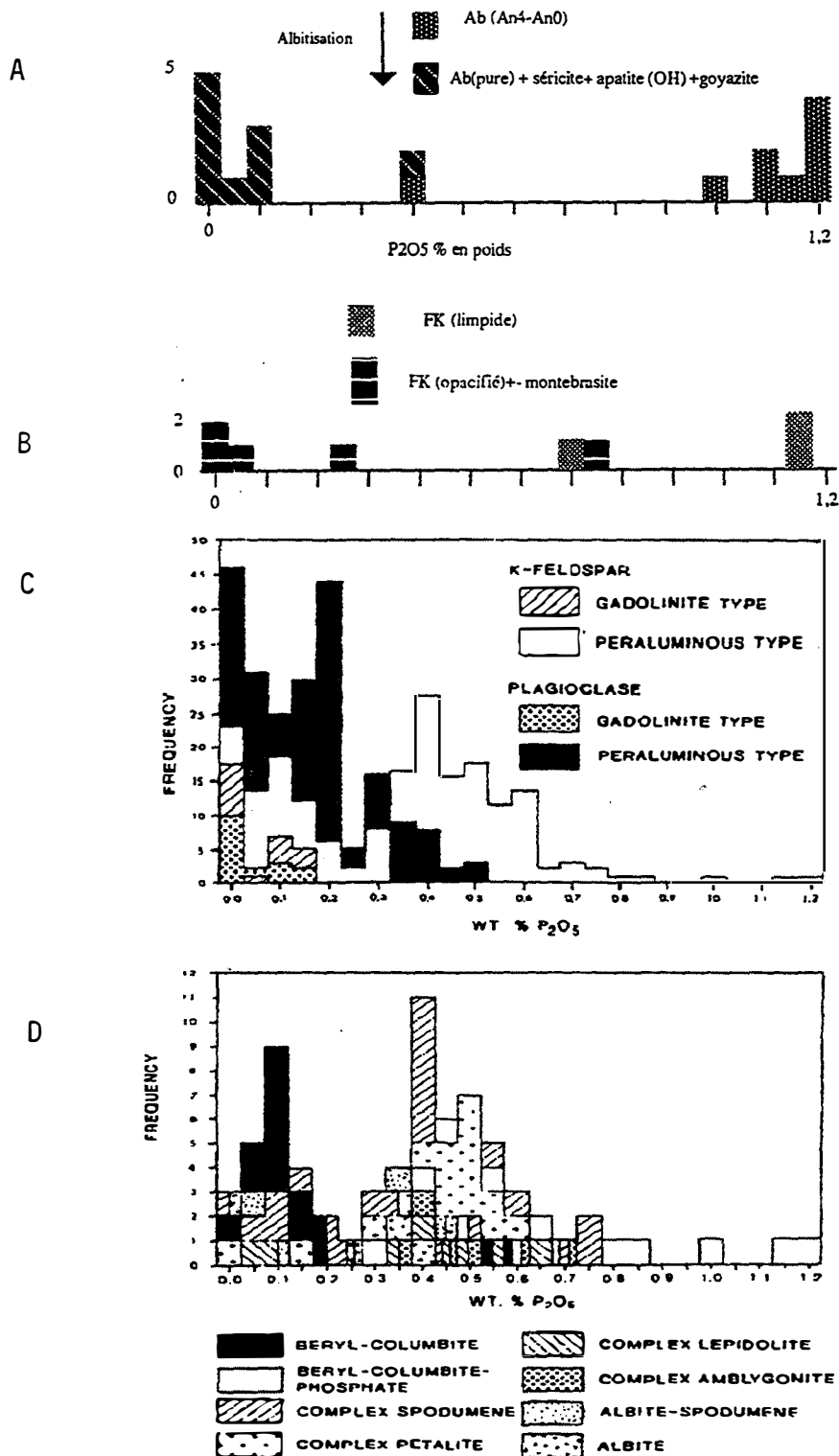


Figure VI-22 : Comparaison entre les teneurs en phosphore des feldspaths des aplopegmatites de Seixoso et les teneurs en phosphore des feldspaths de différents types de pegmatites à éléments rares.

A: histogramme des teneurs en P₂O₅ (% en poids) dans les plagioclases sains et altérés des aplopegmatites de Seixoso; B: histogramme des teneurs en P₂O₅ (% en poids) dans les feldspaths potassiques sains et altérés des aplopegmatites de Seixoso; C: histogramme des teneurs en P₂O₅ (% en poids) des feldspaths de différents types de pegmatites (London, 1990); D: histogramme des teneurs en P₂O₅ (% en poids) des feldspaths potassiques de différents types de pegmatites peralumineuses à éléments rares (London, 1990).

pas complètement indépendants (voir III,1-1.3). Lors de l'albitisation, l'albite perd toute zonation (sa composition devient celle d'une albite pure) et apparaît constellée de séricite. L'apatite et des phosphates de la série goyazite-crandallite $((\text{Sr,Ca})\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$ sont alors souvent observés en inclusion dans l'albite. Le feldspath potassique est albitisé : on observe le développement d'une albite (albite pure) en échiquier à partir des bordures et des perthites.

Localement, le feldspath potassique est opacifié. Cette altération est plus tardive que l'albitisation. Les zones de bordures du feldspath potassique sont alors parsemées de taches de montebrasite $(\text{LiAl}(\text{OH})[\text{PO}_4])$.

4-4 Teneurs en phosphore des feldspaths sains. Comparaison avec les feldspaths des différents types de pegmatites

Les teneurs en phosphore des albites saines (le plus souvent comprises entre 1 et 1.2% en poids de P_2O_5 ; fig. VI-35A) et des feldspaths potassiques sains (le plus souvent comprises entre 1.05 et 1.25%: fig. VI-35B) sont systématiquement élevées.

Les figures VI-22,A,B,C montrent que les feldspaths des aplopegmatites de Seixoso se différencient nettement des feldspaths pauvres en phosphore des pegmatites à gadolinite (fig. VI-22C). Ce type de pegmatite est le plus souvent lié à des granites de type A ou à des granites appartenant à des séries calciques. Seuls les feldspaths des pegmatites peralumineuses présentent des teneurs aussi élevées que celles des feldspaths des aplopegmatites de Seixoso.

Dans l'histogramme de la figure VI-22D, London et al. (1990), ont distingué différents types et sous-types à l'intérieur du groupe des pegmatites peralumineuses à éléments rares sur la base des teneurs en phosphore des feldspaths potassiques. Ils remarquent que dans le groupe des pegmatites peralumineuses, les teneurs en phosphore des feldspaths potassiques augmentent dans un ordre qui intuitivement semble assez logique:

- pegmatites sans phosphates.
- pegmatites où l'apatite est le seul phosphate .
- pegmatites à apatite et autres phosphates.

Il apparaît clairement que se sont les feldspaths potassiques des "pegmatites à apatite et autres phosphates" et en particulier ceux des pegmatites à béryl, columbite et phosphates qui ont des teneurs équivalentes à celles des feldspaths potassiques des aplopegmatites de Seixoso.

La paragenèse de ces pegmatites est très proche de celles des aplopegmatites de Seixoso. Cependant dans les aplopegmatites de Seixoso le minéral porteur de Be n'est pas le béryl $(\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18})$ mais le chrysobéryl $(\text{BeAl}_2\text{O}_4)$. Le béryl n'est que très rarement observé en inclusion dans les phénocristaux de feldspaths potassique.

4-5 Teneurs en phosphore des feldspaths altérés

Les teneurs en phosphore des feldspaths altérés sont systématiquement inférieures à celles des feldspaths sains. Ainsi, celles des albites albitisées et séricitisées sont le plus souvent inférieures à 0.15% et au seuil de détection de la microsonde. Ces albites présentent très souvent des inclusions d'apatite et de phosphates de la série goyazite-crandallite $((\text{Sr,Ca})\text{Al}_3[\text{PO}_4]_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O})$.

Lorsque le calcium a un comportement inerte et que le phosphore n'est pas accepté dans le réseau de l'albite pure (qui remplace le plagioclase primaire), de l'apatite est formée

qui fixe le calcium du constituant anorthite libéré lors de l'albitisation et du P initialement dans le réseau du plagioclase : c'est effectivement le cas puisque le plagioclase albitisé (contrairement au plagioclase sain) contient des inclusions d'apatite. Etant donnée la composition très acide (albite pratiquement pure) du plagioclase primaire des aplopegmatites, le facteur limitant la quantité d'apatite néoformée peut être Ca : une partie du phosphore peut alors être lessivé. On remarquera que Al du constituant berlinite initialement en solution solide dans le plagioclase est probablement fixé par la séricite néoformée caractéristique des plagioclases albitisés.

L'introduction de P dans le plagioclase est indépendante de Ca et de Na comme l'indique la richesse en P des feldspaths potassiques et se fait probablement suivant la substitution (1). Le fait que P n'est pas accepté dans le réseau de l'albite qui remplace le plagioclase à un stade postmagmatique suggère que l'incorporation de P est facilitée par la température. Un corollaire est que la température de l'albitisation est nettement inférieure à celle de la cristallisation du plagioclase des aplopegmatites de Seixoso.

La formation de la goyazite se fait probablement suivant un mécanisme comparable à celui de l'apatite, la moindre abondance de ce minéral est liée au fait qu'il fixe un constituant mineur du plagioclase (Sr). On remarquera toutefois que dans ce cas, Al du constituant berlinite initialement en solution solide dans le plagioclase est probablement fixé par la goyazite.

La teneur en phosphore des feldspaths potassiques opacifiés est nettement plus faible que celle des feldspaths potassiques sains. Ces feldspaths potassiques opacifiés se caractérisent par la présence de taches de montebrasite (pôle hydroxylé des phosphates de la série amblygonite-montebrasite: F-OH). Ceci suggère que la montebrasite néoformée fixe P et Al du constituant berlinite initialement en solution solide dans le feldspath potassique. Le phosphate néoformé contient du Li ce qui montre que cet élément a probablement un comportement mobile lors de l'opacification du feldspath.

Remarquons que la néoformation de phosphates lors de l'albitisation du plagioclase et de l'opacification du feldspath potassique suggère qu'il existe, à basse température, une lacune de miscibilité entre $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ et $\text{NaAl}_2\text{PSiO}_8$ d'une part et entre KAlSi_3O_8 et $\text{KAl}_2\text{PSiO}_8$ d'autre part.

4-6 Conséquences sur la chimie du milieu de cristallisation

Les granites peralumineux et les aplopegmatites à phosphates complexes associées du secteur de Seixoso ont un caractère peralumineux très marqué. Le caractère peralumineux est une caractéristique primaire du magma à l'origine des aplopegmatites comme le montre la cristallisation de l'andalousite à un stade magmatique. Dans les magmas peralumineux, la solubilité de P est augmentée en raison de la formation du constituant berlinite (AlPO_4) dans le magma (Mysen et al., 1981).

Le constituant berlinite était vraisemblablement présent dans les magmas à l'origine des aplopegmatites puisque les phosphates primaires sont des phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrasite ($\text{LiAl}(\text{F-OH})[\text{PO}_4]$). Cette forte activité du constituant berlinite dans le magma est probablement à l'origine de la richesse en phosphore des feldspaths des aplopegmatites de Seixoso puisque l'incorporation de P dans ces minéraux se fait par substitution de 2SiO_2 des feldspaths par le constituant berlinite (AlPO_4) : la teneur en P des feldspaths est en première approximation une mesure de l'activité du constituant berlinite dans le magma. Ceci est en accord avec la richesse en phosphore des feldspaths qui cristallisent à partir des verres peralumineux de Macusani (London et al., 1989): ces verres

riches en phosphore, Li, B, F, Sn sont considérés comme des équivalents probables de certaines pegmatites à éléments rares.

CHAPITRE VII

GEOCHIMIE

75

Introduction

Ce chapitre concerne tous les granitoïdes tardifs du secteur Ouest de la zone de Celorico de Basto. Ces granitoïdes post-tectoniques sont intrusifs dans le batholite de Celorico de Basto ou dans son auréole de métamorphisme de contact.

On peut répartir ces granitoïdes tardifs en quatre groupes d'après leur composition chimique, en particulier par le degré de saturation en alumine (fig. VII-1), d'après la présence ou l'absence d'enclaves basiques et/ou métasédimentaires et à partir de leurs relations structurales mutuelles (faciès intrusif dans un autre par exemple).

Le groupe 1 est représenté par des granodiorites métaalumineuses à amphibole et biotite. Ces granodiorites contiennent de nombreuses enclaves de roches basiques (gabbronorites, diorites).

Le groupe 2 est représenté par un granite porphyroïde (G2) à biotite dominante. Ce granite modérément peralumineux contient des enclaves métasédimentaires et des essaims d'enclaves microgrenues basiques et intermédiaires.

Le groupe 3 comprend des granites fins peralumineux sans enclaves à biotite et muscovite mais le plus souvent à biotite dominante. On peut rattacher à ce groupe le granite dit de Fafe. Ce granite fin, modérément peralumineux, à biotite et muscovite subordonnée, est intrusif dans le granite modérément peralumineux G2 (groupe 2).

Le groupe 4 est représenté par des aplopegmatites minéralisées en Sn, Nb, Ta, Li, Be. Ces aplopegmatites sont toujours enracinées dans les stocks de granites fins peralumineux du groupe 3 et semblent génétiquement liées à ces granites.

Le mode de gisement des granites fins du faciès Gfin.VP (filons ou lentilles subhorizontales de faible extension latérale et à contacts diffus avec le granite G2) suggère un cogénéisme avec G2 et diffère nettement de celui des granites fins peralumineux du groupe 3.

Les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 (groupe 2) ont subi des rééquilibrages avec le granite hôte. La présence de ces enclaves magnésiennes dans un granite peralumineux est d'un grand intérêt en ce qui concerne la genèse de certains granites de ce type.

Tous les granitoïdes tardifs forment de petites intrusions bien individualisées généralement constituées de granitoïdes appartenant à un seul des quatre groupes. Seule l'intrusion de Carvalho présente une zonation pétrographique et chimique. Elle est essentiellement constituée de granodiorites mélanocrates et intermédiaires (granodiorites banales) à amphibole-biotite du groupe 1 contenant en bordure de nombreuses enclaves de diorite et de rares enclaves de gabbronorite. Au cœur de cette intrusion, on passe progressivement des granodiorites à amphibole-biotite à des granodiorites leucocrates, porphyroïdes (feldspath potassique) à biotite seule dont les caractères pétrographiques et chimiques (caractère peralumineux modéré: biotite alumineuse et présence discrète de la muscovite) sont proches du granite modérément peralumineux G2 (groupe 2). L'existence de ces granodiorites leucocrates et l'absence de contact net de type intrusif avec les granodiorites banales suggèrent qu'il existe un lien génétique entre les granodiorites et le granite G2.

Les granites fins peralumineux du groupe 3 sont légèrement plus tardifs que les granitoïdes des groupes 1 et 2 et forment de petites intrusions qui recoupent ces granitoïdes.

L'étude des relations du granite modérément peralumineux G2 avec les granitoïdes des groupes 1 et 3 apparaît donc comme essentielle pour la compréhension des éventuelles relations génétiques entre les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto.

Les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto définissent, dans le diagramme AIFM (fig. VII-1), un trend dont la courbure est caractéristique d'une suite d'affinité calco-alkaline. Ces granitoïdes se distinguent toutefois des granitoïdes calco-alkalins par leur caractère plus magnésien (rapport Mg/Fe plus élevé). Dans le détail, on note une légère discontinuité au passage entre le granite G2 et les granites fins peralumineux.

Les associations entre les granodiorites et leurs enclaves basiques d'une part, et entre le granite modérément peralumineux G2 et ses essaims d'enclaves dioritiques d'autre part, sont comparables aux associations acide-basique des complexes calco-alkalins caractéristiques des zones orogéniques. Les granitoïdes de Celorico de Basto posent donc les mêmes problèmes que les suites d'affinité calco-alkaline. Ainsi les éventuelles relations génétiques entre roches basiques et granites de la suite calco-alkaline ont donné lieu à diverses interprétations:

-De nombreux auteurs considèrent que les granites représentent des termes différenciés à partir des roches basiques associées dont certaines sont des cumulats. Dans ce dernier cas, le problème principal est d'identifier les compositions des roches à des liquides successifs dans l'hypothèse d'une évolution par cristallisation fractionnée. Perfit et al. (1980) considèrent que la suite calco-alkaline des Aléoutiennes résulte de la différenciation d'un seul magma initial de type "high Al basalt". Leterrier (1972) souligne la ressemblance entre la lignée basique du massif de Quérigut et les résultats expérimentaux d'évolution par cristallisation fractionnée d'un "High alumina basalt" sous une P_{H_2O} de 10kb et considère que la série, interprétée comme calco-alkaline, dériverait d'un magma de type "High alumina basalt" résultat de l'évolution en profondeur d'un magma initial tholéiitique. De la même façon, Marre (1973) interprète les roches basiques, intermédiaires et granitiques du massif de Quérigut comme termes d'une même série de différenciation de type calco-alkaline.

-Un autre groupe d'auteurs ont adopté l'opinion de Didier et Lameyre (1969), Didier (1973) selon laquelle les enclaves basiques représentent des précurseurs issus d'une source différente de celle des granites associés. Suivant ce modèle, les granites sont le résultat d'une fusion crustale provoquée par la mise en place d'un magma basique de haute température, alors que les termes intermédiaires sont interprétés en termes de mélange entre magmas basiques et magmas granitiques.

- Des auteurs tels que Chappel et al. (1987), Chen et al. (1989), considèrent certaines enclaves basiques comme des restites .

I Données géochimiques

1 Méthode de travail adoptée

Le but de ce chapitre est de déterminer les caractéristiques géochimiques des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto et de mettre en évidence les liens éventuels entre ces granitoïdes.

Plusieurs types de variations de composition chimiques sont observées et seront analysées dans l'ordre:

- Les variations internes à l'intérieur de chaque faciès.
- Les variations de composition liées au mode de gisement particulier de certains faciès.
- Les variations dans l'ensemble des granitoïdes tardifs.

Les variations internes peuvent être discordantes par rapport à l'évolution globale de la composition des granitoïdes tardifs ce qui se traduit par l'apparition de discontinuités dans cette dernière. Ces variations internes, le plus souvent du type linéaire dans les diagrammes barycentriques, semblent liées à des processus d'accumulation ou de mélange. On rencontre là une des difficultés majeures de l'étude des granites qui est d'identifier les compositions des roches à des liquides : un granite peut ne pas représenter un liquide mais un mélange en proportions variables d'un liquide et de l'assemblage minéral qui cristallise à un stade antérieur. Il convient donc d'analyser les variations internes et de chercher la composition du liquide correspondant à chaque faciès avant de discuter l'origine d'éventuelles discontinuités de composition entre les différents granitoïdes.

La deuxième étape consistera à analyser les variations de composition liées au mode de gisement particulier de certains faciès.

- faciès en enclaves : dans le cas des enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2, les rééquilibrages entre enclaves et granites hôtes sont inévitables étant donnée la taille relativement faible de ces enclaves. On essaiera d'identifier des éléments parfaitement inertes lors de ces rééquilibrages pour pouvoir discuter d'éventuels liens génétiques entre ces enclaves et les autres granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

- faciès en position apicale : pour pouvoir discuter correctement de l'évolution globale de la composition des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto, et en particulier de la transition granites-aplopegmatites, il faut s'affranchir des problèmes d'altérations hydrothermales (albitisation, greisénisation) qui affectent systématiquement les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux du groupe 3, en recherchant des éléments parfaitement inertes et représentatifs des teneurs primaires.

Ces deux premières étapes permettent donc d'évaluer la composition des liquides à l'origine des différents faciès. On peut alors étudier et analyser les variations de composition des liquides à l'origine des différents granitoïdes tardifs de Celorico de Basto.

Les analyses présentées ici ont été effectuées à l'école des Mines de St Etienne. Plusieurs techniques analytiques ont été utilisées:

-La spectrométrie de fluorescence X (XRF) pour les éléments majeurs et les éléments en traces suivants: Rb, Cs, Sr, Ba, Ni, Zn, Ga, Pb, Zr, Nb, Sn, U, Th.

-La spectrométrie d'émission à source plasma (ICP) pour les éléments majeurs à l'exception de SiO₂, les éléments en traces Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Y, La et les terres rares.

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▼ Dio2 + Gdio.Ca ◇ G2 ♣ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix + Oute ○ APsei ◆ EnG2

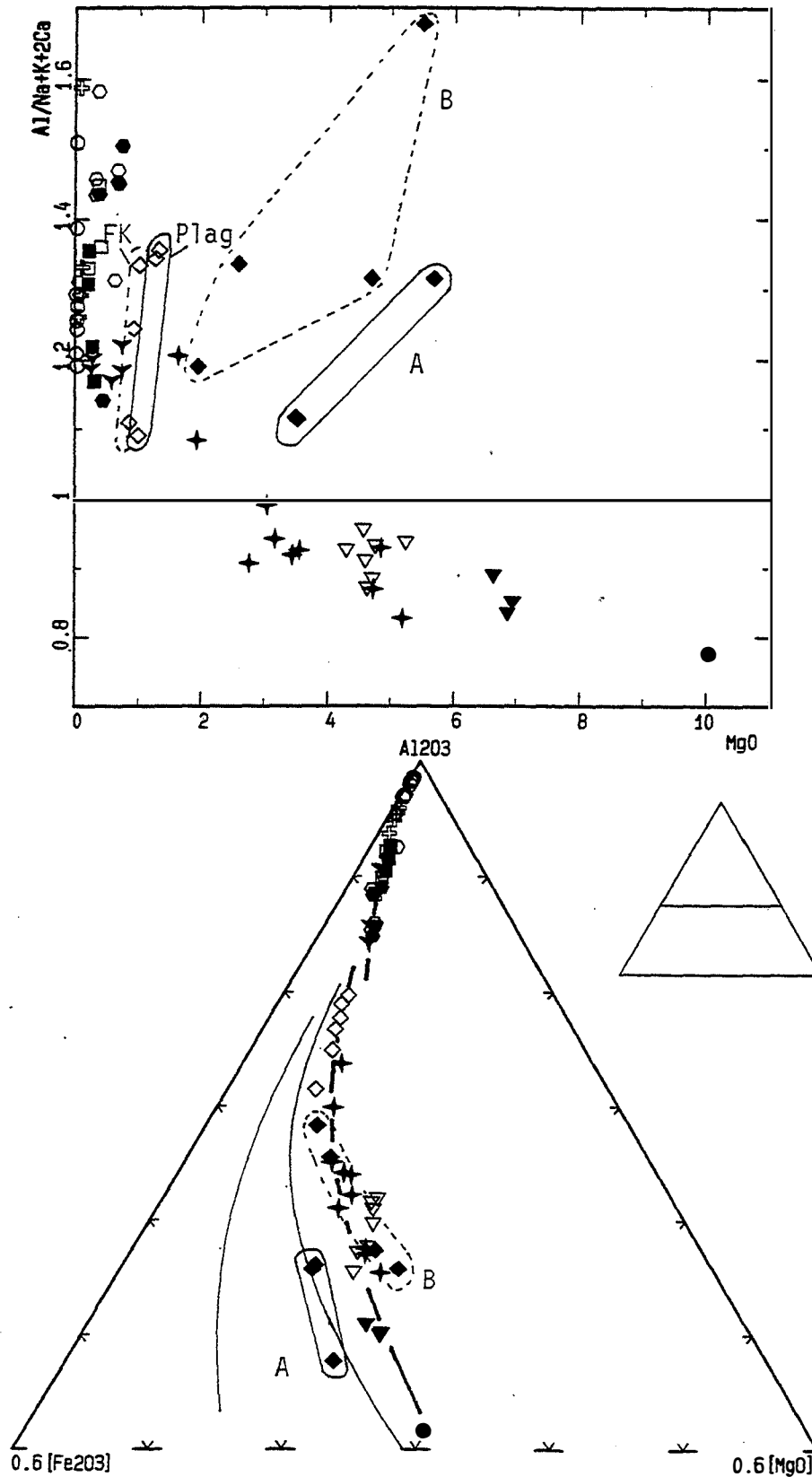


Figure VII-1 : Taux de saturation en alumine (A/CNK) des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto : les termes intermédiaires granodioritiques sont métaalumineux à modérément peralumineux. Trend courbe de type calco-alcalin dans le diagramme AIFM : les granodiorites et leurs enclaves basiques sont relativement magnésiennes.

-L'activation neutronique (AN) pour les éléments en traces Rb, Cs, Sr, Ba, Sc, Cr, Co, Zn, La, Zr, Hf, Ta, U, Th, Hf, Ta, et les terres rares Ce, Nd, Sm, Eu, Tb, Yb, Lu. Seuls quelques échantillons représentatifs ont été analysés par cette méthode.

2 Caractères chimiques des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

L'éventail des compositions chimiques est grand, les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto constituent une suite très différenciée.

La perte au feu distingue bien les granitoïdes où la biotite est le seul mica par ses faibles valeurs : granitoïdes métaalumineux ($0,6 < PF < 0,9 \%$). Les granitoïdes à biotite et muscovite ou à muscovite seule montrent des valeurs plus fortes : granites fins peralumineux du groupe 3 et granite de Fafe ($0,8 < PF < 1,4 \%$), aplopegmatites de Seixoso et granites hydrothermalisés de la zone apicale du stock de Seixoso ($0,9 < PF < 2$).

Le regroupement des points autour de certaines valeurs de MgO ou de TiO₂ suggère une partition en plusieurs groupes qui correspondent en partie aux groupes 1 à 4.

Groupe 1: le plus riche en TiO₂, MgO et en éléments compatibles en général (Fe₂O₃, MnO, CaO), avec une limite inférieure à TiO₂ = 0,9 %, MgO = 1.63%. Ce groupe correspond aux granodiorites et à leurs enclaves basiques, ainsi qu'aux enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2.

Groupe 2: ce groupe est représenté par le granite modérément peralumineux G2, et par les granodiorites leucocrates, modérément peralumineuses à biotite seule du coeur de l'intrusion de Carvalho. Pour ce groupe on a: $0,48 < TiO_2 < 79\%$ et $0,73 < MgO < 1,32\%$.

Groupe 3a : comprend les termes magnésiens à biotite dominante des granites fins peralumineux et le granite de Fafe. Pour ce groupe, on a $0,07 < TiO_2 < 0,28$. La limite supérieure à 0,28 % correspond à une charge en biotite de moins de 10 %, les roches de ce groupe sont souvent désignées sur le terrain sous le nom de "leucogranites".

Groupe 3b : comprend des échantillons de granites fins peralumineux (groupe 3) à muscovite dominante prélevés au toit des stocks de Seixoso et de Outeiro. Pour ce groupe, on a $0,043 < TiO_2 < 0,07$. Ce groupe est constitué de roches pratiquement dépourvues de biotites, dont l'homogénéité à l'échelle de l'affleurement n'est pas évidente. Les compositions se rapprochent de celles des corps aplopegmatitiques de Seixoso.

Groupe 4 : comprend les aplopegmatites de Seixoso, Fontao et Vieiros. Pour ce groupe, on a $TiO_2 < 0,015$. On a à l'évidence un matériel très évolué (teneurs en Rb, Sn, Ta et Nb élevées) dont la composition moyenne ne peut être considérée comme granitique (trop peu de SiO₂, excès d'Al₂O₃, Na₂O).

Les granitoïdes du groupe 1 sont métaalumineux (fig. VII-1) au sens de Shand (1927), c'est à dire que toute l'alumine est feldspathisable ($Al < Na + K + 2Ca$ en atome) et que ne peuvent apparaître de minéraux peralumineux. Ce caractère métaalumineux est confirmé par la présence de minéraux sous-saturés en alumine: clinopyroxène et amphibole.

Les granitoïdes métaalumineux du groupe 1 ont un caractère potassique et magnésien comparé aux roches comparables des suites calco-alcalines.

Ce sont les granodiorites qui montrent la plus grande variabilité de composition chimique. Les granodiorites à amphibole-biotite les plus mélanocrates sont chimiquement très proches de leurs enclaves dioritiques. Les granodiorites leucocrates à biotite seule (échantillons 104C et 104D) sont très légèrement peralumineuses et ont une composition très proche de celle des échantillons les moins magnésiens du granite G2 (groupe 2).

Le granite modérément peralumineux G2 (groupe 2) est modérément peralumineux au sens de Shand (1927) ce qui est confirmé par la présence de muscovite (très

● Gabbro ▼ Gdio.Qm + Gdio.Ca ◇ G2 ▼ Fafe ● Gfin.Qm + Gfin.La ▼ Sei
○ APsei

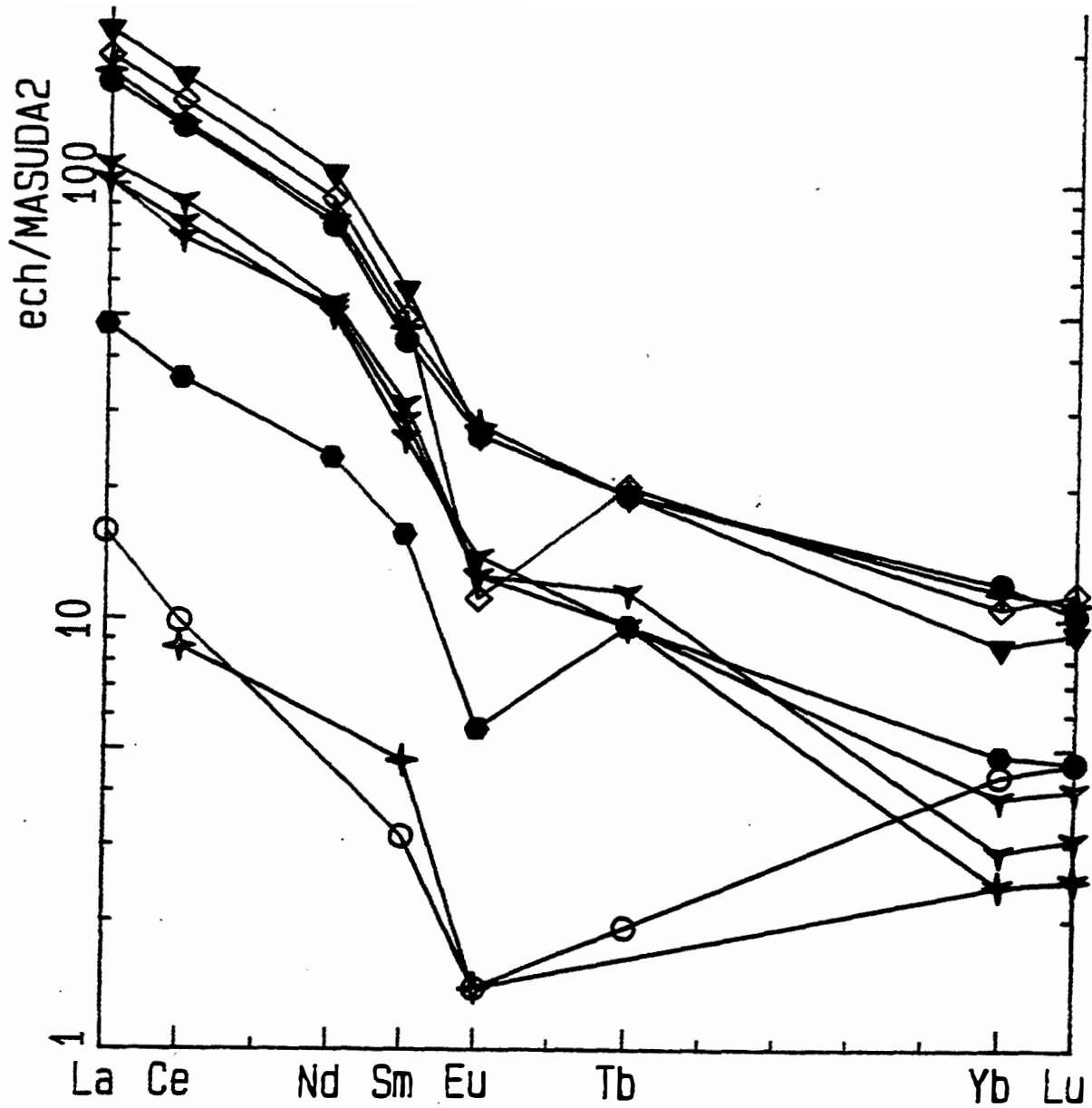


Figure VII-2 : Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (analyses par activation neutronique).

Gabbro, enclaves gabbronoritiques des granodiorites ; *Gdio.Qm*, granodiorites de Quintela do Monte ; *Gdio.Ca*, granodiorites de Carvalho ; *G2*, granite modérément peralumineux à biotite dominante ; *Fafe*, granites fins de Fafe ; *Gfin.Qm*, granites fins de Quintela do Monte ; *Gfin.La*, granites fins de Lameira ; *Sei*, granites fins de Seixoso ; *APsei*, aplopegmatites de Seixoso.

occasionnellement d'andalousite et de sillimanite) et par la composition alumineuse de la biotite.

Les granites fins peralumineux du groupe 3 et les aplopegmatites du groupe 4 sont peralumineux. Le degré de saturation en alumine est très variable à l'intérieur de ces deux groupes en raison de la sensibilité de ce paramètre aux altérations hydrothermales. Ce point sera discuté plus loin.

3 Distribution des lanthanides (terres rares)

La figure VII-1 correspond aux analyses par activation neutronique. La figure VII-2 aux analyses par ICP.

Le spectre de terres rares des enclaves de G2 ne peut être utilisé en raison des rééquilibrages entre les enclaves et le granite hôte G2, en particulier pour Eu.

Les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto sont relativement riches en terres rares. La somme des terres rares (les teneurs en terres rares non analysées sont évaluées par interpolation entre les deux terres rares voisines) est de 254 ppm dans les enclaves de gabbronorites et dans les enclaves de diorites. Elle augmente dans les granodiorites mélanocrates pour lesquelles elle passe par un maximum de 325 ppm et diminue ensuite avec la baisse des teneurs en MgO des granodiorites (minimum de 260 ppm). Elle augmente légèrement en passant aux échantillons les plus magnésiens du granite modérément peralumineux G2 (280 ppm), pour diminuer fortement ensuite en passant aux termes les moins évolués du granite de Fafe et des granites fins peralumineux du groupe 3 (150 ppm).

Tous les granitoïdes tardifs montrent un fractionnement assez important des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes ($La/Yb > 22$). Les spectres de tous les granitoïdes tardifs sont assez régulièrement fractionnés. Il apparaît un léger fractionnement entre Nd et Sm dans tous ces granitoïdes.

3-1 Dans les granodiorites et leurs enclaves basiques

Les granodiorites et leurs enclaves basiques se caractérisent par une anomalie négative en Eu très peu prononcée. Pour ces granitoïdes métaalumineux, les teneurs en terres rares légères restent à un niveau constant ou augmentent légèrement avec la baisse des teneurs en MgO (ou la hausse des teneurs en SiO_2), alors que les teneurs en terres rares lourdes restent à un niveau constant ou baissent légèrement. Les granodiorites mélanocrates sont donc plus riches en terres rares légères et légèrement plus pauvres en terres rares lourdes que leurs enclaves gabbronoritiques et dioritiques.

Dans les enclaves gabbronoritiques, les teneurs normalisées en La et en Yb sont respectivement de 170 et 12 fois les chondrites ($La/Yb=22$). Dans les granodiorites, plus riches en terres rares, les teneurs normalisées en La et en Yb varient respectivement de 180 à 225 et de 9 à 12 fois les chondrites ($La/Yb=40$ à 24). Cependant, la différence de comportement entre terres rares légères et terres rares lourdes étant faible, l'anomalie négative en Eu restant faible, la transition diorites - granodiorites se fait avec des spectres de terres rares assez comparables.

Les granitoïdes métaalumineux de Celorico de Basto semblent assez différents des granitoïdes métaalumineux des associations calco-alkalines dont les spectres présentent une brisure nette au niveau de Eu et Gd, une absence de fractionnement entre les terres rares lourdes et des enrichissements en terres rares légères moins importants (Fourcade, 1981). Le spectre des granitoïdes métaalumineux de Celorico de Basto est par contre très

▼ Dio2 + Gdio.mel + Gdio.leu ◊ G2 ◆ Gfin.VP ▼ Seix ○ APsei

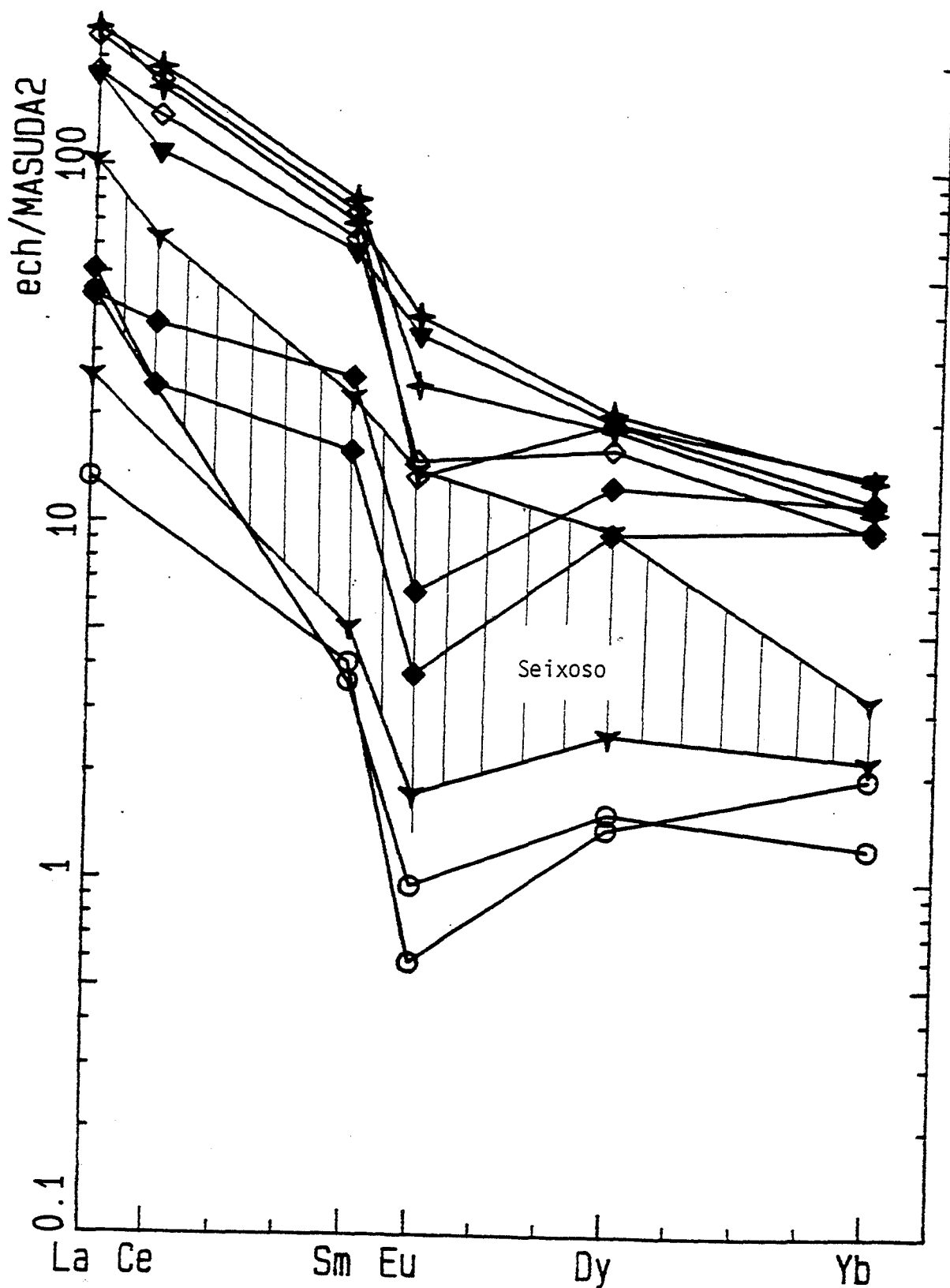


Figure VII-3: Spectres des terres rares normalisées aux chondrites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto (analyses par ICP).

Dio2, enclaves dioritiques mélanocrates des granodiorites ; *Gdio.mel*, granodiorites mélanocrates ; *Gdio.leu*, granodiorites leuocrates ; *G2*, granite modérément peralumineux à biotite dominante ; *Gfin.VP*, granites fins en lentilles dans *G2* ; *Sei*, granites fins de Seixoso ; *APsei*, aplopegmatites de Seixoso.

Surface hachurée : gamme de variation des granites fins de Seixoso.

comparable aux spectres des granitoïdes métaalumineux de l'association plutonique magnésio-potassique de Ploumanac'h (Côtes du Nord, France) étudié par Barriere (1977) puis par Fourcade (1981).

3-2 Dans le granite modérément peralumineux G2

Les teneurs en terres rares du granite modérément peralumineux G2 sont très proches de celles des granodiorites. Les teneurs normalisées en La et en Yb sont respectivement de 197 et 11 fois les chondrites ($La/Yb=28$). Le spectre de ce granite est remarquablement similaire à celui des gabbrorites et des granodiorites du groupe 1, mais le spectre des terres rares présente une anomalie en Eu très prononcée.

3-3 Dans les granites fins peralumineux du groupe 3 et les aplopegmatites associées - Comparaison avec les tuffs et les verres de Macusani

Dans les granites fins peralumineux du groupe 3, la somme des terres rares diminue avec la baisse des teneurs en éléments compatibles (MgO , TiO_2 , Fe_2O_3 , CaO) et l'augmentation des teneurs en silice. Le spectre des terres rares des termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux du groupe 3 est très comparable aux spectres des granitoïdes du groupe 1 (granitoïdes métaalumineux) et se distinguent très nettement de celui du granite G2 par le caractère peu prononcé de l'anomalie en Eu. Cette anomalie en Eu se creuse avec la baisse des teneurs en MgO (les termes les plus leucocrates ont l'anomalie la plus prononcée) alors que le spectre devient plus plat. Cette tendance est prolongée par les aplopegmatites (fig. VII-3, VII-4).

Les ignimbrites (tuffs et verres ou macusanites) de Macusani (SE Pérou) sont des roches volcaniques peralumineuses riches en éléments rares et en volatils qui résultent de la fusion partielle de matériaux crustaux (Herrera et al., 1984 ; Pichavant et al., 1987).

Les tuffs de Macusani ont un spectre des terres rares très comparable à celui des termes modérément magnésiens des granites fins peralumineux du groupe 3. La transition entre les tuffs et les verres de Macusani est assez comparable à celle entre les granites fins peralumineux du groupe 3 et les aplopegmatites associées, mais le fractionnement dans le groupe des terres rares légères est plus net.

Le granite de Fafe présente des teneurs en terres rares légères pratiquement identiques à celles des granites à biotite dominante du stock de Seixoso (granites fins peralumineux du groupe 3). Comme dans les granites fins peralumineux du groupe 3, l'anomalie en Eu est peu prononcée. Ce granite présente toutefois un fractionnement plus important du groupe des terres rares lourdes avec des teneurs en terres en Yb d'environ 3 à 4 fois les chondrites.

3-4 Dans les granites fins Gfin.VP en lentilles dans le granite G2

A teneur en MgO équivalente, les granites Gfin.VP sont moins alumineux et plus riches en silice et en terres rares lourdes que les granites fins peralumineux du groupe 3 (fig. VII-2). Les teneurs en Yb des granites fins Gfin.VP sont identiques à celles du granite modérément peralumineux G2 et deux fois plus élevées que celles des granites fins peralumineux du groupe 3 les plus magnésiens. Le spectre de terres rares des granites Gfin.VP est très différent de celui des granites fins peralumineux quelque soit leur lieu de prélèvement (granite fin de Fafe, de Seixoso, de Carvalho). Il se caractérise par un faible

▽ Seix ○ APsei ▲ Tuff.Mac △ Verr.Mac

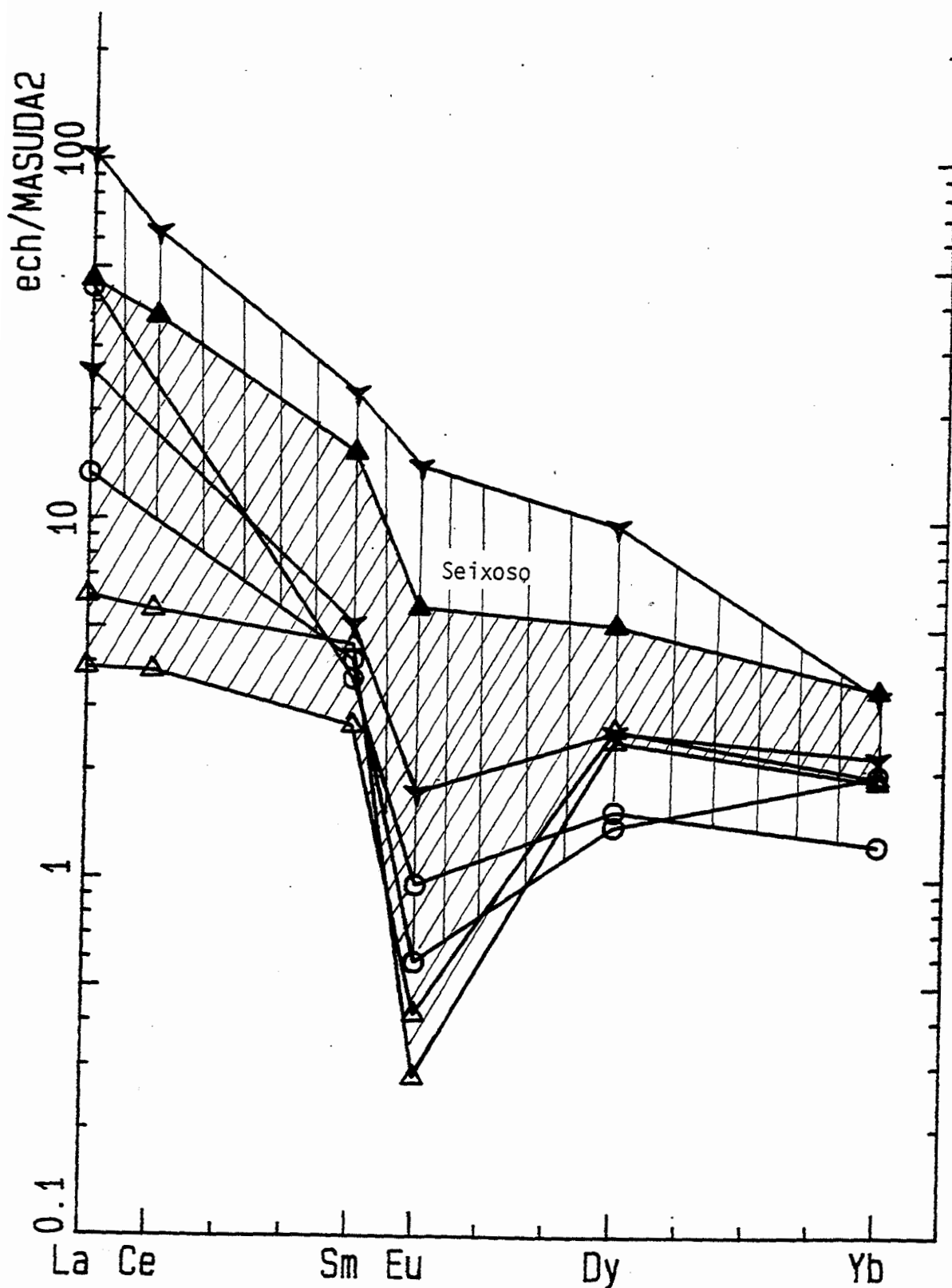


Figure VII-4 : Spectres des terres rares normalisés aux chondrites des granites fins de Seixoso (*Seix*) et des aplopegmatites associées (*AP:sei*) comparés à ceux des tuffs (*Tuff.Mac*) et des verres peralumineux (*Verr.Mac*) de Macusani au Pérou (Pichavant et al., 1987).

Surface hachurée (traits verticaux) : gamme de variation des granites fins de Seixoso. Surface hachurée (traits obliques) : gamme de variation des tuffs et des verres peralumineux de Macusani.

fractionnement des terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes, une absence de fractionnement à l'intérieur du groupe des terres rares lourdes et par une anomalie négative prononcée en Eu. Il est en fait très comparable à celui des granites calco-alkalins. Les teneurs en terres rares et en Y lourdes des termes les plus magnésiens des filons Gfin.VP restent à un niveau relativement élevé, identique à celui de G2 (environ 30 ppm ppm), ce qui est classique dans les séries calco-alkalines banales.

4 Variations internes à l'intérieur de quelques faciès

4-1 Nature partiellement cumulative des enclaves basiques des granodiorites

Le diagramme Al_2O_3 - Fe_2O_3 -MgO (fig. VII-4) montre que les variations en Al_2O_3 dans les enclaves dioritiques de la bordure de l'intrusion granodioritique de Carvalho (Dio1) se font à rapport FeO/MgO grossièrement constant malgré des variations notables des teneurs en FeO, MgO et Al_2O_3 . Le nombre élevé d'échantillons permet de discuter et d'expliquer l'essentiel de la variabilité chimique observée à l'intérieur de ces enclaves.

Deux types d'enclaves dioritiques Dio1 ont été distingués sur le terrain : des enclaves de diorite mélanocrate et des enclaves de diorite leucocrate. Ces dernières montrent, en lame mince, une accumulation du plagioclase : certaines parties de ces enclaves (échantillons 156B,C,G) sont constituées par un empilement de lattes de plagioclase (photo 1, Planche II-2). La nature et la composition des minéraux étant similaires dans toutes les diorites Dio1, les variations des teneurs en Al_2O_3 et CaO (diagramme CaO versus MgO) à rapport FeO/MgO constant sont pour l'essentiel dues à des variations de mode et peuvent s'expliquer par l'accumulation plus ou moins marquée des plagioclases dans les diorites. Une légère accumulation de minéraux ferromagnésiens est possible dans les diorites mélanocrates.

Les leucodiorites 156B,C,G sont relativement riches en Al_2O_3 , Sr, Eu et pauvres en K_2O , Ba, Pb (feldspath potassique), Rb (feldspath potassique et biotite), SiO_2 ainsi qu'en éléments portés par les ferromagnésiens (Fe_2O_3 , MgO, MnO, TiO_2 , Sc, Cr, Co, Ni). Dans le diagramme Cr versus MgO (fig. VII-12), les leucodiorites définissent un trend parallèle à l'évolution des liquides ce qui indique que toutes ces enclaves contiennent une proportion équivalente de minéraux ferromagnésiens qui portent Cr. La même chose est observée pour Ni (fig. VII-12), mais la dispersion beaucoup plus importante montre que Ni est plus sensible à l'accumulation différentielle entre ferromagnésiens et feldspaths.

Les enclaves (P512, 156D) de l'intrusion de Carvalho (Dio1) ont un caractère mélanocrate assez marqué et sont riches en éléments portés par les ferromagnésiens et corrélativement appauvries en éléments portés par les feldspaths. L'échantillon P512 est particulièrement riche en TiO_2 .

La diorite 156E est pauvre en CaO, Na_2O , Al_2O_3 , Eu, Sr (plagioclase) et en éléments ou constituants portés par les ferromagnésiens mais est riche en K_2O , Ba, Pb, Rb du fait de sa richesse en feldspath potassique. Ce type d'échantillon semble assez exceptionnel (un seul échantillon trouvé).

Les diorites les plus mélanocrates et les leucodiorites de l'intrusion de Carvalho (Dio1) représentent donc des cumulats éclatés (tels que les a défini Fontelles (1976)) d'un liquide dont la composition serait proche de celle de l'échantillon 156I qui se caractérise par l'absence de texture cumulative.

Une preuve de l'accumulation du plagioclase dans les leucodiorites Dio1 peut être apporté en utilisant le comportement contrasté de Eu par rapport aux autres lanthanides. En effet, Eu contrairement aux autres lanthanides peut être trivalent et divalent. Le rapport

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▼ Dio2 + Gdio.Ca ◊ G2

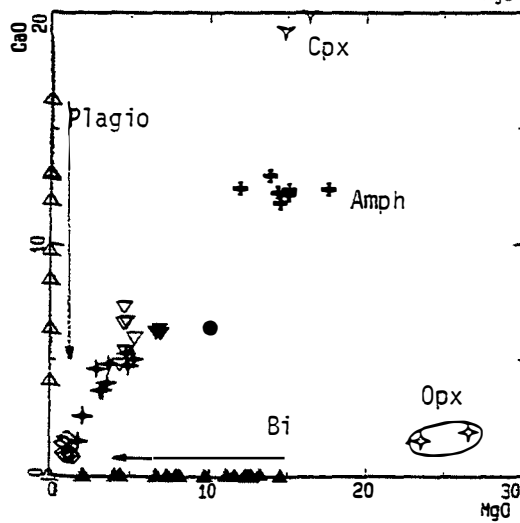
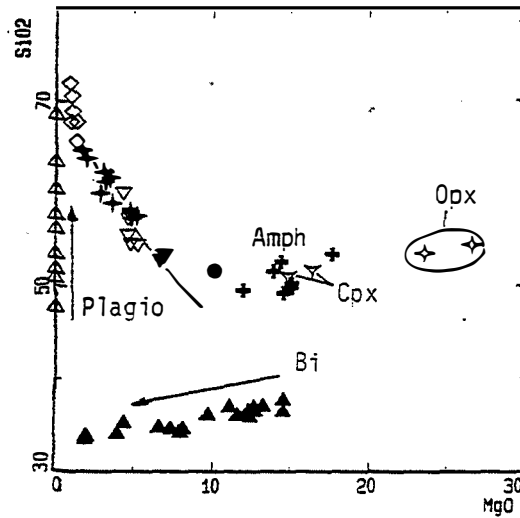
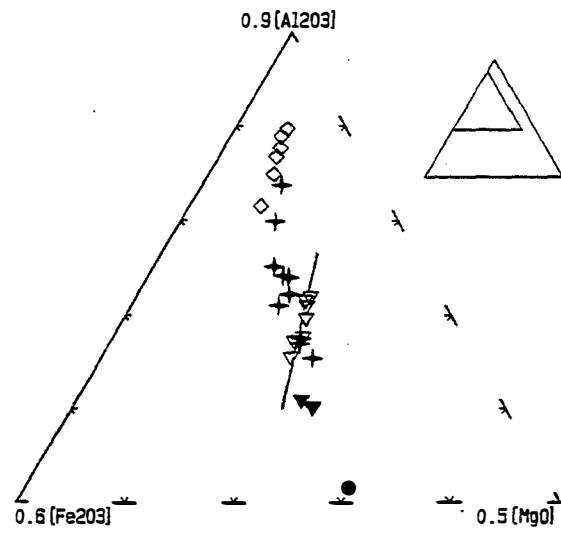


Figure VII-5 : Nature partiellement cumulative des enclaves gabbronoritiques et dioritiques des granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto. Les minéraux des enclaves sont reportés dans les diagrammes SiO₂ versus MgO et CaO versus MgO.

$\text{Eu}^{3+}/\text{Eu}^{2+}$ dans le magma est essentiellement contrôlé par la fugacité d'oxygène. Les magmas basiques étant le plus souvent assez réduits une proportion non négligeable de Eu doit se trouver sous sa forme réduite c'est à dire Eu^{2+} . Comme Sr^{2+} (rayon ionique 1.13 Å) Eu^{2+} (rayon ionique 1.12 Å) se substitue à Ca dans les plagioclases. Le spectre de terres rares des leucodiorites présente une nette anomalie positive en Eu qui confirme que les leucodiorites sont bien des cumulats plagioclasiques et que la cristallisation du plagioclase s'est faite dans des conditions réductrices comme l'indique l'absence de magnétite (l'ilménite est le seul oxyde ferrotitané).

Si les leucodiorites représentent des cumulats plagioclasiques, on doit s'attendre à ce que la proportion de liquide résiduel (après cristallisation de la paragenèse précoce) soit inférieure à ce qu'elle doit être dans une roche représentative d'un liquide. On doit donc observer une moins grande abondance des phases cristallisant à partir du liquide résiduel. C'est en effet ce que l'on observe puisque les leucodiorites Dio1 sont, par rapport à l'échantillon 156I nettement moins riches en K_2O et en Rb, Ba qui se substituent à K dans le feldspath potassique et la biotite.

L'absence de textures cumulatives et la composition chimique peu variable des enclaves de diorite mélanocrate de la bordure de l'intrusion de Carvalheira (Dio2) indiquent que leur composition ne diffère pas beaucoup de celle d'un liquide. Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ de ces enclaves est très légèrement inférieur à celui des diorites Dio1 ce qui indique que la composition des enclaves Dio2 est celle d'un liquide moins évolué que celui à l'origine des diorites Dio1.

Les enclaves gabbronoritiques ont une composition de roche basique : teneur faible en SiO_2 (51.6%) ; teneurs élevées en constituants compatibles ($\text{MgO}=10.05\%$ et $\text{CaO}=6.4\%$). Dans le diagramme SiO_2 versus MgO (fig. VII-5), ont été reportés les minéraux principaux (plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène, amphibole, biotite) des granodiorites et de leurs enclaves basiques. Les enclaves gabbronoritiques s'écartent du trend défini par l'ensemble des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto par leurs teneurs en MgO élevées : les teneurs en SiO_2 des gabbronorites sont légèrement inférieures à celles des diorites mélanocrates (Dio1) mais leurs teneurs en MgO sont nettement plus élevées (10.05 contre 6.63 à 6.94%). Les gabbronorites sont nettement décalées vers les minéraux ferromagnésiens : les gabbronorites apparaissent donc comme des cumulats ferromagnésiens qui dérivent d'un magma moins évolué que le magma à l'origine des diorites mélanocrates de l'intrusion de Carvalheira (Dio2).

Les gabbronorites présentent la même relation $\text{MgO} > \text{CaO}$ (fig. VII-5) que les diorites mélanocrates Dio2 mais de manière beaucoup plus nette ce qui s'explique par l'accumulation des minéraux ferromagnésiens et de l'orthopyroxène en particulier. Ceci est bien visible en lame mince ou certaines parties des gabbronorites sont uniquement constitués par des pyroxènes automorphes emballés par un feldspath potassique interstitiel peu abondant (photo 1, planche II-1). Les teneurs en TiO_2 des biotites des gabbronorites sont plus élevées que celles des biotites des diorites. Pourtant, les gabbronorites sont plus pauvres en TiO_2 , Ba (1000 contre 2000 ppm), Rb, Li et plus riches en MgO , Fe_2O_3 , MnO , et en éléments de transition (Sc, Ni, Cr) que les diorites mélanocrates ce qui indique une plus grande richesse en minéraux ferromagnésiens mais une quantité moindre de biotite. Le contenu en amphibole des gabbronorite est comparable à celui des diorites mélanocrates la richesse en MgO relativement à CaO est donc liée à la richesse en

● 199A ▼ 200A ▼ P225

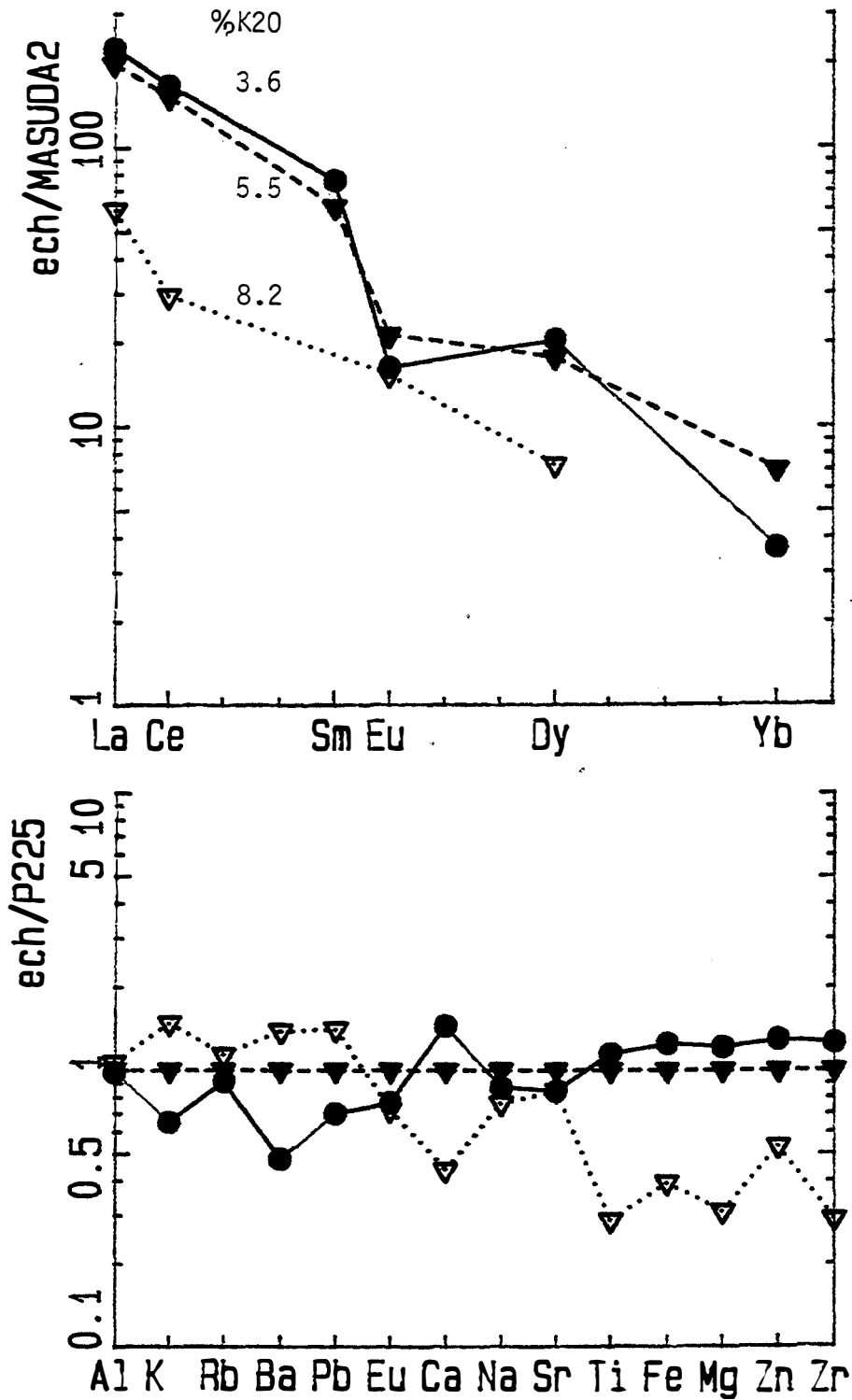


Figure VII-6 : Variations de composition liées à l'accumulation différentielle des minéraux de cristallisation précoce dans les granites porphyroïdes à biotite dominante du batholite de Celorico de Basto. Disparition de l'anomalie en Eu dans les cumulats de feldspath potassique. Complémentarité de composition entre cumulats biotitiques (schlierens) et zones riches en feldspath potassique.

orthopyroxène ce qui apparaît très nettement dans le diagramme CaO versus MgO (fig. VII-5).

Dans les gabbronorites les ferromagnésiens cumulus précoces, c'est à dire clinopyroxène et orthopyroxène sont abondants. Les fortes teneurs en Cr des clinopyroxènes et dans une moindre mesure des orthopyroxènes expliquent la richesse en Cr de ces roches.

4-2 Variations internes dans les granites porphyroïdes modérément peralumineux (à biotite dominante) du type de G2

4-2.1 Variations liées à des ségrégations localisées: schlierens biotitiques et concentrations en feldspath potassique

Les mêmes types de variations de composition sont observées dans les granites porphyroïdes modérément peralumineux (à biotite dominante) de la zone de Celorico de Basto que leur mise en place soit tardive à post-tectonique (granites porphyroïdes de la série intermédiaire qui constituent l'essentiel des batholites de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante) ou franchement post-tectonique (granite G2). Tous ces granites sont d'ailleurs chimiquement très proches.

Dans les granitoïdes porphyroïdes apparaissent des concentrations de phénocristaux orientés de feldspath potassique sous forme de bouffées, de colonnes ou cheminées subverticales, plus rarement sous forme de lentilles. Ces concentrations en feldspath potassique sont parfois associées à des concentrations en biotite (schlierens biotitiques). La géométrie des zones anormales peut être moins nettes et il apparaît des domaines assez importants, pluridécamétriques, parfois associées à des schlierens biotitiques, ou la concentration moyenne en feldspath potassique est plus importante.

Pour tenir compte des variations de composition dues à ces concentrations en feldspath potassique ou en biotite, on a analysé une zone présentant une nette accumulation de feldspath potassique (échantillon 200A, $K_2O=8.2\%$) et un appauvrissement corrélatif en quartz, plagioclase, biotite, ainsi qu'une zone immédiatement adjacente (échantillon 199A, $K_2O=3.6\%$) appauvri en phénocristaux de feldspath potassique et plus riche en biotite de répartition non homogène : cette biotite forme des concentrations de type schlierens d'épaisseur centimétrique. L'échantillon P225 ($K_2O=5.5\%$) dont la composition est celle de la plupart des échantillons de granite porphyroïde a été pris comme référence.

La figure VII-6 montre que 200A présente des teneurs élevées en K_2O , Ba, Rb, Pb (éléments liés au feldspath potassique). Les faibles teneurs en CaO, Na_2O montrent que le plagioclase est peu abondant, mais la richesse en feldspath potassique conduit à des teneurs élevées en alumine. Les teneurs en Fe_2O_3 , MgO, TiO_2 et en éléments de transition (éléments liés à la biotite et l'ilménite) ainsi qu'en Nb et Sn apparemment portés par la biotite sont plus faibles que dans l'échantillon de référence P225. Les teneurs en Zr (zircon) et en lanthanides autres que Eu (portés par la monazite, l'apatite et le zircon) sont divisées par 2.5 environ par rapport à l'échantillon de référence. Les teneurs en Eu baissent très légèrement en comparaison des autres lanthanides ce qui entraîne l'apparition d'une légère anomalie positive en Eu alors que tous les granites porphyroïdes se caractérisent par une anomalie négative prononcée en Eu. Ceci montre que le plagioclase n'est pas le seul porteur de Eu et que le rôle du feldspath potassique dans le fractionnement de Eu est loin d'être négligeable.

En résumé, 200A est enrichi en éléments liés au feldspath potassique et appauvri en éléments liés aux autres minéraux par effet de dilution.

La figure VII-6 montre que l'échantillon 199A appauvri en feldspath potassique présentent des caractéristiques complémentaires de celles de l'échantillon 200A. 199A apparaît corrélativement enrichi en éléments portés par la biotite et par les minéraux accessoires (souvent en inclusion dans la biotite), et appauvri en éléments portés par le feldspath potassique.

En conclusion, on peut en prenant des proportions convenablement choisies des échantillons 200A et 199A reconstituer l'échantillon de référence P225. Les échantillons 199A et 200A peuvent donc être interprétés comme des cumulats éclatés, produits par ségrégation locale de biotite d'une part et de phénocristaux de feldspath potassique d'autre part, à partir d'un granite de composition proche de celle de l'échantillon P225. Cette ségrégation peut se produire assez précocement puisque la biotite et le feldspath potassique cristallisent tôt dans ce type de granite.

La complémentarité des deux échantillons 200A et 199A est vérifiée pour tous les éléments. Remarquons, que les teneurs en Eu, Ca, Sr de ces deux échantillons sont légèrement inférieures à celles de l'échantillon de référence en raison d'une plus grande richesse en plagioclase de ce dernier comparé au granite (a200A + b199A) avant ségrégation.

4-2.2 Variations liées à des ségrégations à grande échelle

a) répartition en deux sous-groupes de composition

Les échantillons du granite modérément peralumineux G2 se répartissent en deux groupes de composition pour Al_2O_3 , K_2O , CaO, Na_2O , Pb, Rb, Ba et SiO_2 indépendamment de leur teneur en MgO:

- le groupe "FK" comprend les échantillons 113D, 116A, 115B ; il est relativement riche en Al_2O_3 , K_2O , Pb, Ba, Rb et pauvre en CaO, Na_2O et SiO_2 ;
- le groupe "Plag" les échantillons 112A, 113E, 115C ;

La richesse en éléments portés par le feldspath potassique (K, Ba, Pb) du groupe "FK" montre qu'il est plus riche en ce minéral que le groupe "plag". A teneur en MgO équivalente, le groupe "FK" est plus riche en Al_2O_3 (15 à 15.5%) que le groupe C (environ 14%). Une simple variation des proportions des deux feldspaths ne suffit pas à expliquer cette différence puisque le feldspath potassique est moins alumineux que le plagioclase. Les teneurs en SiO_2 plus élevées du groupe "Plag" montrent qu'il contient une proportion plus importante de quartz.

Les différences de composition entre les deux groupes sont donc liées à des différences dans les proportions relatives entre plagioclase et quartz d'une part et feldspath potassique d'autre part.

b) variation à l'intérieur des deux sous-groupes

Le granite post-tectonique, porphyroïde, modérément peralumineux G2 et les granites tardi- à post-tectoniques, porphyroïdes, des batholites de Celorico de Basto et de Amarante-Aregos présentent des tendances évolutives inverses de celles généralement observées pour ce type de granites, pour Rb, Sr, Ba. En effet dans chaque sous-groupe on observe une augmentation des teneurs en CaO et en Sr avec la baisse des teneurs en MgO ce qui est contradictoire avec l'idée qu'il s'agit de liquides successifs produits par cristallisation de plagioclase (qui cristallise précocement dans ce granite). De la même façon l'augmentation des teneurs en Na_2O est anormalement prononcée. On observe de la même manière une augmentation des teneurs en Ba ce qui est contradictoire avec la

crystallisation relativement précoce de la biotite et d'une partie du feldspath potassique (caractère porphyroïde). Les variations à l'intérieur de chaque sous-groupe ne sont pas compatibles avec un processus de cristallisation fractionnée. Les variations de type linéaire dans les diagrammes Rb, Sr, Zn, Ba, Li versus MgO, suggèrent que des processus d'accumulation sont à l'origine des variations à l'intérieur de chaque sous-groupe. Les variations relatives de Ba sont plus faibles que celles de Rb. La cause principale des variations en ces éléments est donc l'abondance variable de la biotite. A l'intérieur de chaque sous-groupe, les échantillons les plus magnésiens donc les plus riches en biotite montrent les teneurs en Rb, Zn, Li (éléments essentiellement portés par la biotite) les plus fortes et les teneurs en CaO, Sr, (éléments essentiellement portés par le plagioclase) les plus faibles. L'augmentation simultanée des teneurs en CaO et en Na₂O au cours de la baisse des teneurs en MgO montre que les variations en ces éléments ne sont pas dues à une basicité variable du plagioclase, mais plutôt à l'abondance variable de ce minéral : les échantillons les plus magnésiens sont les plus riches en biotite et les plus pauvres en plagioclase.

Le diagramme Al/(Na+K+2Ca) versus MgO (fig. VII-1) montre qu'à l'intérieur de chaque sous-groupe, le degré de saturation en alumine diminue avec la baisse des teneurs en MgO. Les échantillons les plus magnésiens sont nettement peralumineux en raison de l'accumulation de biotite alumineuse alors que les échantillons les moins magnésiens sont juste saturés en alumine. On remarquera que la pente des variations du degré de saturation en alumine en fonction de MgO est trop forte pour que l'on puisse l'attribuer à la seule accumulation de la biotite. En fait le caractère peralumineux des roches magnésiennes présentant une accumulation de biotite alumineuse a été renforcé à cause de la croissance préférentielle de la muscovite secondaire (se développe essentiellement au dépens du feldspath potassique) dans ces roches peralumineuses. Cette muscovite a cristallisé plus difficilement dans les termes moins magnésiens juste saturés en alumine.

4-2.3 Conclusion

Une modification des proportions de la biotite et des feldspaths peut rendre compte de l'essentiel de la variabilité chimique des granites porphyroïde à biotite dominante de type G2 qui sont par ailleurs peu différenciés. Une ségrégation mécanique de type gravitaire est envisageable étant donnée la différence de densité entre les feldspaths et la biotite. Des processus d'accumulation par ségrégation gravitaire ont été mis en évidence dans des granites porphyroïde du type de G2. Citons par exemple, le cas du granite porphyroïde de la Margeride (Massif Central français) étudié par Couturié (1977) puis par Cocherie (1984).

Notons que dans ce type de granite il est difficile d'estimer la composition du liquide avant ségrégation entre les phases minérales. Aucun des échantillons ne semble représenter le liquide avant ségrégation à l'origine des différents sous-groupes observés. Nous verrons plus loin que MgO a été choisi comme indice de différenciation pour les granitoïdes tardifs de Celorico de Basto. Ce mode de représentation favorisant les minéraux ferromagnésiens, les échantillons de G2 les plus à même de représenter un liquide sont ceux ne présentant pas d'accumulation de biotite, c'est à dire les échantillons les moins magnésiens.

5 Variations de composition liées au mode de gisement

5-1 Les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2

5-1.1 origine magmatique des enclaves

Les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 sont riches en biotite qui par ailleurs est le seul minéral ferromagnésien. Le feldspath potassique est absent et donc K_2O , Ba, Rb sont portés par la biotite.

Ces enclaves contiennent des amas de biotite dont les formes géométriques suggèrent qu'il s'agit d'anciens minéraux ferromagnésiens rétrotransformés. Ces enclaves ne peuvent être interprétées comme des cumulats biotitiques du granite G2 pour plusieurs raisons :

- l'absence de texture cumulative ;
- tous les échantillons de G2 montre un même rapport Fe/Mg constant fixé dans la biotite qui est le seul ferromagnésien. Les enclaves de G2 montrent un rapport Fe/Mg nettement plus faible ce qui indique une composition nettement plus magnésienne de la biotite des enclaves.

Les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 ne peuvent être le résultat d'un processus d'immiscibilité car ces enclaves ne sont pas réparties de manière homogène dans G2, mais se regroupent en essaims.

Une origine restitutive peut être écartée puisque l'étude pétrographique a montré que les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 ont cristallisé à partir d'un magma comme en témoignent les textures typiquement magmatiques (texture doléritique microgranulaire, accolement des biotites autour des "phénocristaux, textures de flux). De plus, leur origine magmatique est attestée par les phénomènes de mélange au contact du granite hôte.

Le caractère microgrenu et l'habitus aciculaire des apatites indiquent une cristallisation à partir de magmas ayant subi un refroidissement rapide.

5-1.2 Transferts mécaniques dans le sens G2-enclaves

Les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 contiennent de nombreux xénocristaux provenant de ce dernier. Les xénocristaux sont identiques en nature (plagioclase, biotite et leurs inclusions d'accessoires, phénocristaux de feldspath potassique, gros quartz globuleux) et en taille (ils se détachent nettement du fond microgrenu des enclaves) aux cristaux qui constituent G2 ce qui indique que le magma acide à l'origine du granite modérément peralumineux G2 était largement cristallisé au moment de l'incorporation d'une partie de son matériel par le magma basique. Ces xénocristaux sont en net déséquilibre avec le matériel basique à l'origine des enclaves :

- les phénocristaux de feldspath potassique sont partiellement résorbés et systématiquement entourés par une couronne de plagioclase (texture rapakivi) ;
- les plagioclases centimétriques ont perdu leur zonation automorphe ("patchy zoning") et présentent des plans de macles discontinus (début de fusion).

Les magmas basiques à intermédiaires à l'origine de ces enclaves ont subi un refroidissement rapide au contact du magma granitique hôte. L'incorporation mécanique de cristaux provenant du magma acide a donc eu lieu pendant la période de temps relativement courte durant laquelle la viscosité du magma basique était suffisamment faible ce qui explique la faible importance (en volume) de ces transferts mécaniques.

5-1.3 Rééquilibrages G2-enclaves

Les enclaves ont des teneurs en MgO comprises entre 5.7 et 2% et des teneurs en SiO₂ comprises entre 59 et 65.7%. Les teneurs élevées en éléments de transition (Cr et Ni atteignent respectivement 549 ppm et 160 ppm dans les enclaves les plus magnésiennes) montrent que les enclaves basiques à intermédiaires de G2 ont cristallisé à partir de magmas basiques ou qu'elles contiennent une composante basique très importante.

Les enclaves basiques à intermédiaires de G2 constituent un seul groupe de composition dans les diagrammes TiO₂ versus MgO (fig. VII-10), Sc et Co versus MgO (fig. VII-12) ce qui prouve leur étroite parenté. L'absence de dispersion dans ces diagrammes montre que les teneurs en MgO, TiO₂, Co et Sc sont probablement primaires.

Pour de nombreux éléments, les enclaves de G2 se répartissent en deux groupes bien distincts, indépendamment de leur teneur en MgO:

- *Groupe A*: comprend les échantillons 112B, 20A, 112E. Les enclaves de ce groupe sont anormalement riches en Rb, Li, Zn. Elles sont relativement riches en Fe₂O₃, K₂O et pauvres en Al₂O₃. Les teneurs en Sr sont anormalement basses.

- *Groupe B*: comprend les échantillons 112C, 112F, 112D, 19C. Les enclaves de ce groupe sont nettement moins riches en Rb, Li, Zn, mais les teneurs en ces éléments restent anormalement élevées. Les enclaves de ce groupe sont moins riches en Fe₂O₃, K₂O et plus riches en Al₂O₃, Sr et Eu que les enclaves du groupe A.

Une des caractéristiques principales de toutes les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 est la richesse en biotite et l'absence du feldspath potassique ce qui explique que la valeur élevée de leur rapport Rb/K₂O (fig. VII-7). Celui-ci est 2.5 fois plus élevé que celui des autres granitoïdes tardifs de Celorico de Basto, à teneurs en MgO comparables : d'après Arth (1976), le coefficient de partage pour Rb est de 3.26 pour la biotite, 0.34 pour le feldspath potassique et 0.048 pour le plagioclase.

Pyroxène et amphibole n'ont pas été observés dans ces roches pourtant très magnésiennes. Cependant, on observe, dans ces enclaves, des "taches" à biotite seule ou à biotite-quartz qui présentent des formes géométriques. Ceci suggère que ces "taches" résultent de la biotitisation de deux types de minéraux ferromagnésiens qui coexistaient initialement dans ces enclaves. Ces taches biotitiques sont plus abondantes dans les enclaves du groupe A que dans les enclaves du groupe B qui par ailleurs sont plus riches en plagioclase ce qui explique leur richesse relative en alumine. Les enclaves du groupe A étaient donc, à l'origine, plus riches en minéraux ferromagnésiens et plus pauvres en plagioclase que les enclaves du groupe B.

La biotite est le seul ferromagnésien dans les enclaves basiques à intermédiaires de G2. La plus grande richesse en Fe₂O₃, K₂O, Rb, Zn, Li des enclaves du groupe A indique qu'elles sont plus riches en biotite que les enclaves du groupe B.

A teneurs en MgO comparables, les teneurs en TiO₂ sont comparables dans les enclaves provenant de l'un ou l'autre des deux groupes (échantillons 112B et 112C par exemple) ce qui suggère que la quantité de biotite primaire n'était pas très différente dans les enclaves des deux groupes. Les biotites actuelles des enclaves ont donc une composition (en particulier pour TiO₂) différente de celle des biotites primaires.

On remarquera que les enclaves du groupe A à l'origine plus riches en minéraux ferromagnésiens sont actuellement les plus riches en biotite.

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▼ Dio2 ▲ Gdio.Ca ◇ G2 ▼ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix ⊕ Oute ○ APsei ◆ EnG2

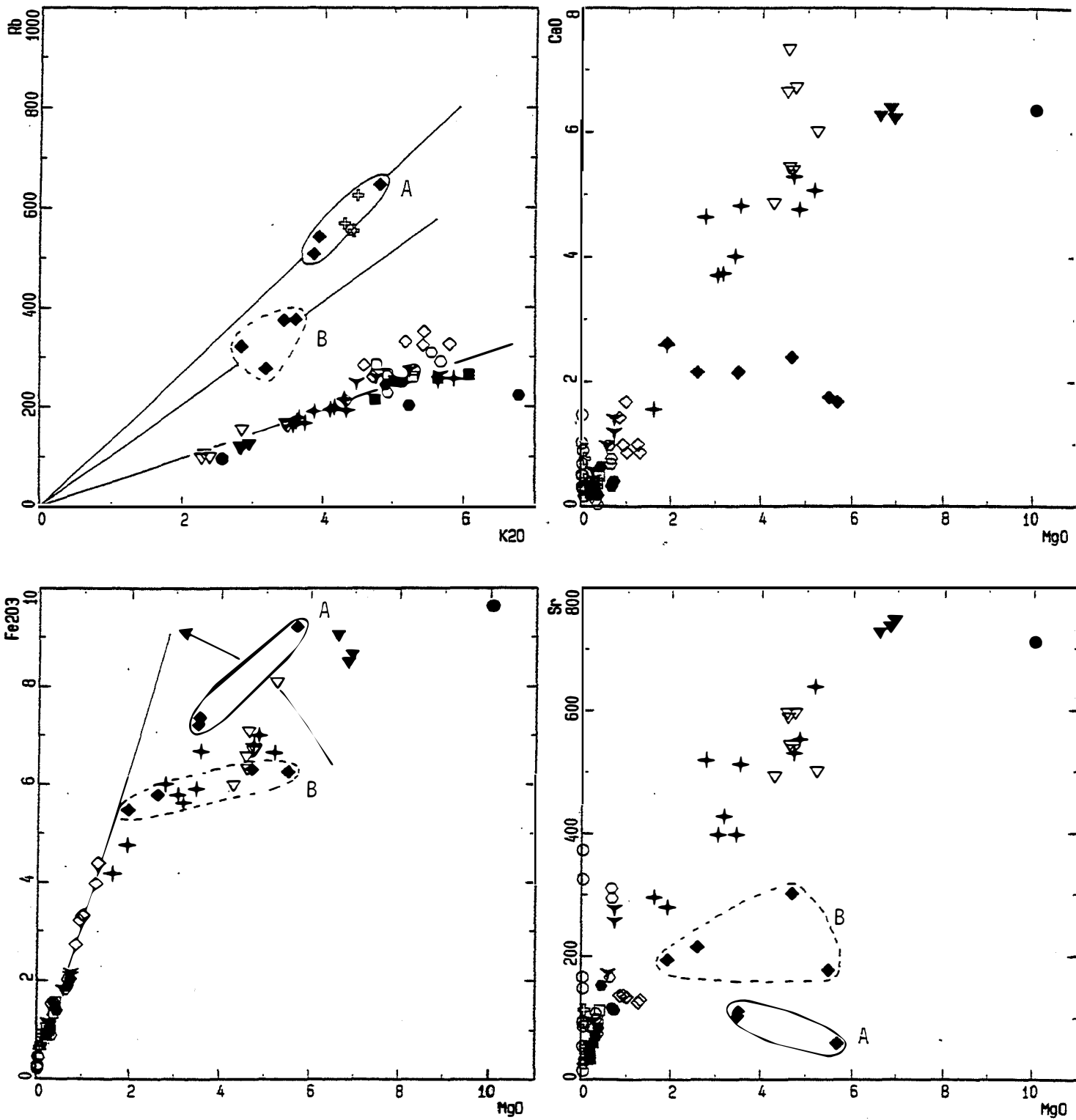


Figure VII-7 : Rééquilibrages entre enclaves basiques et granite modérément peralumineux (à biotite dominante) G2 hôte. Les teneurs en CaO et Sr des enclaves sont basses et proches de celles de G2. Les enclaves les plus biotitisées (groupe A) sont riches en éléments portés par la biotite : Fe, Mn, Rb, Zn, Li, Sn.

La biotitisation des minéraux ferromagnésiens primaires, et la modification de la composition de la biotite primaire des enclaves impliquent des apports (en provenance du granite G2 hôte) en certains éléments constitutifs de la biotite. Un des effets les plus visibles de ces apports est que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ des enclaves tend à se rapprocher de celui du granite hôte G2 (fig. VII-7). Ceci montre que le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ du système granite + enclaves est fixé par la biotite du granite G2 hôte. Les enclaves sont beaucoup plus magnésiennes que le granite. Comme MgO est inerte, l'augmentation du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ dans les enclaves ne peut se faire que par un apport de fer à partir de G2 et donc par une augmentation de la quantité de biotite dans les enclaves. Dans les enclaves, on aura recristallisation et néoformation (transformation des ferromagnésiens primaires) de biotite de rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ à peu près identique à celui des biotites du granite hôte. Remarquons que la quantité de biotite après rééquilibrage entre granite et enclaves, et donc l'enrichissement en Li, Sn, Zn et Rb est fixée par la teneur en MgO initiale des enclaves.

Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ des enclaves se rapprochera d'autant plus de celui du granite G2 que le fer aura un comportement mobile et que la quantité de ferromagnésiens primaires sera importante. Il est à noter que ce rapport est tout de même plus élevé dans le granite G2 que dans les enclaves. Le rééquilibrage du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{MgO}$ n'a donc pas été complet. MnO a un comportement très proche de celui de Fe_2O_3 .

La plus grande richesse en K_2O des enclaves du groupe A montre qu'au moins une partie de K_2O est apporté dans les enclaves lors de la néoformation de biotite (fig. VII-7). Le rapport Rb/K des enclaves les plus biotitisées est supérieur à celui des enclaves modérément biotitisées ce qui prouve que l'apport de Rb a été proportionnellement plus élevé que celui de K.

La biotitisation des ferromagnésiens primaires des enclaves pose le problème de l'origine de Al_2O_3 de la biotite néoformée et ceci même si l'un des deux ferromagnésiens primaires était de l'amphibole. Al_2O_3 a un comportement apparemment inerte lors de la biotitisation des enclaves. Les enclaves les plus biotitisées (groupe A) sont même légèrement plus pauvres en Al_2O_3 parce que moins riches en plagioclase au départ. L'absence du feldspath potassique et de textures suggérant son remplacement montre que ce minéral n'a jamais cristallisé dans les enclaves. Ceci suggère que Al_2O_3 et une partie de K_2O nécessaires à la néoformation de la biotite proviennent du constituant feldspath potassique dans le magma à l'origine des enclaves. La biotitisation des enclaves s'est donc probablement produite à un stade magmatique en faisant intervenir la diffusion ce qui très vraisemblable étant donné le faible volume des enclaves et le contraste de composition avec le magma granitique hôte.

Les teneurs en CaO des enclaves des deux groupes, sont anormalement basses et peu variables (voisines de 2%). Les enclaves les plus magnésiennes sont les moins calciques ce qui est clairement anormal.

Les teneurs en CaO (1.7%) sont comparables à celles du granite modérément peralumineux G2. Les teneurs en Sr des enclaves du groupe A (pauvre en Sr) sont voisines de celles du granite G2. Eu à le même comportement que Sr, mais les teneurs en cet élément reste à un niveau légèrement plus élevé que dans le granite G2 hôte. Il est évident que les enclaves sont appauvries en CaO, Sr, Eu et que se sont produits des rééquilibrages importants avec le granite G2. Le fort lessivage en CaO suggère qu'un des deux ferromagnésiens primaires des enclaves était calcique (clinopyroxène ou amphibole).

Cependant, le fort appauvrissement en Sr indique que la composition des plagioclases a été modifiée. L'absence de dispersion pour Na_2O et le fait que les deux groupes

d'enclaves sont pratiquement confondues et définissent un trend compatible avec une évolution magmatique indique que Na_2O a eu un comportement plus ou moins inerte lors des rééquilibres entre enclaves et granite G2 hôte. Le lessivage de Ca et Sr n'est pas due à une albitisation post-cristallisation des plagioclases mais semble se produire à un stade magmatique.

La grande variabilité du degré de saturation en alumine ($\text{Al}/\text{Na}+\text{K}+2\text{Ca}$) dans les enclaves montrent que ce paramètre est très sensible aux rééquilibres concernant CaO et les alcalins. Toutes les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 sont peralumineuses au sens de Shand (1927). Ce caractère peralumineux n'est pas primaire puisque les enclaves initialement les plus pauvres en plagioclase et les plus riches en ferromagnésiens, donc les plus fortement biotitisées (groupe A), sont nettement moins peralumineuses que les enclaves du groupe B ce qui est probablement lié à l'apport plus important en K_2O et au lessivage moins prononcé de Ca.

Les enclaves les plus magnésiennes sont les plus riches en Cr. Les enclaves du groupe B définissent un trend compatible avec une évolution par cristallisation fractionnée ce qui suggère que Cr a eu un comportement inerte lors des rééquilibres entre enclaves et granite G2 hôte. Il faut d'ailleurs remarquer que deux des enclaves du groupe A s'intègrent parfaitement à ce trend. Seule une enclave (112B) a une teneur en Cr anormalement élevée ce qui peut être lié à une légère accumulation de pyroxènes. Pour cette enclave, l'écart par rapport au trend est de même importance que la gamme de variation de Cr pour les enclaves dioritiques de l'intrusion de granodiorite de Carvalho qui se caractérisent par une accumulation différentielle entre ferromagnésiens et feldspaths (fig. VII-12).

La dispersion observée pour les diorites (Dio1) dans le diagramme Ni versus MgO (fig. VII-12) est importante, ce qui montre que Ni est très sensible à l'accumulation différentielle entre les minéraux ferromagnésiens. Dans ces conditions, il est difficile de dire si la dispersion et les teneurs parfois anormalement élevées (112C) de certaines des enclaves du granite G2 sont liées à l'accumulation ou sont une conséquence des rééquilibres entre enclaves et granite.

La gamme de variation d'éléments comme les terres rares, le phosphore, Nb et Zr est sensiblement la même pour les enclaves des groupes A et B ce qui suggère que ces éléments ont eu un comportement plus ou moins inerte lors des rééquilibres entre enclaves et granite G2 hôte.

En conclusion, les teneurs en fer, MnO, Rb, Li, Zn, Sn, CaO, Na_2O , Sr, Eu, K_2O ne sont pas primaires et ne peuvent être utilisées pour discuter de la nature et de la signification des enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2. Cr, les terres rares, le phosphore, Nb et Zr semblent avoir eu un comportement inerte.

5-2 Altérations des granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto : exemple de la zone apicale du stock de Seixoso

Les transformations successives qui ont affecté les granites de Seixoso au cours de l'albitisation et de la greisénisation sont décrites en détail dans le chapitre III.

Cette partie est illustrée par la figure VII-8.

5-2.1 Comportement parfaitement inerte de TiO_2 , Nb_2O_5 , P_2O_5

La première manifestation de l'albitisation (Zone 1a) est la chloritisation de la biotite. L'ilménite est préservée.

Le passage de la zone 1a à la zone 2a est marqué par la disparition de l'ilménite, la transformation de la chlorite (résultat de l'altération de la biotite) en muscovite 2 et l'apparition massive du rutile en gros cristaux automorphes.

Les minéraux fixant TiO_2 aux différents stades d'altération sont :

Zone 0 (roche de départ): Biotite, ilménite.

Zone 1a : Chlorite + sagénite (rutile), ilménite.

Zone 2a et 3a: Rutile.

Les rutilles de la zone 2a et 3a sont riches en Nb (et en W) initialement contenu dans les minéraux titanifères où il se substitue à Ti. La présence de ces rutilles niobifères explique le caractère parfaitement inerte de TiO_2 et de Nb_2O_5 au cours de l'albitisation et de la greisénisation. Le diagramme Nb_2O_5 versus TiO_2 montre d'ailleurs que les points représentatifs des roches fraîches et des roches altérées sont superposés.

Le diagramme P_2O_5 versus TiO_2 montre que P_2O_5 a lui aussi un comportement parfaitement inerte comme l'indique l'abondance constante de l'apatite primaire dans toutes les roches plus ou moins transformées.

5-2.2 Conservation du volume au cours de l'albitisation et la greisénisation.

Dans le cas général deux constituants sont dits parfaitement inertes, au sens de Fonteilles (1978), lorsque le rapport de leurs teneurs est constant au cours des altérations. En effet, les variations des teneurs en éléments mobiles peuvent avoir un effet de dilution (apports d'éléments mobiles) ou de concentration (lessivage d'éléments mobiles). Dans notre cas, la conservation des teneurs en éléments inertes tels que TiO_2 , Nb_2O_5 , P_2O_5 montre que les variations de volume sont négligeables : albitisation et greisénisation restent modérées et les densités des minéraux secondaires sont voisines des minéraux primaires remplacés. L'étude pétrographique montre d'ailleurs que, lors de l'albitisation, la chloritisation de la biotite, puis le remplacement du plagioclase ne provoquent ni fracturation, ni déformation des minéraux voisins : les textures primaires des granites sont toujours conservées, le seul contre-exemple étant celui des greisens fissuraux observé au toit du stock de Seixoso.

On pourra donc comparer directement les teneurs des roches fraîches et des roches altérées dans un diagramme où on porte en abscisse un élément parfaitement inerte, par exemple TiO_2 .

5-2.3 Modifications de la composition chimique des granites altérés.

Zone 1a ; non greisénisé ou Zone 1g

Biotite --> Chlorite ; Feldspath potassique --> Muscovite + Quartz 2

Les roches de cette zone ne montrent pas de variations de composition liées à la chloritisation de la biotite. Dans les diagrammes Fe_2O_3 , MgO, MnO, ZnO versus TiO_2 les points représentatifs des granites à biotite (Zone 0, roche de départ) ou à biotite + chlorite (Zone 1a) sont confondus.

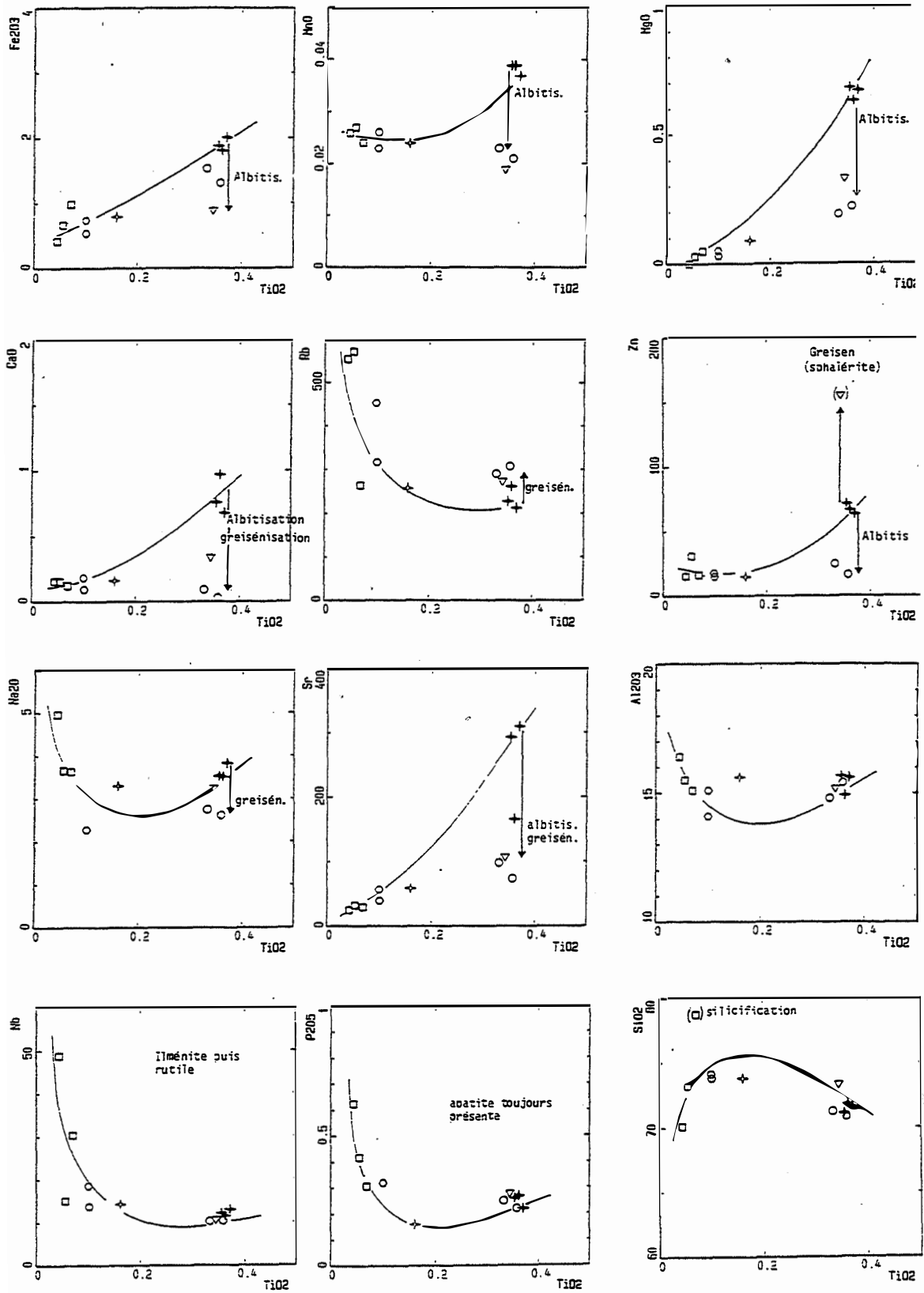


Figure VII-8 : Altérations des granites fins peralumineux tardifs de Celorico de Basto. Exemple de la zone apicale du stock de Seixoso. Mise en évidence du comportement inerte de TiO₂, Nb₂O₅ et P₂O₅.

Dans les granites frais ou ceux dont la biotite est chloritisée (zone 1a), Na_2O varie inversement avec CaO probablement en relation avec les variations de la teneur moyenne en anorthite des plagioclases de chaque roche. Sr varie de la même façon que Na_2O . Les modifications de composition dues à la greisénisation ne sont pas décelables car celle-ci reste très modérée.

Zone 2a ; Zone 1g très localement 2g:

Biotite, Chlorite --> Muscovite + Rutile ; Feldspath potassique --> Muscovite + Quartz 2

Ilménite --> Rutile (+-hématite)

Plagioclase --> albite + séricite

Les roches albitisées à ce stade sont toujours plus ou moins greisénisées.

Le diagramme MnO versus TiO_2 montrent que la transformation de la chlorite en muscovite s'accompagne d'un lessivage de MnO . MgO est lessivé (diagramme MgO versus TiO_2) et a apparemment un comportement mobile contrairement à ce qui est généralement admis. Le fer a le même comportement que MnO et MgO mais les teneurs en fer des roches albitisées à ce stade sont plus variables que les teneurs en MgO et MnO .

Dans le diagramme Zn versus TiO_2 les points représentatifs des roches à biotite ou biotite + chlorite sont pratiquement confondus. Les granites à muscovite (et reliques de chlorite) de la zone 2a sont nettement appauvris en Zn à l'exception de l'échantillon 160A fortement greisénisé et très enrichi en cet élément. Cet échantillon riche en sulfures montre que la greisénisation, dès qu'elle est importante, s'accompagne parfois par la formation de pyrite et plus rarement de sphalérite. La présence de pyrite en quantité plus ou moins importante suivant l'intensité de la greisénisation peut expliquer la dispersion observée dans le diagramme FeO versus TiO_2 .

Dans le diagramme SiO_2 versus TiO_2 tous les points représentatifs des granites de Seixoso sont confondus. Seul l'échantillon 160A est visiblement plus enrichi en SiO_2 . Ceci montre que SiO_2 a un comportement parfaitement inerte lors de l'albitisation mais qu'il peut perdre ce caractère lorsque la greisénisation devient intense. Chimiquement, la greisénisation se marque par un enrichissement en K_2O et en Rb .

Le plagioclase des granites de cette zone est systématiquement transformé en albite pure constellée de séricite. Il n'a pas été trouvé de plagioclase à teneur en anorthite intermédiaire entre les plagioclases primaires et l'albite. La quantité de séricite néoformée est toujours faible. La transformation du plagioclase s'accompagne d'un lessivage de CaO : le rapport $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O}$ baisse fortement. Sr comme CaO est fortement lessivé.

On observe parfois de l'apatite, en faible quantité, dans les plagioclases albitisés. P_2O_5 a un caractère inerte, le phosphore nécessaire à la formation de cette apatite provient des plagioclases eux-mêmes : P se substitue à Si ($\text{Al} + \text{P} = 2\text{Si}$). La formation de cette apatite secondaire peut fixer une partie du composant anorthite du plagioclase transformé. Il faut cependant remarquer que l'effet sur la composition des roches albitisées ne peut qu'être faible étant donné la très faible quantité de l'apatite néoformée (le facteur limitant est la teneur en phosphore du feldspath).

Zone 3a ; Zone 1g ou 2g

Feldspath potassique --> Albite ; Feldspath potassique --> Muscovite + Quartz 2

; Albite --> Muscovite + Quartz 2

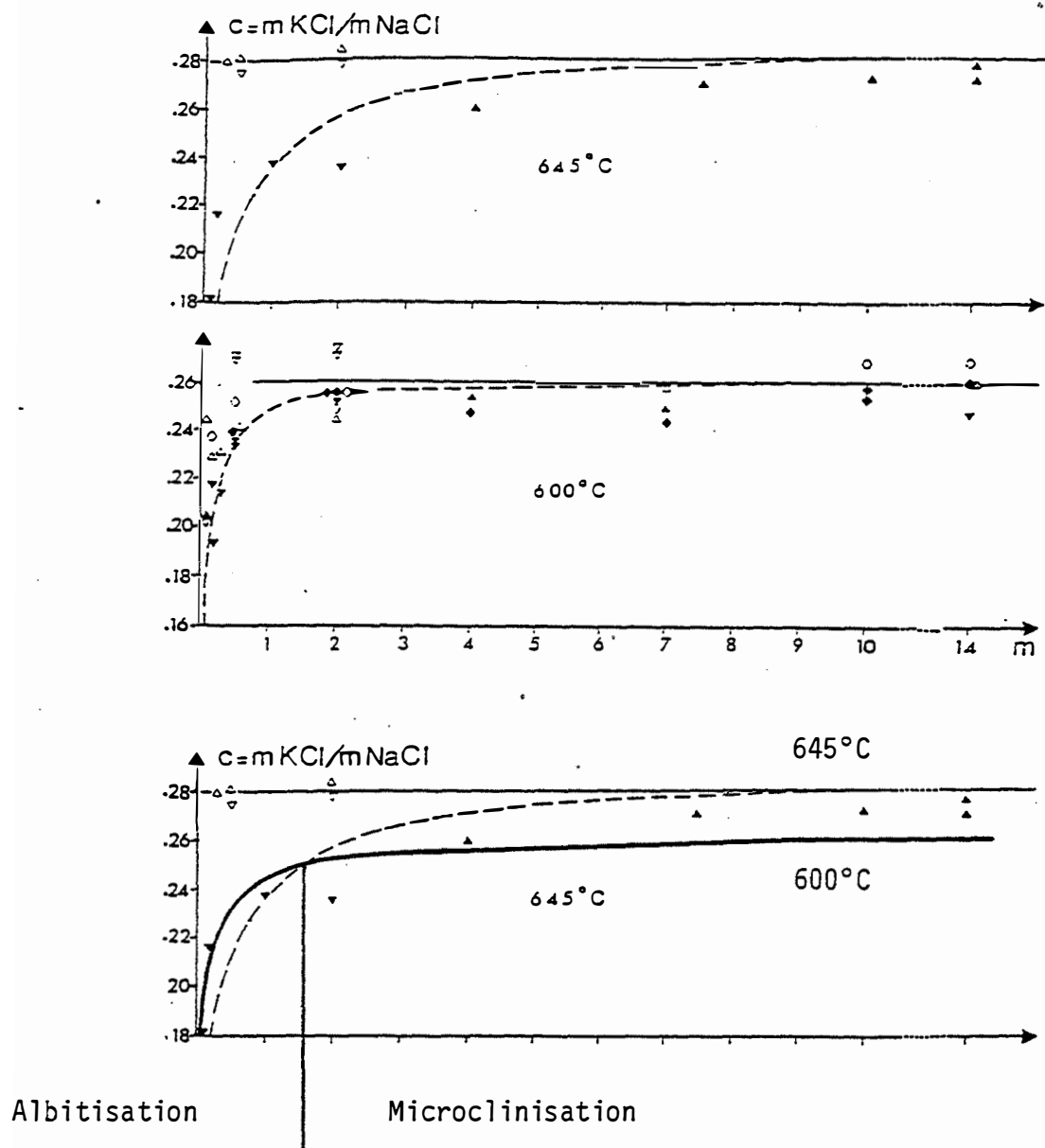


Figure VII-9 : Composition d'une solution de chlorures sodi-potassiques en équilibre avec deux feldspaths alcalins en fonction de la molalité totale en chlorures (m) à 645°C (a) et à 600°C (b).

D'après Lagache et Weisbrod (1977).

(c) La superposition des deux courbes montre qu'une baisse de la température entraîne une albitisation pour des molalités faibles ou une microclinisation pour des molalités élevées.

La transformation du feldspath potassique en albite n'est jamais complète. Dans un même échantillon, les feldspaths potassiques sont transformés à des degrés divers. L'interprétation des modifications chimiques qui ont affecté ces roches est rendue délicate en raison de la greisénisation qui accompagne l'albitisation. Toutes ces roches albitisées et greisénisées ont des teneurs très faibles en CaO. Dans ces échantillons, le terme Ca-3/5P qui représente le calcium en excès par rapport à l'apatite est même très légèrement négatif. Le seul phosphate présent étant l'apatite, le phosphore en excès se substitue probablement à Si dans les feldspaths (substitution $2Si = Al + P$).

Comme dans les roches albitisées au stade 2a, la greisénisation provoque un enrichissement en K_2O et Rb qu'il est difficile d'attribuer à l'albitisation puisque celle-ci est caractérisé à ce stade par la transformation du feldspath potassique en albite. Na_2O apparaît très légèrement lessivé en raison de la transformation d'une petite partie de l'albite (plagioclase ou feldspath potassique albitisé) en muscovite. Le rapport CaO/ Na_2O baisse encore à ce stade.

5-2.4 Origine probablement magmatique des fluides hydrothermaux responsables des altérations

Les zones apicales des stocks de granites peralumineux présentent généralement une zonation magmatique discrète (cas de Seixoso) ou prononcée (cas de Outeiro) : les faciès les plus évolués se mettent en place dans les zones hautes des intrusions. Cette zonation magmatique est ensuite accentuée, surtout dans le cas du stock de Seixoso, lors de l'évolution post-magmatique. Les zones apicales sont généralement albitisées et greisénisées, l'intensité de ces altérations augmentant des zones profondes vers les toits des stocks.

A albitisation croissante, c'est à dire des zones profondes vers les zones les plus hautes du stock de Seixoso la biotite est transformée en chlorite, puis le plagioclase est transformé en albite et séricite subordonnée alors qu'une partie de la chlorite est transformée en muscovite. Dans les zones hautes les plus intensément albitisées le feldspath potassique est remplacé par de l'albite en échiquier alors que la chlorite est presque entièrement transformée en muscovite. L'albitisation reste modérée : le feldspath potassique n'est jamais entièrement albitisé. Il s'agit d'une albitisation plutôt acide: il se développe de la muscovite et on n'observe jamais le remplacement du quartz par de l'albite. Cette albitisation n'est donc pas très différente de la greisénisation pervasive et ces deux types d'altération ne sont pas obligatoirement indépendantes.

Il faut envisager un véritable flux de fluides des zones profondes vers les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux pour expliquer l'arrangement en zones horizontales à degré d'altération croissant vers le haut ce qui rend compte de la greisénisation de l'encaissant au toit des stocks. L'intensité croissante des altérations des zones profondes vers les zones apicales du stock de Seixoso s'explique si les fluides responsables des altérations sont issus du granite et sont drainés des zones profondes en cours de cristallisation vers les zones hautes déjà cristallisées du stock par des fractures (au départ fractures en tension, ouvertes) le long desquelles se sont développés les greisens fissuraux du toit. Plus les faciès occuperont une position haute, plus le flux de fluide sera important. Si ces fluides responsables de l'albitisation acide et de la greisénisation pervasives sont issus du granite, ils doivent être au départ en équilibre avec les minéraux du granite, c'est à dire quartz, feldspaths (et micas). Ces fluides se trouvent ensuite, au cours de leur parcours vers les zones hautes du stock, en déséquilibre avec le milieu granitique probablement en raison de variations des conditions physiques. Les granites fins peralumineux sont franchement post-

tectoniques et se mettent en place à un niveau relativement superficiel. Il existait donc un fort contraste thermique entre ces granites et leur encaissant métasédimentaire. Il devait donc exister un fort gradient de température entre les zones périphériques (zones apicales en particulier) et les zones internes des stocks. La température est donc le paramètre physique dont les variations sont les plus importantes dans ce type de contexte.

L'effet d'une baisse de la température des fluides au cours de leur trajet peut être évalué à partir des données expérimentales sur les réactions entre fluides aqueux et minéraux des granites. La plupart de ces expériences utilisent des solutions de chlorures sodi-potassiques en raison du rôle fondamental du chlore dans les fluides hydrothermaux magmatiques (Holland, 1972 ; Kilinc et Burnham, 1972 ; Weisbrod et al., 1975).

D'après les travaux de Shade (1974), Pascal (1984) et Shinohara et al. (1984) un fluide initialement en équilibre avec l'association quartz, feldspath et muscovite et qui se refroidit devient trop acide par rapport à ce tampon. Pour que l'équilibre soit de nouveau atteint, le fluide doit greiséniser le granite à travers lequel il percole.

Le travail de Lagache et Weisbrod (1977) montre que le rapport $C = m_{KCl} / m_{NaCl}$ d'une solution de chlorures sodi-potassiques en équilibre avec deux feldspaths alcalins dépend essentiellement de la température : C augmente avec la température. A pression et température données, C ne dépend pas de la molalité totale en chlorures (m) lorsque celle-ci est modérée à forte mais diminue pour les faibles molalités. La valeur de m en dessous de laquelle est observée la décroissance de C avec m est d'autant plus élevée que la température est élevée. En superposant les courbes C versus m à 645°C et à 600°C (fig. VII-9) il apparaît clairement qu'un fluide relativement chaud en équilibre avec deux feldspaths et qui se refroidit devient trop sodique lorsque la molalité totale en chlorures est faible ou trop potassique lorsque celle-ci est modérée à forte. On voit donc que l'albitisation acide et la greisénisation des granites des zones apicales du stock de Seixoso peuvent être provoquées par un même fluide d'origine magmatique, relativement chaud et de faible molalité totale en chlorures, initialement en équilibre avec les minéraux du granite et qui subi un refroidissement isobare le long de son trajet des zones profondes vers les zones apicales froides du stock. En tout état de cause, le déséquilibre entre granite et fluide issu du granite est probablement faible.

6 Evolution des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto

6-1 Introduction

On représente les variations des oxydes en fonction de l'un d'entre eux par analogie avec les diagrammes de Harker, mais en portant MgO en abscisse au lieu de SiO₂. MgO est choisi comme indice de différenciation en raison de l'importance de ses variations relatives et de la précision des dosages par Fluorescence X et par ICP. De plus, contrairement à SiO₂, MgO a généralement un comportement inerte lors des processus d'altération.

Les magmas à l'origine des enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux à biotite dominante G2 se sont mis en place sous la forme de dykes alors que ce granite post-tectonique était assez largement cristallisé : leur mise en place est donc pratiquement synchrone de celle de G2. Dans la suite nous considérerons les enclaves du granite G2 comme des "granitoïdes" tardifs à part entière.

FACIES = ● Gabbro ▼ Dio1 ▲ Dio2 ↓ Gdio.Ca ● G2 ♣ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix ♣ Oute ○ APsei ● Eng2

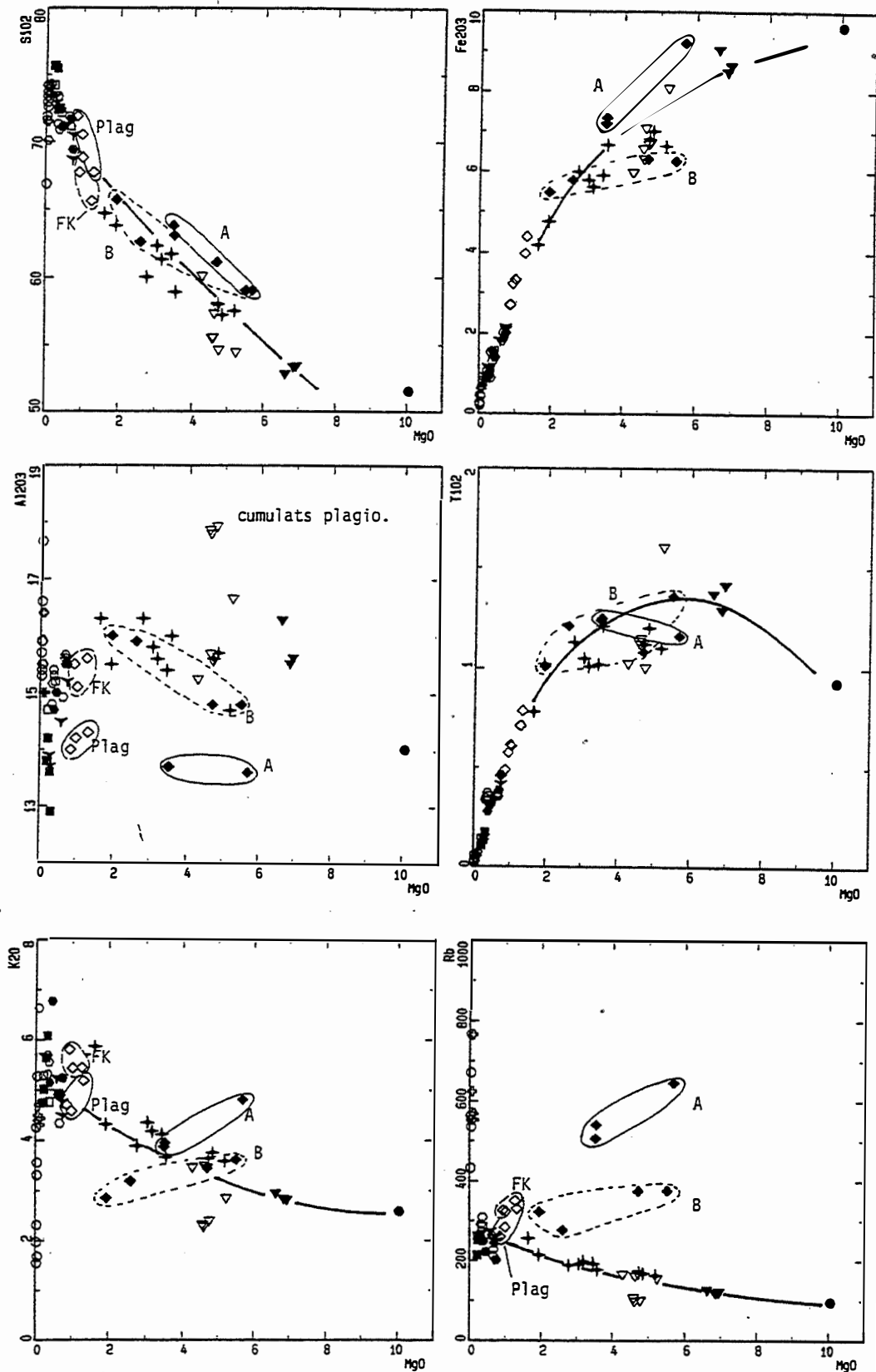


Figure VII-10 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs (post-tectoniques) du batholite de Celorico de Basto. MgO est choisi comme indice de différenciation en raison de ses fortes variations relatives, de la précision des dosages par FluoX et ICP, et de son comportement généralement inerte. La distinction est faite entre les enclaves fortement (groupe A) et faiblement (groupe B) biotitisées du granite modérément peralumineux (à biotite dominante) G2 et entre les groupes "FK" (riche en feldspath potassique) et "plag" (riche en plagioclase et quartz) de ce granite.

Liste des symboles : voir figure suivante.

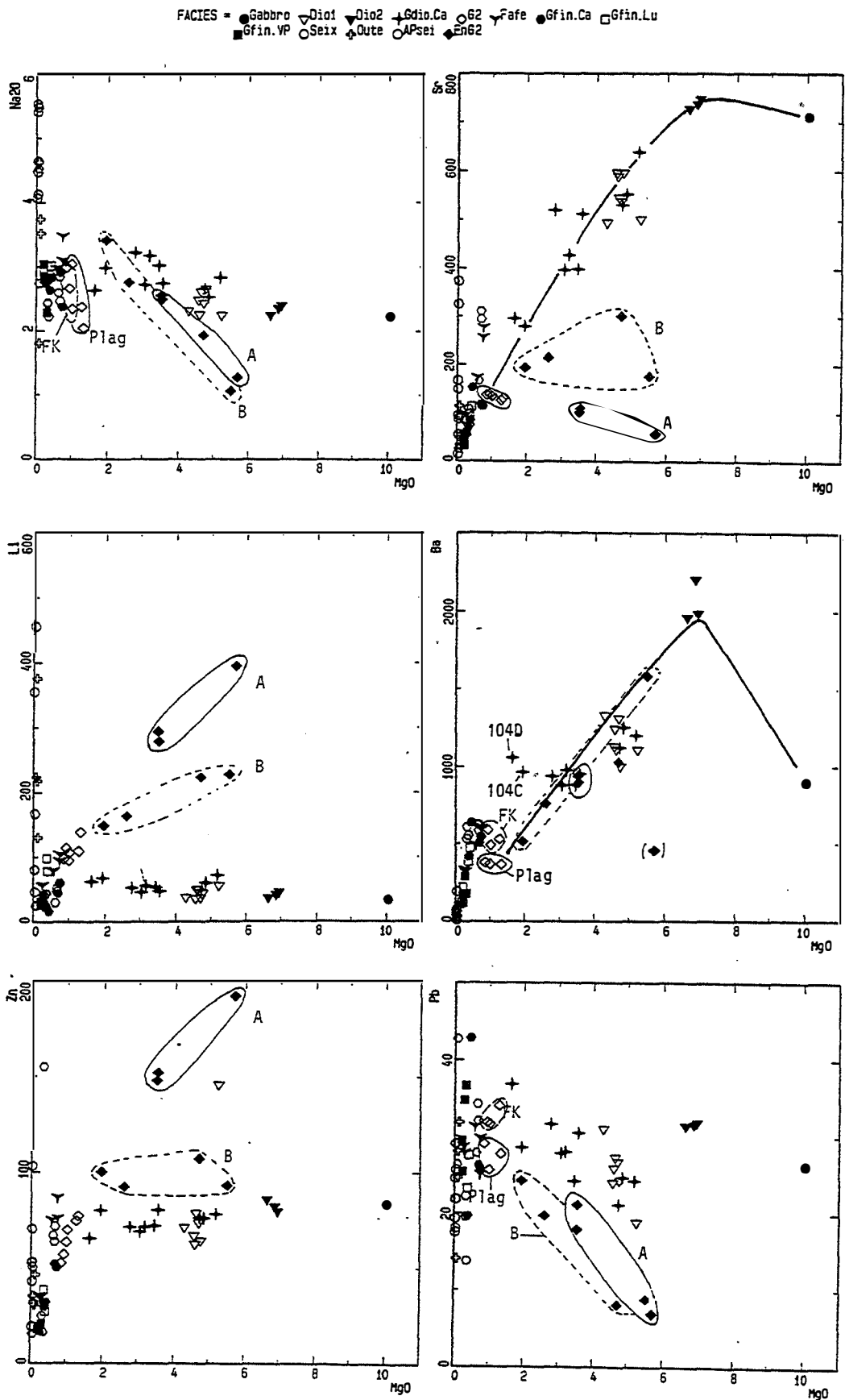


Figure VII-11 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

Liste des symboles

- Granodiorites ; exemple de l'intrusion à zonation normale de Carvalho : GdioCa. - Enclaves basiques des granodiorites : Gabbro, gabbronorites ; Dio1, diorites leucocrates ; Dio2, diorites mélanocrates. - G2 : granite porphyroïde modérément peralumineux à biotite dominante. - EnG2 : enclaves basiques à intermédiaires du granite G2. - Gfin.VP : granites fins en lentilles dans G2. - Intrusions de granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto : Fafe, Fafe ; Gfin.Ca, Carvalho ; Gfin.Lu, Santa Luzia. - Intrusions de granites fins peralumineux péri-batholite de Celorico de Basto (secteur de Seixoso) : Seix, Seixoso ; Oute, Outeiro. - APsei : aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux du secteur de Seixoso.

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▽ Dio2 + Gdio.Ca ● G2 ▽ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix ○ Oute ○ APse1 ○ ENG2

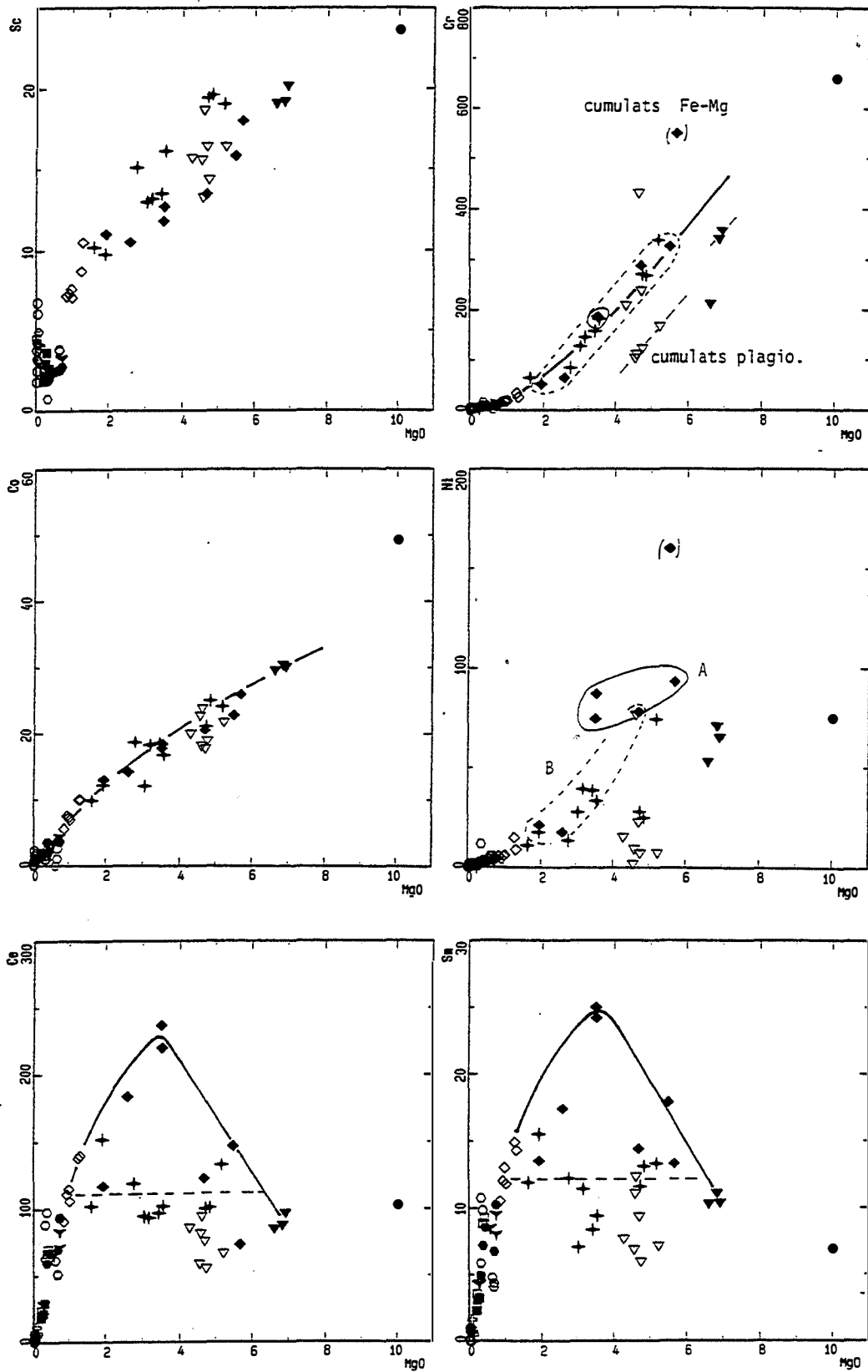


Figure VII-12 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto. Trait gras : trend défini par les enclaves dioritiques des granodiorites tardives et les enclaves basiques du granite modérément peralumineux G2. Trait pointillé : trend défini par les granodiorites tardives.

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▼ Dio2 ▲ Gdio.Ca ○ G2 ▼ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix ▲ Oute ○ APse1 ● ZnGz

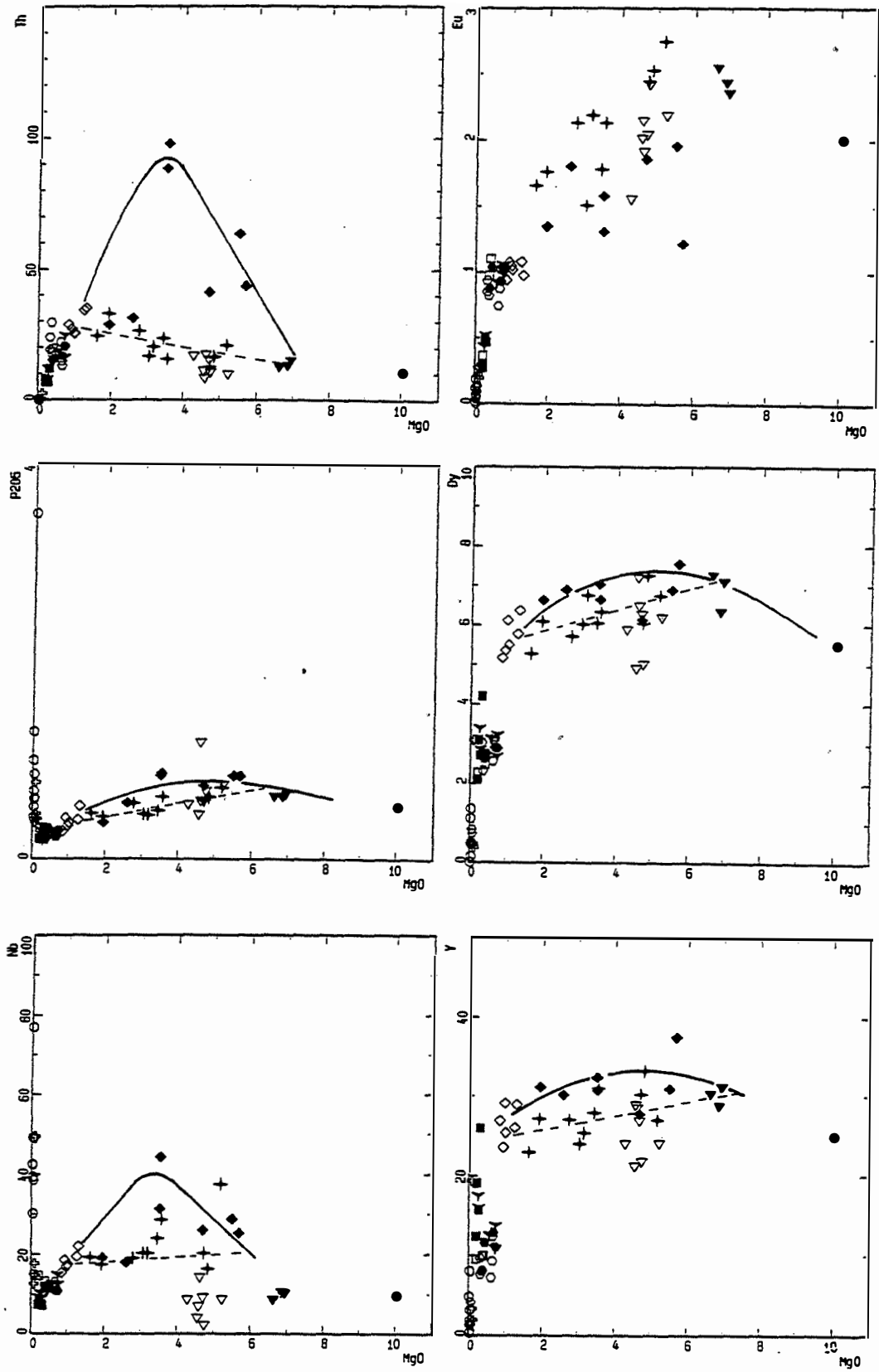


Figure VII-13 : Variations de la composition chimique des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

6-2 Les causes de la dispersion dans la partie granitique de l'évolution

Une caractéristique de la partie granitique de l'évolution, est la dispersion observée dans les diagrammes mettant en jeu les alcalins. Cette dispersion ne peut être attribuée à une éventuelle imprécision analytique puisqu'on ne l'observe pas dans la partie basique à intermédiaire de l'évolution pour des teneurs à peu près équivalentes. Cette dispersion est notable dans le granite modérément peralumineux G2, mais elle apparaît déjà dès les granodiorites leucocrates porphyroïdes à biotite seule. Pour des teneurs en MgO équivalentes K_2O varie de 4.32 à 5.87% dans les échantillons respectivement 104C et 104D (fig. VII-10). Dans le même temps Al_2O_3 varie de 15.5 à 16.3% (fig. VII-10), Rb de 215 à 257 ppm (fig. VII-10) et Ba de 964 à 1055 ppm (fig. VII-11). Les variations relatives de Ba sont plus faibles que celles de Rb, ce qui indique que la cause principale de la dispersion est l'abondance variable de la biotite (voir VII.4-2).

Dans les granites fins peralumineux, cette dispersion est due à des phénomènes d'altération hydrothermales. Ainsi, les granites fins peralumineux du stock de Seixoso montrent de fortes variations relatives en Zn (fig. VII-11). Cet élément montre parfois de fortes anomalies d'origine hydrothermale : l'échantillon 160A riche en Zn (155 ppm) est fortement greisénisé et contient de la sphalérite.

6-3 Eléments montrant une tendance évolutive unique pour l'ensemble des granitoïdes tardifs

Les points représentatifs des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto définissent une ligne évolutive unique (se disposent le long de courbes simples) dans le diagramme SiO_2 versus MgO et les diagrammes mettant en jeu des constituants compatibles.

Il est à noter que les enclaves dioritiques des bordures des intrusions granodioritiques montrent une assez grande variabilité de composition liée en partie à des phénomènes d'accumulation différentielle entre minéraux de cristallisation précoce, ce qui se traduit par une certaine dispersion dans la plupart des diagrammes.

6-3.1 Eléments inertes lors des rééquilibrages entre G2 et ses enclaves basiques

L'évolution de la composition de l'ensemble des granitoïdes tardifs, y compris les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 est simple pour les éléments de transition Ti (fig. VII-10), Sc, Cr et Co (fig. VII-12) et va vers un appauvrissement régulier en ces éléments. La même chose est observée pour Fe (fig. VII-10) et Mn si l'on ne tient compte que des enclaves les moins rééquilibrées.

Contrairement à MgO, Fe_2O_3 et MnO qui ont un comportement compatible tout au long de l'évolution et dont les teneurs baissent de façon monotone, TiO_2 tend à s'enrichir dans la partie la plus en amont de l'évolution, au passage entre les enclaves gabbronorites et les enclaves dioritiques des granodiorites tardives. Cependant, en raison de l'accumulation des phases précoces anhydres dans les enclaves de gabbronorites et donc de la proportion moindre de liquide intercumulus à partir duquel cristallise la biotite, il est difficile de dire si les liquides s'enrichissent vraiment en TiO_2 dans cette partie de l'évolution.

Dans le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux, la baisse des teneurs en Mg, Fe, et Ti est liée à la diminution de l'abondance de la biotite et de l'ilménite qui reste cependant une phase mineure.

Les termes granitiques (granite modérément peralumineux G2 et granites fins peralumineux) de Celorico de Basto se situent dans le prolongement de l'évolution amorcée par les granodiorites métaalumineuses ou par les enclaves basiques à intermédiaires de G2 (probablement métaalumineuses avant lessivage de CaO) pour ces éléments.

La même relation est observée entre les termes tonalitiques et les granites de la zone de Aregos-Amarante par Albuquerque (1971) et ce pour les mêmes éléments. Toutefois, les termes tonalitiques de la zone de Aregos-Amarante ne comportent pas de termes aussi basiques que les enclaves gabbonorites des granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto.

6-3.2 Eléments peu mobiles lors des rééquilibrages entre G2 et ses enclaves basiques

Les enclaves de G2 sont légèrement plus riches en SiO₂ (fig. VII-10) qui est légèrement modifié lors des rééquilibrages avec le granite hôte G2 mais la dispersion observée dans le diagramme SiO₂ versus MgO est relativement faible.

SiO₂ est le seul constituant définissant un trend linéaire et qui n'a pas un comportement compatible. Tous les granitoïdes tardifs (en dehors des enclaves de G2) s'enrichissent régulièrement en SiO₂ au cours de la baisse des teneurs en éléments compatibles. SiO₂ varie de 51.5% dans les gabbonorites à plus de 70% dans les granites fins peralumineux et jusqu'à 75% dans les granites fins G_{fin}.VP en lentilles dans le granite modérément peralumineux G2. Cette tendance à l'enrichissement régulier ne se poursuit pas pour les aplopegmatites de Seixoso qui voient leurs teneurs en SiO₂ baisser. L'augmentation de SiO₂ corrélée à la baisse des teneurs en éléments compatibles portés par des minéraux colorés (minéraux ferromagnésiens) conduit donc à des termes de plus en plus leucocrates.

6-4 Distinction entre les granodiorites et les enclaves de G2

Les teneurs en fer, MnO, Rb, Li, Zn, Sn, CaO (Na₂O), Sr, Eu, K₂O des enclaves basiques du granite modérément peralumineux G2 ne sont pas primaires et ne peuvent être utilisées pour discuter leur nature et leur signification. Fe et Mn peuvent à la limite être utilisés pour les enclaves les moins rééquilibrées.

La distinction entre les enclaves de G2 et les granodiorites est nette dans les diagrammes mettant en jeu les terres rares légères, Th (fig. VII-13), P₂O₅, Nb (fig. VII-13) et Zr (fig. VII-23) : les enclaves de G2 sont beaucoup plus riches en ces éléments.

A partir des diorites mélanocrates (Dio₂), qui sont les seules enclaves des granodiorites dont la composition est proche de celle d'un liquide, deux évolutions possibles peuvent être distinguées. Une première conduisant (évolution A) aux granodiorites puis au granite modérément peralumineux G2 et une seconde (évolution B), conduisant aux enclaves basiques à intermédiaires de G2 puis à ce granite.

6-5 Les granodiorites considérées comme les termes intermédiaires entre les enclaves basiques des granodiorites et le granite modérément peralumineux G2

6-5.1 Tendances évolutives générales

En dehors des éléments de transition, de CaO et de Sr qui s'appauvrissent de manière continue et de SiO₂ qui s'enrichit (avec la baisse des teneurs en MgO), tous les éléments

changent de comportement à la transition entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2.

Dans la partie granitique de l'évolution, tous les éléments montrent une nette tendance à l'appauvrissement excepté K_2O , Na_2O et Rb dont les teneurs restent à un niveau élevé et constant en contraste avec l'enrichissement observé dans les granodiorites. La corrélation entre Th, les terres rares, Zr, Nb et MgO est extrêmement régulière.

Au contraire, la plupart des éléments ont un comportement incompatible plus ou moins marqué dans la partie granodioritique de l'évolution. Th est l'élément qui présente l'enrichissement relatif le plus marqué. Il est suivi par Rb et Li puis par K et enfin Na. Al_2O_3 , les terres rares lourdes et Zr (qui restent à un niveau élevé), Zn, Eu, Ba et Be ne varient pratiquement pas.

Malgré une forte dispersion, les teneurs en Nb semblent augmenter globalement dans les granodiorites alors que Sn ne montre pas de tendance évolutive bien définie.

6-5.2 Discontinuités faibles ou apparentes à la transition entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2

Les éléments montrant une faible discontinuité à la transition entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2 sont Eu (fig. VII-13), Ba (fig. VII-11), Rb (fig. VII-10), Sr (fig. VII-11), Li (fig. VII-11) et Sn.

Les enclaves de gabbroïdites sont riches en Ba (1000 ppm) les enclaves de diorites plus riches en biotite le sont encore plus (2000 ppm).

Dans les granodiorites les teneurs en Ba baissent globalement. Cependant certaines granodiorites leucocrates à biotite seule (échantillons 104C et 104D) présentent des teneurs élevées en Ba en raison de l'accumulation de la biotite (et dans une moindre mesure du feldspath potassique) ce qui fait apparaître une discontinuité à la transition entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2.

On observe une diminution brusque des teneurs en Sr au passage granodiorites-granite modérément peralumineux G2. A cette discontinuité s'ajoute une différence de comportement de Sr dans le granite G2 (Sr montre en effet une légère tendance à l'enrichissement avec la baisse des teneurs en MgO) qui, comme nous l'avons vu, est liée à l'abondance variable du plagioclase dans ce granite.

Les échantillons les plus magnésiens de G2 s'écarte nettement du trend défini par les autres granitoïdes tardifs par leurs teneurs plus élevées en Rb, Li et Sn et par leur teneurs plus faibles en Sr, CaO ce qui s'explique par une accumulation de biotite et corrélativement d'une moins grande abondance du plagioclase comparé aux termes moins magnésiens. Au contraire, les échantillons les moins magnésiens de G2 se situent dans le prolongement de l'évolution amorcée par les granodiorites ce qui indique que la discontinuité n'est qu'apparente pour Sr.

6-6 Les enclaves du granite modérément peralumineux G2 considérées comme les termes intermédiaires entre ce granite et les enclaves basiques des granodiorites

Seuls seront discutées les variations des éléments ou constituants inertes lors des rééquilibrages entre enclaves et granite modérément peralumineux G2 hôte.

Les enclaves basiques des intrusions de granodiorites et les enclaves basiques à intermédiaires de G2 définissent une évolution marquée par des enrichissements spectaculaires en terres rares légères, Th, P_2O_5 , Nb (fig. VII-13) et Zr (fig. VII-23) qui

contrastent avec l'évolution constatée pour les granodiorites. Ces éléments ont un comportement incompatible très marqué. Th est l'élément qui présente l'enrichissement relatif le plus marqué, suivi de Zr, puis de P_2O_5 .

Les terres rares lourdes demeurent à un niveau plus élevé que celui enregistré par les granodiorites. Y reste voisin de 30 ppm, Dy de 7 ppm. Yb montre une légère tendance à l'appauvrissement (de 3.5 à 2.5 ppm).

Les teneurs en Th, les terres rares légères et intermédiaires, Zr, P_2O_5 et Nb baissent à partir des enclaves du granite G2 de composition intermédiaires.

Un point important à noter est que, si l'on considère les enclaves du granite modérément peralumineux G2 comme les termes intermédiaires entre ce granite et les enclaves basiques des granodiorites, les éléments incompatibles sont les mêmes que dans l'évolution des basaltes (Treuil, 1973 ; Treuil et Joron, 1975).

6-7 Discontinuités au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux

Une des discontinuités les plus flagrantes au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux est celle qui concerne Eu (fig. VII-2, VII-3). En effet, les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux du groupe 3 se caractérisent par une faible anomalie en Eu qui contraste avec l'anomalie négative prononcée en Eu de G2 et des granites Gfin.VP qui en dérivent probablement par cristallisation "in situ".

Sr (fig. VII-17) montre aussi une discontinuité nette au passage G2-granites fins peralumineux. Les termes les moins évolués des granites fins peralumineux (échantillons du stock de Seixoso ou échantillons du granite de Fafe) sont nettement plus riches en Sr que tous les échantillons du granite modérément peralumineux G2. La même chose est observée pour Ba. CaO semble montrer une discontinuité de même type mais moins nette.

Deux éléments de transition (Zn et Sc ; Fig. VII-16) et les terres rares lourdes (Dy par exemple ; Fig. VII-16) montrent une nette discontinuité au passage G2-granites fins peralumineux. Les échantillons les plus magnésiens du stock de Seixoso ou du granite de Fafe présentent, par exemple, des teneurs en Zn équivalentes aux plus fortes enregistrées par le granite modérément peralumineux G2 (70 à 80 ppm), mais sans être aussi magnésiens. La discontinuité pour Sc est très nette. Pour des teneurs en MgO équivalentes, les teneurs en Sc sont de 7 ppm pour le granite modérément peralumineux G2 et de 3 ppm pour les granites fins peralumineux et le granite de Fafe.

Une discontinuité est aussi visible pour Li (fig. VII-17). Les échantillons les plus magnésiens des granites fins peralumineux présentent de fortes teneurs en Li (voisines de 100 ppm). Les teneurs en Li du granite modérément peralumineux G2 sont encore plus élevées (138 ppm pour l'échantillon 115C riche en biotite) même dans les échantillons les plus pauvres en biotite.

Un point important à remarquer concerne les variations linéaire pour les termes magnésiens du stock de Seixoso ou de ceux du granite de Fafe pour les éléments portés par la biotite et pour les éléments en traces portés par les minéraux accessoires en inclusion dans les biotites en raison de leur cristallisation précoce. Ces variations de type linéaire sont aussi observées pour Sr. Ces éléments ayant un comportement compatible dans cette partie de l'évolution, leurs variations linéaires peuvent aussi bien être attribuées à une évolution par cristallisation fractionnée qu'à une légère accumulation des phases de cristallisation précoce,

c'est-à-dire la biotite, les minéraux accessoires et le plagioclase, dans les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux.

6-8 Transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées

6-8.1 Introduction

Dans la suite nous désignerons par le terme "apogranites", les granites des zones apicales des stocks de Outeiro et de Seixoso. Ces granites fins peralumineux à deux micas ou à muscovite et tourmaline (cas de Outeiro) peuvent être faiblement minéralisés en cassitérite (stock de Seixoso) ou peuvent contenir de la cookéite (chlorite lithinifère) (stock de Outeiro) en raison de leur richesse en Sn et Li. Ces apogranites présentent un intérêt évident. Le cogénéisme avec les granites fins peralumineux ne peut être mis en doute et leur composition chimique est très proche de celles des aplopegmatites. Leur grain fin ne pose pas les problèmes posés par le caractère porphyroïde des aplopegmatites et leur composition est donc probablement plus proche de celle d'un liquide. Le seul problème est que ces granites sont très souvent altérés et c'est pour cette raison que seront utilisés en priorité les éléments inertes (Ti, Nb, P_2O_5) lors de ces altérations. Par ailleurs, les échantillons trop fortement altérés ont été éliminés.

Un point important à noter est que la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites de Seixoso sera discutée en les considérant comme un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée. Ce point sera justifié plus loin.

Sur les diagrammes ont été reportés les analyses des stocks de granites fins peralumineux de Fafe (limite NW de la zone de Celorico de Basto) de Santa Luzia (bordure Sud du batholite de Celorico de Basto ; ENE de la zone de Seixoso) ainsi que les stocks de Seixoso et de Outeiro (zone de Seixoso). Les différents stocks de granites fins peralumineux définissent les mêmes tendances évolutives ce qui montre leur étroite parenté, mais à des niveaux de teneurs légèrement différents. Par souci de simplification n'ont pas été reportés sur les diagrammes les analyses des granites fins peralumineux des stocks de Lameira et de Quintela do Monte (quart NW de la zone de Celorico de Basto).

6-8.2 Problème de la représentativité des échantillons

L'essentiel des aplopegmatites de Seixoso est représentée par un faciès à grain moyen à fin et à texture granitique typique. On se trouve donc dans un cas favorable, quant à la représentativité des échantillons, comparé aux pegmatites complexes à très gros grain et à forte zonation.

Il subsiste toutefois un problème lié au caractère porphyroïde des aplopegmatites de Seixoso. Des mégacristsaux de feldspath potassique (Méga-FK) perthitique d'une taille allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres "flottent" dans une matrice à texture équante essentiellement constituée d'albite et de quartz. Les Méga-FK ne sont pas répartis de façon homogène et on observe très fréquemment des concentrations locales.

Les proportions variables Méga-FK/matrice albitique conduisent à un rapport Na/K variable malgré les quantités relativement importantes prélevées. L'échantillon 98A est riche en Méga-FK et servira de référence pour fixer une limite minimum au rapport Na/K des liquides avant ségrégation entre Méga-FK et matrice.

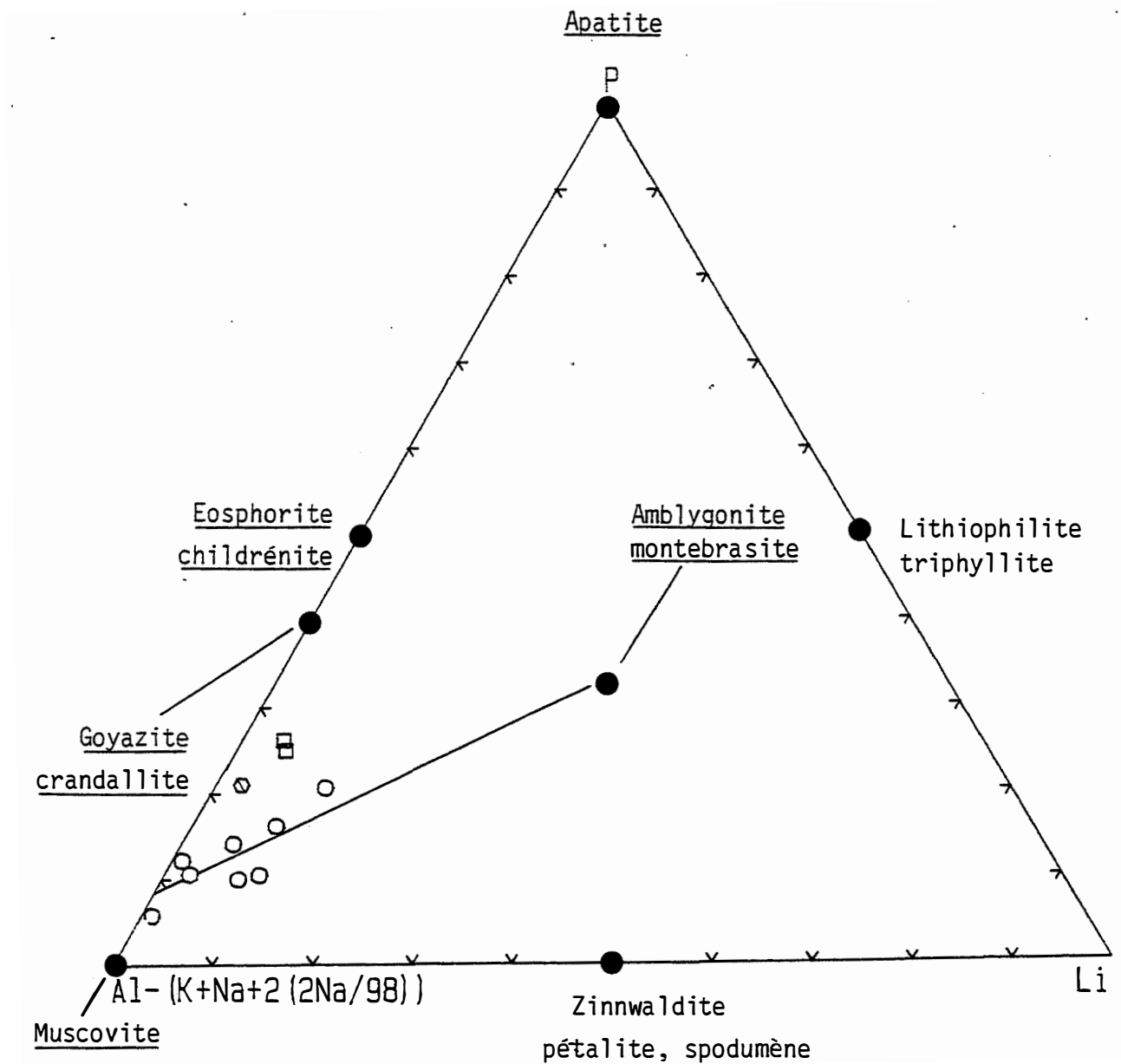


Figure VII-14 : Le diagramme triangulaire $Al-(K+Na+2(2Na/98)),P,Li$ (composition moyenne estimée du plagioclase : An_2) montre que dans les aplopegmatites, Li est porté par les phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrasite. Les micas lithinifères sont absents.

6-8.3 Principales caractéristiques chimiques des aplopegmatites

Les aplopegmatites sont constituées par un matériel très leucocrate. Elles présentent les caractéristiques minéralogiques et chimiques, telles que la relative pauvreté en silice, des faibles teneurs en terres rares et éléments de transition et des teneurs élevées en alumine, sodium, phosphore, étain, niobium, tantale et lithium de certains granites à éléments rares du Massif Central français : granites albitiques de Montebras et d'Echassières (Aubert, 1969) ; rhyolite subvolcanique de Richemont (Burnol, 1974) ; granite albitique de Beauvoir (Cuney et al., 1985).

Les teneurs en Ba sont très basses sauf dans 98A (riche en Méga-FK). Les teneurs en CaO et Sr sont variables.

Le caractère fortement peralumineux des aplopegmatites de Seixoso est attesté par les faits suivants :

- les phosphates primaires de lithium sont des phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrasite et on note l'absence caractéristique des phosphates de lithium non alumineux de la série lithiophilite-triphyllite ;

- dans les aplopegmatites de Seixoso le principal minéral porteur de Be n'est pas le béryl ($\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$) mais le chrysobéryl (BeAl_2O_4) ce qui indique un milieu particulièrement riche en alumine ;

- la présence de l'andalousite.

Dans le diagramme $[\text{Al}-(\text{K}+\text{Na}+2(2\text{Na}/98))]$, P, Li où l'on a considéré que la composition moyenne du plagioclase était An2, les points représentatifs des aplopegmatites définissent une droite entre un pôle alumineux riche en muscovite et contenant un peu d'apatite et un pôle lithinifère correspondant aux phosphates de la série amblygonite-montebrasite. Ceci confirme l'absence de micas lithinifères : Li est porté par les phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrasite.

6-8.4 Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées

MgO est légèrement lessivé dans les roches albitisés. TiO_2 a donc été choisi comme indice de différenciation dans cette partie de l'évolution en raison de son comportement inerte au cours des altérations hydrothermales et en raison de ses variations relatives importantes.

Le trend qui conduit du granite modérément peralumineux G2 aux granites fins en lentilles à contact diffus dans G2 (Gfin.VP) servira de point de comparaison. Ces granites Gfin.VP ont un caractère leucocrate très marqué et des teneurs en constituants compatibles presque aussi basses que celle des termes les plus évolués (apogranites) des granites fins peralumineux.

Dans un premier temps, nous n'avons utilisé que les éléments parfaitement inertes, c'est-à-dire Ti, Nb, P_2O_5 , Zr et Cr lors des altérations hydrothermales des granites fins peralumineux (fig. VII-15).

Les aplopegmatites de Seixoso, prolongent l'évolution définie par les granites fins peralumineux associés. Cette relation est particulièrement claire dans le cas de Zr qui a un caractère compatible très marqué : les aplopegmatites sont très appauvries en Zr et présentent un rapport Zr/TiO_2 identique à celui des granites. On remarquera qu'une

FACIES = G2 (○) Fane (●) Gfin.La (□) Gfin.VP (◇) Tuff.Ma (▲) Verr.Ma (△)

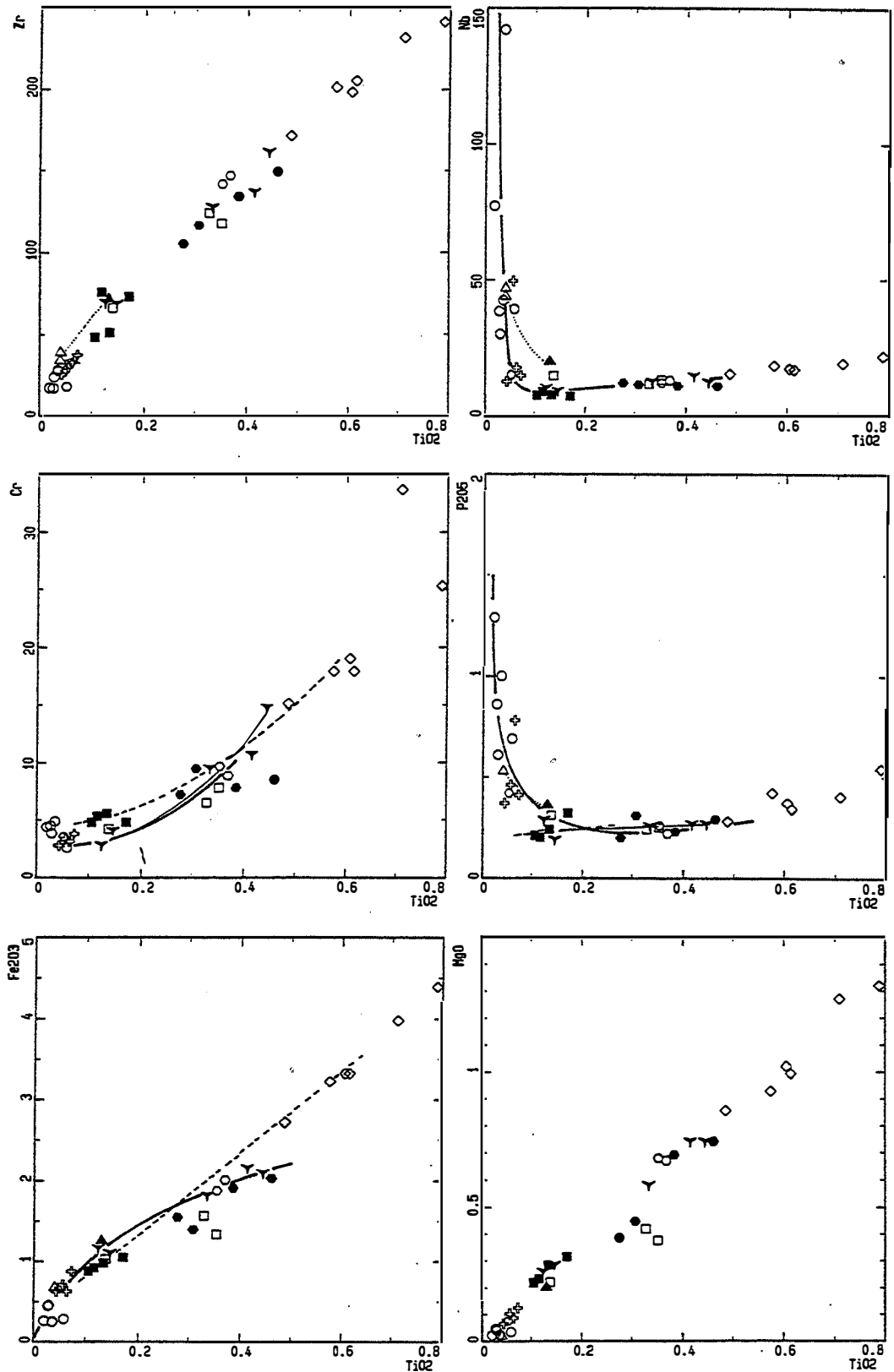


Figure VII-15 : Tendances évolutives (trait gras) à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées. Sont indiqués le trend (trait pointillé) conduisant des tuffs (Tuff.Ma) aux obsidiennes peralumineuses (Verr.Ma) de Macusani au Pérou (Pichavant et al., 1987) et le trend (trait discontinu) conduisant du granite modérément peralumineux G2 aux granites fins en lentilles associés (Gfin.VP). TiO_2 est préféré à MgO comme indice de différenciation en raison de la plus grande précision du dosage par ICP à basses teneurs et en raison de son caractère inerte lors de l'albitisation et la greisénisation même prononcées.

Liste des symboles : voir figure suivante.

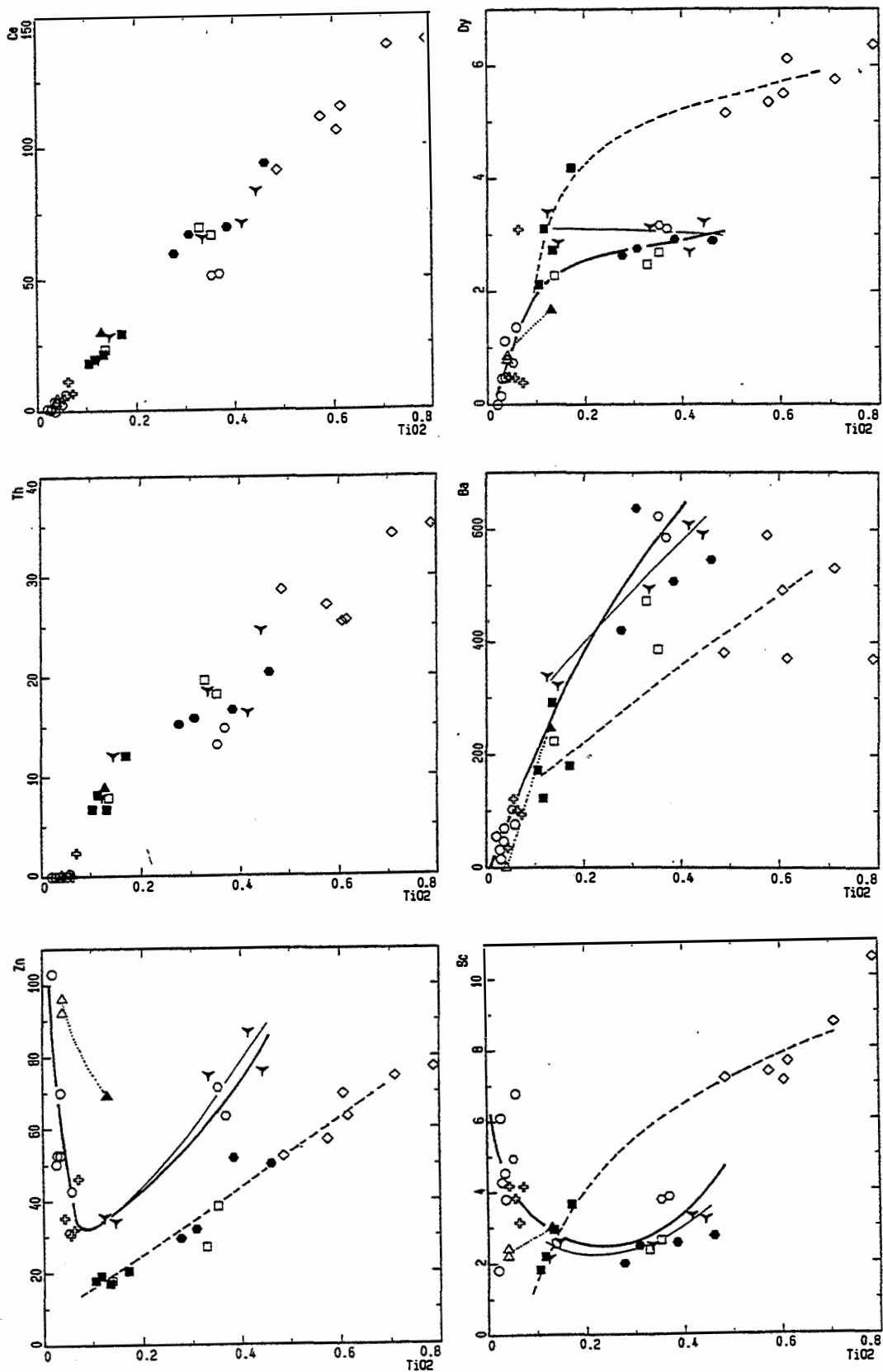


Figure VII-16 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.

Liste des symboles

- G2 : granite porphyroïde modérément peralumineux à biotite dominante. - Gfin.VP : granites fins en lentilles dans G2. - Intrusions de granites fins peralumineux intra-batholite de Celorico de Basto : Fafe, Fafe ; Gfin.Ca, Carvalho ; Gfin.Lu, Santa Luzia. - Intrusions de granites fins peralumineux péri-batholite de Celorico de Basto (secteur de Seixoso) : Seix, Seixoso ; Oute, Outeiro. - APsei : aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux du secteur de Seixoso.

FACIES = \diamond G2 ∇ Fafe \bullet Sfin.Ca \square Gfin.Lu \blacksquare Sfin.VP \circ Seix \oplus Oute \circ APsei
 \blacktriangle iuff.Na \triangle Verr.Ma

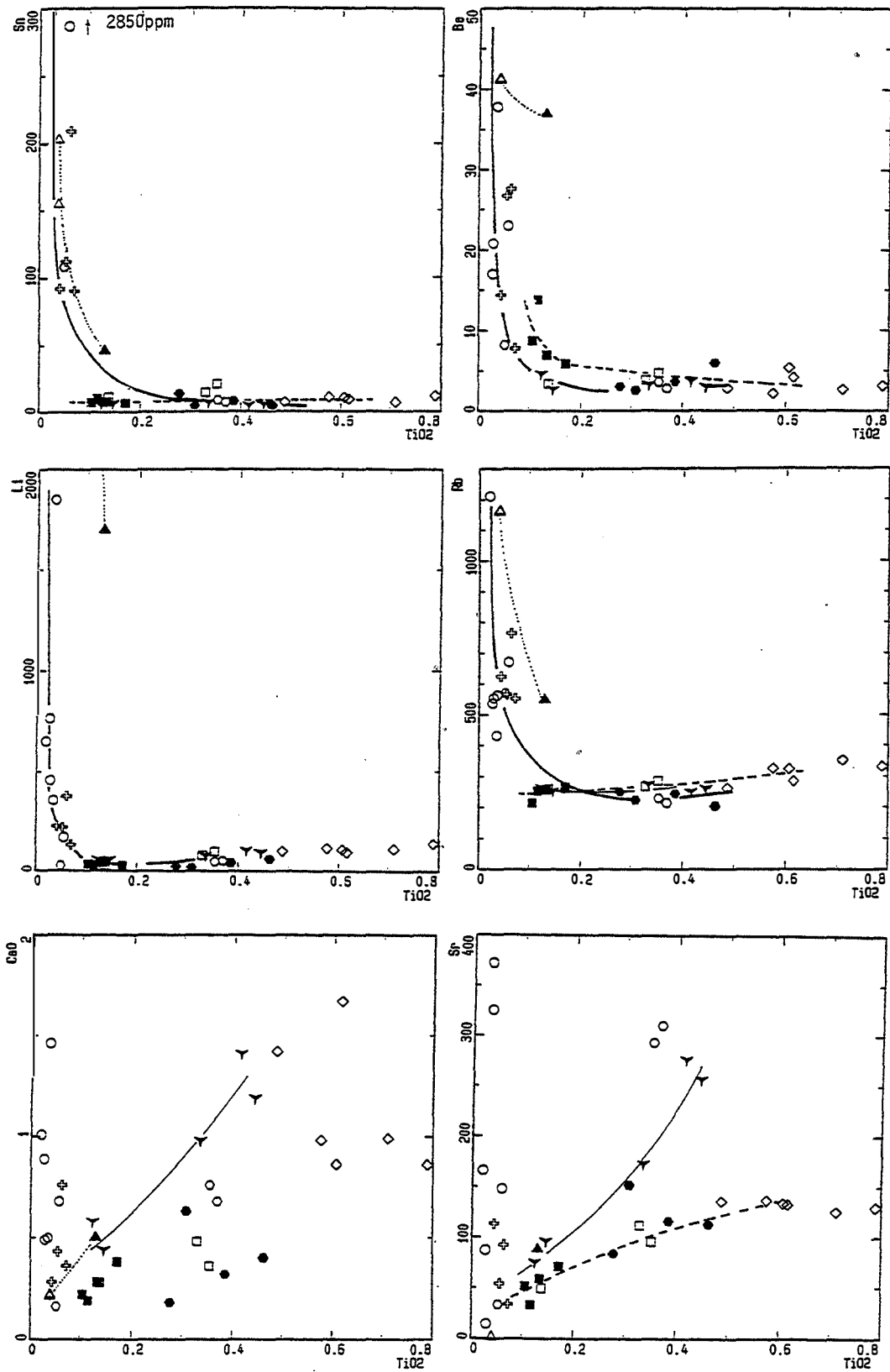


Figure VII-17 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.

PAl2O3 = \diamond Gc ∇ 278 \bullet Gfin.La \square Gfin.LU \blacksquare Gfin.VP \circ Seix \oplus Oute \circ APS81
 \blacktriangle Tuff.Ma \triangle Verr.Ma

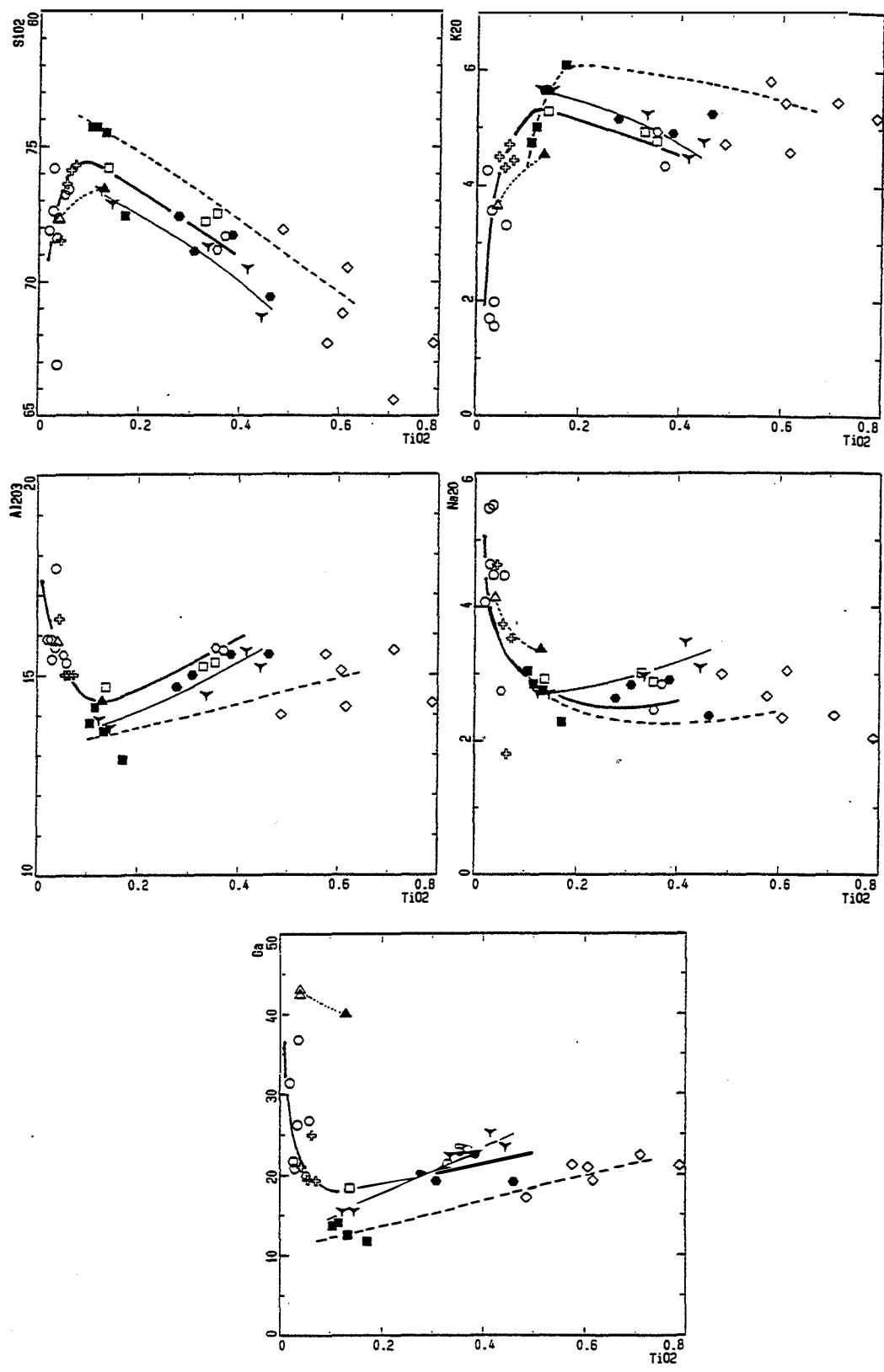


Figure VII-18 : Tendances évolutives à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées.

origine des aplopegmatites par altération (albitisation) de termes plus ou moins évolués des granites fins peralumineux est incompatible avec la conservation du rapport Zr/TiO_2 parallèlement à un appauvrissement en Zr et Ti ; il faudrait alors envisager une forte augmentation de volume. Les mêmes observations peuvent être faites pour Cr.

Nb et P_2O_5 s'enrichissent dans les liquides au passage entre les faciès à biotite dominante des zones profondes des stocks de granites fins peralumineux et les apogranites des zones apicales. Pour ces éléments, les aplopegmatites prolongent simplement l'évolution amorcée par les granites fins peralumineux en s'enrichissant fortement en Nb et P_2O_5 . La transition entre granites et aplopegmatites n'est donc qu'un prolongement de l'évolution définie par les différents faciès des granites fins peralumineux. La richesse en Nb (Ta) et P_2O_5 des aplopegmatites apparaît donc comme une conséquence de leur caractère extrêmement différencié.

Fe_2O_3 , MgO, les terres rares (fig. VII-15), Th et Ba (fig. VII-16) ont un comportement comparable à celui de Zr. Les aplopegmatites sont très appauvries en ces éléments à comportement compatible. Le caractère très différencié des aplopegmatites se marque par des valeurs relativement élevées des rapports Fe_2O_3/Fe_2O_3+MgO et $MnO/MnO+Fe_2O_3$: ces rapports augmentent régulièrement dans les granites fins peralumineux et de manière plus importante à partir de la transition entre faciès profonds et apogranites des intrusions de granites fins peralumineux.

Rb, Sn, Li et Be (fig. VII-17) s'enrichissent très fortement dès la transition entre faciès profonds et apogranites des stocks de granites fins peralumineux. Comme pour Nb et P_2O_5 , les aplopegmatites prolongent simplement cette évolution en s'enrichissant fortement en Rb, Sn, Li et Be.

Contrairement aux autres éléments de transition, Sc et Zn (fig. VII-16) perdent leur comportement compatible à la transition entre granites et aplopegmatites. Sc et Zn s'enrichissent en contraste flagrant avec l'appauvrissement accentué dans l'évolution qui conduit du granite modérément peralumineux G2 aux granites fins Gfin.VP associés.

Ca et Sr assez dispersés mais il semble y avoir un enrichissement en Sr à la transition entre granites et aplopegmatites. Nous reviendrons sur ce point un peu plus loin.

La transition entre granites et aplopegmatites se marque par un changement remarquable de comportement de SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O et Na_2O (fig. VII-18)

- SiO_2 montrent une nette tendance à la baisse alors que Al_2O_3 s'enrichissent dans les liquides en contraste flagrant avec l'évolution qui mène de G2 aux granites fins Gfin.VP. Cette dernière évolution est d'ailleurs celle classiquement observée dans les séries calco-alcalines banales ;

- K_2O baisse corrélativement à une hausse de Na_2O . Ces tendances sont nettes même en tenant compte des proportions variables Méga-FK/matrice albitique dans les aplopegmatites : L'échantillon 98A, riche en Méga-FK, intègre les mêmes tendances évolutives que les autres échantillons.

En conclusion, l'évolution de la composition des aplopegmatites de Seixoso est un simple prolongement de l'évolution constatée à la transition entre les faciès profonds à biotite dominante et les apogranites des stocks de granites fins peralumineux. Les aplopegmatites apparaissent comme des termes extrêmement différenciés des granites fins peralumineux. Un point remarquable à noter est l'appauvrissement en SiO_2 qui contraste avec l'évolution terminale des séries calco-alcalines. La transition entre granites fins peralumineux et aplopegmatites associées est marquée par le changement de comportement

de nombreux éléments qui deviennent nettement incompatibles. C'est le cas des éléments dont les cations sont fortement chargés (Ta^{5+} , Nb^{5+} , Sn^{4+}), de certains alcalins et alcalino-terreux rares (Li, Be) ainsi que de deux éléments de transition (Sc et Zn). Simultanément, ou un peu avant, P_2O_5 perd son comportement compatible et s'enrichit dans les liquides.

On remarquera que l'évolution assez particulière qui conduit des granites fins peralumineux aux aplopegmatites de Seixoso est pratiquement identique, seul le niveau de teneur de quelques éléments change, à l'évolution qui conduit des tuffs aux verres peralumineux de Macusani.

6-8.5 Fractionnement d'apatite et enrichissement en phosphore

P_2O_5 à un comportement nettement compatible tout au long de l'évolution qui conduit du granite modérément peralumineux G2 aux granites fins Gfin.VP associés en raison du fractionnement de l'apatite et de la monazite. P_2O_5 a le même comportement dans les granites fins peralumineux mais s'enrichit dans les liquides à la transition avec les aplopegmatites de Seixoso. En fait cet enrichissement est débute dès la transition entre les faciès profonds (à biotite dominante) et les apogranites des stocks de granites fins peralumineux.

Dans les magmas à l'origine des aplopegmatites, l'apatite cristallise précocement. Cette apatite magmatique est beaucoup moins abondante que les phosphates primaires de la série amblygonite-montebrazite qui cristallisent en même temps ou juste après elle. C'est une fluorapatite que l'on observe en inclusion dans les minéraux primaires du GSP. On remarquera qu'il n'existe pas d'apatite de composition intermédiaire entre cette fluorapatite magmatique et les hydroxylapatites hydrothermales tardives.

L'enrichissement en phosphore observé à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées n'est donc pas lié à une sous-saturation en apatite mais indique que l'on cristallise une moindre proportion d'apatite dans cette partie de l'évolution malgré les teneurs importantes en P_2O_5 .

D'un point de vue thermodynamique la solubilité de l'apatite dans un magma peut être exprimée par l'équilibre et la constante d'équilibre suivants :



avec $K_1 = [(a_{Ca_{melt}})^5 \cdot (a_{(PO_4)^{3-}_{melt}})^3 \cdot a_{(OH)^{-}_{melt}}]$ en considérant que l'activité de $Ca_5(PO_4)_3(OH)$ dans l'apatite est voisine de 1.

Une autre approche de la solubilité de l'apatite a été proposé par Watson (1979b) et confirmée par les travaux expérimentaux de Watson (1980), Green et Watson (1982). Elle se base sur l'hypothèse que la saturation d'un magma en un minéral accessoire est contrôlée par l'activité du constituant essentiel de ce minéral qui se trouve à la concentration la plus faible dans le magma. Dans le cas de l'apatite, on considère généralement que ce constituant dit "essential structural constituent" (Sun et Hanson, 1975) est P_2O_5 . C'est la concentration du magma en ce constituant qui est le facteur limitant la solubilité de l'apatite dans le magma. Harrison et Watson (1984) ont proposé un modèle dans lequel la saturation (solubilité maximale) en apatite dans les magmas métaalumineux augmente avec la température et avec la baisse de la teneur en SiO_2 du magma. La saturation en apatite ne dépend ni de la pression ni de la teneur en eau du magma et est exprimée par la concentration en P_2O_5 d'un magma saturé en apatite.

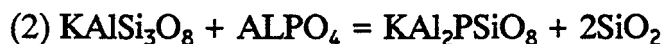
Dans les apogranites peralumineux du stock de Outeiro, les teneurs en P_2O_5 sont voisines de 0.5% alors que la teneur maximale en P_2O_5 à saturation en apatite et à teneur en SiO_2 équivalente est de moins de 0.1% à 800°C d'après le modèle de Harrison et Watson (1984). De plus, on remarquera que 800°C est une température beaucoup trop élevée pour ce type de granite. Des fortes teneurs en P_2O_5 ont été observées dans de nombreux granites peralumineux (Adam et Gagny, 1986 ; Charoy, 1986 ; Raimbault et Azencott, 1987 ; Pichavant et al., 1987, 1988 ; Mackenzie et al. 1988 ; Kontak, 1990) ce qui ne s'accorde pas avec le modèle de Harrison et Watson (1984) établi avec des compositions métaalumineuses. Très récemment, une extension du modèle de Harrison et Watson (1984) pour les compositions peralumineuses a été proposé par Pichavant et al. (1992) pour rendre compte de ces fortes teneurs en P_2O_5 . Ces auteurs montrent que pour une température donnée, la teneur maximale en P_2O_5 à saturation en apatite augmente avec le degré de saturation en alumine (rapport $Al/Na+K+2Ca$, noté A/CNK) qui peut, en première approximation, être considéré comme une mesure de l'activité de l'alumine dans le magma. Ils proposent, comme l'avait déjà proposé Montel et al. (1988), que la formation de complexes de type berlinite ($AlPO_4$), en raison de la forte activité de l'alumine dans les magmas peralumineux, est la cause de la plus grande solubilité de l'apatite. Cette différence de solubilité de l'apatite entre magmas peralumineux et magmas métaalumineux serait donc essentiellement due à la différence de spéciation du phosphore.

De nombreux auteurs ont mis en évidence l'influence de la composition et de la structure du magma sur la solubilité des minéraux accessoires dans les magmas. Ces auteurs utilisent généralement le modèle dit quasi-cristallin. En effet, au voisinage de leur liquidus, les magmas sont constitués de tétraèdres $(Si,Al)O_4$ reliés par des atomes d'oxygène (bonding oxygens ou oxygènes liants), l'ensemble s'organisant en réseaux tridimensionnels proches de ceux des feldspaths et du quartz (tectosilicates).

Gwinn et Hess (1989) montrent que dans les magmas métaalumineux ou peralcalins Al^{3+} se substitue à Si^{4+} dans les sites tétraédriques. L'équilibre des charges étant assuré par Na^+ , K^+ et Ca^{2+} . Dans ces magmas faiblement polymérisés, les espèces $(PO_3)^-$ (Mysen et al, 1981) ou $(PO_4)^{3-}$ (Nelson et Tallant (1984) sont possibles. Dans les deux cas l'équilibre des charges est assuré par Ca^{2+} ou Na^+ ou K^+ . D'après Mysen (1987) les phosphates de Ca sont les plus probables. Dans les magmas à l'origine des aplopegmatites ces phosphates de Ca étaient vraisemblablement présents puisque un peu de fluorapatite cristallise précocement.

Dans les liquides peralumineux ($A/CNK > 1$), où Na^+ , K^+ et Ca^{2+} ne sont pas suffisants pour assurer l'équilibre des charges si Al^{3+} est en position tétraédrique. Le rôle structural de Al a donné lieu à de nombreux débats. Mc Millan et Piriou (1982) considèrent que Al n'occupe que des sites tétraédriques et que l'équilibre des charges est assuré par des sites tétraédriques vacants ou par des défauts de structure. Dickenson et Hess (1986) proposent que Al en excès des alcalins est engagé dans une structure de type "tricluster", associé à un complexe Si-O-Al non équilibré électriquement. Gan et Hess (1992) précisent que ces structures de type "tricluster" peuvent être associées (structure notée $AlOSi$) ou non (structure notée $AlOAl$) à des tétraèdres SiO_4 . Sato et al. (1991) indiquent qu'une petite partie de Al en excès des alcalins est en coordination 5 ou 6 (sites octaédriques), lié à des non bonding oxygens ou oxygène non-liants (NBO) avec pour conséquence une dépolymérisation du magma comme le suggère Manning et al. (1980). La cristallisation dans les rhyolites à topaze peralumineuses de minéraux du type grenat ou topaze dans lesquels Al occupe des sites octaédriques (Christiansen et al., 1983) plaide en faveur de cette dernière hypothèse.

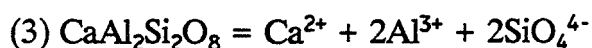
L'important est que dans les magmas peralumineux, P_2O_5 réagit avec Al en excès des alcalins pour former des complexes aluminophosphatés (isolés de la structure aluminosilicatée) de type berlinite ($AlPO_4$) (Mysen et al, 1981 ; Gan et Hess, 1992 ; Pichavant et al., 1992) ce qui explique la forte teneur en phosphore des feldspaths dans certains granites fortement peralumineux. En effet, le phosphore est introduit dans les feldspaths (voir VI-4 Le phosphore dans les feldspaths des aplopegmatites) suivant la substitution suivante (Simpson, 1977 ; London et al., 1990) :



La teneur en phosphore est donc en première approximation une mesure de l'activité du constituant berlinite dans le magma. La richesse en phosphore des feldspaths primaires des aplopegmatites de Seixoso indiquent une forte activité du constituant berlinite dans le magma ce qui explique la cristallisation magmatique des phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrazite dans les aplopegmatites.

En résumé, la cristallisation peu abondante de l'apatite qui entraîne l'enrichissement en P_2O_5 observé à la transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites associées serait lié au fait que l'espèce $AlPO_4$ est favorisé par rapport à l'espèce $(PO_4)^{3-}$ (associée à Ca^{2+}) dans les magmas fortement peralumineux.

Une autre explication a récemment été proposée par Béa et al. (1992). Ces auteurs suggèrent que l'enrichissement en P_2O_5 dans les termes évolués des suites peralumineuses est due à une forte solubilité de l'apatite liée à une faible activité du calcium. Cette influence de l'activité de Ca sur la solubilité de l'apatite avait été suggérée par Harrison et Watson (1984). Béa et al. proposent que l'activité de Ca dans un magma peralumineux est diminué en raison de la forte activité de Al (équation (3)) ce qui entraîne un déplacement de l'équilibre (1) vers la droite et donc une augmentation de la solubilité de l'apatite:



Ces auteurs sous-entendent donc que l'enrichissement en P_2O_5 n'est pas lié à la formation de complexes $AlPO_4$. Ce modèle ne peut être appliqué à notre cas puisque la saturation en apatite est atteinte tout au long de l'évolution qui conduit des granites fins peralumineux aux aplopegmatites de Seixoso.

6-8.6 Comportement contrasté de F et de Cl au cours de la différenciation

Le comportement contrasté de F et de Cl est en partie du à la nette différence de coefficient de partage entre magma et vapeur pour ces deux halogènes. L'affinité de Cl pour les fluides aqueux et sa faible solubilité dans les magmas font qu'il est fractionné par les minéraux hydroxylés précoces, contrairement à F qui montre une nette affinité pour les magmas (Manning, 1981) et qui se trouve concentré dans les termes les plus différenciés de la plupart des séries magmatiques.

Les teneurs en fluor des apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto augmentent avec le caractère différencié de ces derniers en accord avec les observations de Taborszky (1962). Cependant, on observe une légère baisse des teneurs en fluor des apatites au cours de la différenciation (précédant la transition avec les

aplopegmatites) des granites fins peralumineux en raison du fractionnement de l'apatite et de la biotite.

Le faible fractionnement de la biotite (pauvreté en Fe et Mg), le caractère essentiellement secondaire de la muscovite et la cristallisation en faible quantité de l'apatite dès la transition entre les faciès à biotite dominante des zones profondes des stocks de granites fins peralumineux et les apogranites des zones apicales sont quelques unes des raisons de l'enrichissement en fluor des aplopegmatites.

A ce faible fractionnement de F par les solides s'ajoute l'affinité de F pour les magmas (Manning, 1981). L'enrichissement en fluor est d'ailleurs attesté par la composition chimique de l'apatite des aplopegmatites (fluorapatite) et la composition des phosphates primaires de la série amblygonite-montebrosite.

6-8.7 Enrichissement en bore - Influence de la stabilité de la tourmaline

Les épontes des aplopegmatites sont systématiquement tourmalinisées alors que la tourmaline n'est jamais observée dans les aplopegmatites. Des observations similaires ont été faites par London (1986) dans le cas de la pegmatite de Harding. L'intense tourmalinisation des épontes des aplopegmatites indique que le magma à l'origine des aplopegmatites était riche en bore mais que cet élément n'a pas été fixé sous forme de tourmaline et qu'il s'est échappé probablement par l'intermédiaire d'une phase fluide (démixtion d'une phase vapeur riche en Bore). Dans ce cas, les teneurs en bore des aplopegmatites ne sont pas représentatives des teneurs primaires des magmas dont elles sont issues parce que la tourmaline n'a jamais été stable (au stade magmatique ou post-magmatique) dans les aplopegmatites malgré la richesse probable en B.

De nombreux facteurs semblent contrôler la stabilité de la tourmaline en dehors de la teneur en B.

-Pichavant propose que le rapport $^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$ des magmas augmente avec la pression. Les aplopegmatites ont cristallisé à faible pression (inférieure à 2kb) ce qui devrait favoriser la stabilité de la tourmaline puisque la coordination de B est III dans ce minéral. L'absence de tourmaline suggère que le rapport $^{10}\text{B}/^{11}\text{B}$ n'a pas été un facteur déterminant dans notre cas.

Foît et Rosenberg (1976) montrent que l'occupation du site Y (site 9b) de la tourmaline dépend en partie de la température. En effet, le volume de ce site diminue avec la température. Ceci suggère que les gros cations du type Fe^{2+} sont incorporés à plus haute température que les cations plus petits du type Al^{3+} . En d'autres termes la schorlite serait stable à plus haute température que les tourmalines de type elbaïte. Ceci est en accord avec le travail de Benard et al. (1985) qui montre que la tourmaline (variété schorlite) peut être une phase au liquidus des magmas peralumineux saturés en eau entre 1 et 3kb et les observations de Foord (1976) et London (1986) qui suggèrent que l'elbaïte ne se rencontre que dans les pegmatites miarolitiques où elle cristallise très tardivement. Seules les tourmalines de type schorlite peuvent donc théoriquement contrôler l'enrichissement ou l'appauvrissement en B dans le cas d'une évolution par cristallisation plus ou moins fractionnée.

Les aplopegmatites sont des roches très évoluées, très pauvres en éléments de transition. La pauvreté en Fe, Mg, Mn des aplopegmatites est la cause de l'absence de la tourmaline. La tourmaline n'était pas stable au stade magmatique et même au stade post-magmatique : le bore concentré dans la phase fluide extraite à la fin de la cristallisation des aplopegmatites n'est fixé qu'aux épontes riches en Fe, Mg des aplopegmatites.

La richesse initiale en bore des magmas aplopegmatitiques suggèrent qu'il n'y a pas eu de fractionnement de la tourmaline dans les magmas granitiques parents dont les apogranites des stocks de granites fins peralumineux sont des témoins. Ce qui semble avoir été le cas puisque la tourmaline, lorsqu'elle est présente, est post-magmatique dans les apogranites. Ainsi, dans le stock de Outeiro, la tourmaline est observée le long de zones verticales qui recoupent nettement le litage magmatique horizontal du stock de Outeiro : la tourmaline est post-litage magmatique donc secondaire. C'est probablement le long de ces zones, actuellement riches en tourmaline, qu'ont circulé des fluides riches en B à un stade post-magmatique. Ces fluides riches en bore (le partage du bore entre magma et phase vapeur coexistante se fait en faveur de la vapeur) étaient vraisemblablement des fluides extraits à la fin de la cristallisation des granites sous-jacents après l'extraction des liquides résiduels évolués enrichis en bore qui ont donné les aplopegmatites.

6-8.8 Origine de l'enrichissement en Sr

Les aplopegmatites de Seixoso ont des teneurs en Sr très variables et parfois très élevées.

Les échantillons riches en feldspath potassique sont riches en Ba, Rb, Pb et relativement pauvres en Sr. Les échantillon 181A et 29A ont un faible rapport K/Na et sont les plus riches en Sr et les plus pauvres en mégaphénocristaux de feldspath potassique (MégaFK) ce qui indique que le faible rapport MégaFK/matrice de certains échantillons est en partie responsable de leur richesse relative en Sr : Sr est porté essentiellement par le plagioclase. Ceci reste cependant insuffisant pour rendre compte de la richesse en Sr de certains échantillons qui contiennent des MégaFK en quantité que l'on peut considérer comme à peu près normale.

Etant donné l'âge hercynien des aplopegmatites de Seixoso, 1000 ppm de Rb devrait donner 5 ppm de Sr. Malgré leur richesse en Rb, la contribution du Sr radiogénique ne peut être que faible.

L'enrichissement en Sr des aplopegmatites pourrait être lié à des variations du coefficient de partage de Sr entre plagioclase et magma en raison de l'évolution de la composition de ce minéral. Les coefficients de répartition albite/magma proposés par De Waal (1986) ($D=0.4$) ou par Mackenzie et al. (1988) (0.31 à 0.41) sont nettement inférieurs à 1 et aux coefficients de répartition pour des plagioclases moins acides (Arth, 1976 ; Villemant et al., 1981 ; Shearer et al. (1987).

Les teneurs en Sr des albites saines (zones non hydrothermalisées) des aplopegmatites sont élevées. Dans les échantillons albitisés, les albites primaires perdent toute zonation (initialement An₄-An₀) et leur composition est celle d'une albite pure pauvre en Sr (voir 4-5 teneurs en phosphore des feldspaths altérés) : Sr est fixé sur place sous la forme de goyazite. La richesse primaire en Sr de l'albite ne s'accordent pas avec les faibles coefficients de partage de Sr entre plagioclase et magma proposés par Arth (1976), Villemant et al. (1981) et Shearer et al. (1987).

En fait, l'enrichissement en Sr est probablement dû au fait qu'on cristallise une moindre quantité de plagioclase dans cette partie de l'évolution. En effet, malgré la composition très acide du plagioclase, on observe un enrichissement en Na dès la transition granite-apogranite et aplopegmatites. La richesse en Sr des aplopegmatites est donc probablement un caractère primaire des magmas à l'origine des aplopegmatites.

Il faut remarquer qu'à cet enrichissement en Sr au stade magmatique se superposent l'effet de certaines altérations hydrothermales tardives. Dans les aplopegmatites de

- rhyolites calcoalcalines (Hildreth, 1981)
- rhyolites à topaze (Burtet et al. 1982 ;
Christiansen et al. 1983)
- Ongonites de Mongolie (Kovalenko et al., 1979)
- Ongonites de Zabaïkalié (Antipin et al., 1980)
- Aplopegmatites de Seixoso
- Tuffs et verres peralumineux de Macusani (Pichavant et al., 1987)

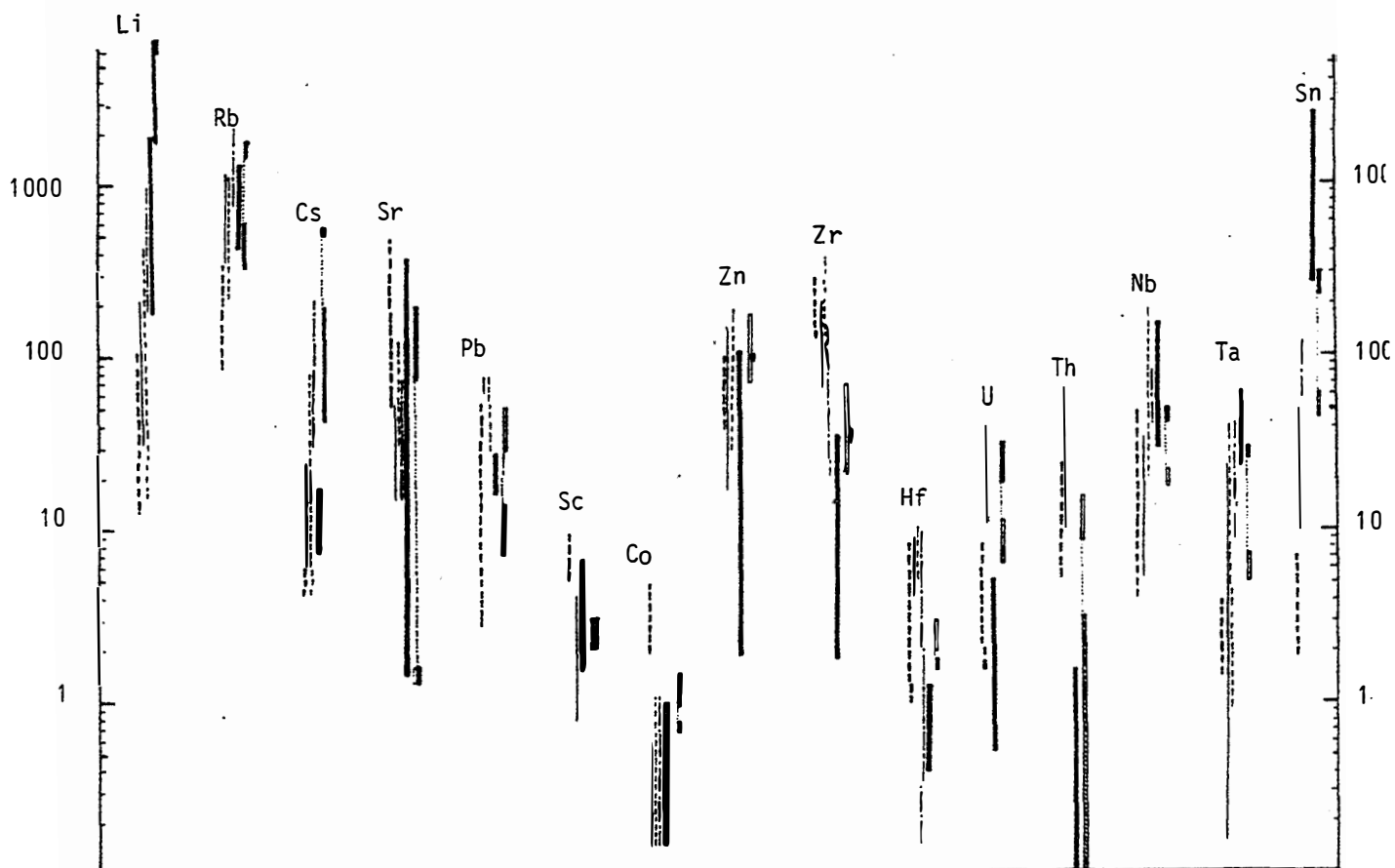


Figure VII-19 : Comparaison des aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux avec des équivalents volcaniques ou subvolcaniques probables. Les aplopegmatites diffèrent des rhyolites calco-alcalines et alcalines par leur richesse en phosphore. Leur composition est très proche de celle des obsidiennes peralumineuses de Macusani au Pérou (Pichavant et al., 1987) : teneurs en silice modérées, richesse en alumine, Sn, Nb, Ta, Li, F et pauvreté en Ca, en éléments de transition et en Zr, Th, Hf, U.

Seixoso, une apatite hydrothermale (hydroxylapatite) très tardive (cristallisation dans des microdruses) peut être localement abondante. Cette apatite peut rendre compte des teneurs élevées en Sr de certains échantillons qui d'autre part se caractérisent par une richesse anormale en CaO malgré la composition très acide du plagioclase.

6-8.9 Comparaison des aplopegmatites avec des équivalents volcaniques ou subvolcaniques probables

Les aplopegmatites sont des roches très évoluées riches en Sn (cassitérite), Nb, Ta (niobotantalates), Be (chrysobéryl), Li (amblygonite-montebrazite), F (amblygonite et fluorapatite) et pauvres en éléments de transition autres que Zn et Sc. Elles présentent une anomalie en Eu prononcée. Elles constituent probablement des équivalents plutoniques de certaines rhyolites très évoluées.

Dans la figure VII-19 ont été reportées les teneurs en un certain nombre d'éléments en traces des aplopegmatites de Seixoso, de quelques rhyolites calco-alcalines (Hildreth, 1981), de quelques rhyolites à topaze (Burt et al., 1982 ; Christiansen et al., 1983), des ongonites de Mongolie (Kovalenko et al., 1979) et de Zabaïkalé (Antipin et al., 1980) ainsi que des tuffs et obsidiennes peralumineux de Macusani (Pichavant et al., 1987).

Comparées aux rhyolites calco-alcalines, les aplopegmatites de Seixoso sont plus riches en Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Sn. Leurs teneurs en éléments de transition, et en Zr, Hf, U, Th sont inférieures à celles des rhyolites calco-alcalines.

Il faut toutefois remarquer que les teneurs en éléments traces des rhyolites calco-alcalines sont proches de celles des granites parents des aplopegmatites. Le caractère plus évolué des aplopegmatites peut-être à l'origine de l'essentiel des différences entre rhyolites calco-alcalines et aplopegmatites de Seixoso. Cependant, il reste quelques différences fondamentales qui sont le caractère peralumineux très marqué et surtout la richesse en phosphore des aplopegmatites de Seixoso et des apogranites associés comparé aux rhyolites calco-alcalines qui sont généralement métaalumineuses à légèrement peralumineuses et pauvres en phosphore.

Les aplopegmatites de Seixoso montrent de nombreuses différences de composition avec les rhyolites à topaze (Shawe et al., 1964 ; Burt et al., 1982 ; Christiansen et al., 1983). Celles-ci sont métaalumineuses à légèrement peralumineuses alors que les aplopegmatites de Seixoso sont peralumineuses. Les rhyolites à topaze sont très pauvres à dépourvues de phosphore alors qu'une des caractéristiques les plus remarquables des aplopegmatites est leur richesse en phosphore. Les rhyolites à topaze sont plus pauvres en Li, Nb, Ta, Sn et nettement plus riches en terres rares (en particulier en terres rares lourdes), en Pb, en Zr, Th, U, et Hf que les aplopegmatites de Seixoso. Les rhyolites à topaze présentent un spectre de terre rares plat (rapport La/Yb_n très faible) avec une anomalie négative en Eu très prononcée alors que les aplopegmatites présentent un net fractionnement entre les terres rares légères et les terres rares lourdes avec un rapport La/Yb_n relativement élevé et une anomalie en Eu moins marquée.

Les kéraatophyres à albite et topaze (ongonites) de Ongon Khairkhan en Mongolie sont considérés comme des équivalents subvolcaniques de certains granites albitiques riches en lithium, fluor et en éléments rares (Kovalenko et Kovalenko, 1976). Comme les aplopegmatites de Seixoso, les ongonites sont peralumineuses. Les ongonites sont légèrement plus riches en phosphore que les rhyolites à topaze et les rhyolites calco-alcalines mais restent nettement plus pauvres que les aplopegmatites de Seixoso. Les ongonites sont aussi riches en Nb, Ta, Li que les aplopegmatites. Les teneurs en Zr, Th, U, et Hf des

ongonites sont intermédiaires entre les rhyolites à topaze (riches en ces éléments) et les aplopegmatites très appauvries. Pour Sn, les ongonites sont là aussi intermédiaires entre les rhyolites à topaze et les aplopegmatites de Seixoso.

Les obsidiennes peralumineuses à andalousite de la région de Macusani (SE du Pérou) forment de rares intercalations dans des dépôts ignimbritiques essentiellement constitués de tuffs peralumineux. Pichavant et al. (1987, 1988a et b) considèrent que ces obsidiennes résultent de la forte différenciation par cristallisation fractionnée d'un magma dont la composition est proche de celle des tuffs associés. Ces obsidiennes semblent être des liquides résiduels de séries peralumineuses et sont considérées comme des équivalents volcaniques des magmas à l'origine des termes les plus évolués de certains granites à deux micas et de certaines pegmatites peralumineuses à métaux rares. Ces obsidiennes modérément siliceuses (environ $\text{SiO}_2=72\%$) et peu hydratées ($\text{H}_2\text{O}+ <0.5\%$ en poids) sont riches en alcalins et en alumine (environ $\text{Al}_2\text{O}_3=16\%$) et très pauvres en éléments de transition, en alcalino-terreux, en terres rares ainsi qu'en Zr, Hf, Th, Mo. Leur caractéristique la plus remarquable est leur richesse en P_2O_5 (0.5%), F (>1.3%), B_2O_3 (0.6%) et Li_2O (0.7%). Les obsidiennes peralumineuses de Macusani ont, de manière frappante, une composition pratiquement identique à celle des aplopegmatites de Seixoso.

En conclusion, les différences sont fortes entre aplopegmatites de Seixoso et rhyolites à topaze qui sont considérées comme des équivalents effusifs des granites anorogéniques de type A (Christiansen et al. 1983). Ces différences sont liées à l'affinité alcaline des rhyolites à topaze. Les aplopegmatites de Seixoso montrent de nombreuses similitudes avec les ongonites. Pour de nombreux éléments en particulier Zr, Th, U, et Hf qui s'enrichissent dans les séries alcalines ou subalcalines, les ongonites sont intermédiaires entre les rhyolites à topaze (riches en ces éléments) et les aplopegmatites de Seixoso très appauvries. La ressemblance entre aplopegmatites et obsidiennes de Macusani est frappante pour les éléments majeurs et en traces. Comme les aplopegmatites de Seixoso, les obsidiennes de Macusani sont riches en phosphore ce qui les distingue nettement des rhyolites calco-alcalines, rhyolites à topaze et ongonites. On remarquera que le trend qui conduit des tuffs aux obsidiennes de Macusani est comparable à celui qui mène des granites fins peralumineux aux apogranites et aplopegmatites de Seixoso. Les aplopegmatites de Seixoso peuvent donc être considérées comme des équivalents plutoniques des obsidiennes de Macusani qui sont des liquides résiduels de séries peralumineuses (Pichavant et al., 1987).

6-9 Conclusions

Les points représentatifs des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto définissent, dans le diagramme AlFM (fig. VII-1), un trend dont la courbure est caractéristique d'une suite d'affinité calco-alcaline. Ces granitoïdes se distinguent toutefois des granitoïdes calco-alcalins par leur caractère plus magnésien (rapport Mg/Fe plus élevé). Dans le détail, on note une légère discontinuité au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux.

La gamme de variation des teneurs en MgO des enclaves de G2 est identique à celle des granodiorites.

Les termes granitiques tardifs du batholite de Celorico de Basto (granite modérément peralumineux G2 et granites fins peralumineux) se situent dans le prolongement de l'évolution amorcée par les granodiorites tardives et leurs enclaves basiques pour les éléments à comportement compatible. C'est le cas des éléments de transition (sauf Sc et

Zn), et des éléments ou constituants compatibles en général. Ces éléments montrent une ligne évolutive simple depuis les gabbronorites jusqu'aux granites fins peralumineux.

La même relation est observée entre les granodiorites (et leurs enclaves) et les granites porphyroïdes à biotite dominante du batholite de Aregos-Amarante d'après les données de Albuquerque (1971, 1978). Toutefois, les granodiorites du batholite de Aregos-Amarante ne contiennent pas d'enclaves aussi basiques que celles observées dans les granodiorites du batholite de Celorico de Basto.

A partir des diorites mélanocrates (Dio2), qui sont les seules enclaves des intrusions de granodiorites dont la composition est proche de celle de liquides, deux évolutions possibles peuvent être distinguées à partir de l'évolution contrastée de certains éléments dans les granodiorites (évolution A) et dans les enclaves basiques à intermédiaires de G2 (évolution B).

En suivant l'évolution B, des diorites mélanocrates (Dio2) aux enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 on observe un enrichissement remarquable en Th, Zr, P₂O₅, Nb et en terres rares légères et intermédiaires. Les enclaves du granite G2 prolongent l'évolution amorcée par enclaves gabbronoritiques à dioritiques des granodiorites de Celorico de Basto pour ces éléments en contraste flagrant avec l'évolution constatée pour les granodiorites pour lesquelles ces éléments montrent soit un enrichissement nettement plus faible (cas de Th), soit une tendance à la stagnation, soit un appauvrissement dans le cas de TiO₂ et P₂O₅.

En suivant l'évolution A, un nombre restreint d'éléments montrent une discontinuité au passage entre les granodiorites et le granite modérément peralumineux G2 en raison de l'accumulation de la biotite dans les termes les plus magnésiens de G2. En tenant compte de ces processus d'accumulation, G2 prolonge l'évolution amorcée par les granodiorites et leurs enclaves basiques. Les granites porphyroïdes, modérément peralumineux (à biotite dominante) tardi à post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto présentent les mêmes caractéristiques chimiques que le granite G2.

Dans la partie granitique de l'évolution, Th, Zr, Hf, et les terres rares s'appauvrissent de manière continue et régulière.

Des discontinuités apparaissent pour deux éléments de transition (Zn et Sc), Y et les terres rares lourdes et intermédiaires au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux associés aux aplopegmatites. La plus flagrante est celle qui concerne Eu (fig. VII-2, VII-3). En effet, les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux se caractérisent par une faible anomalie en Eu qui contraste avec l'anomalie négative prononcée en Eu de G2 et des granites Gfin.VP qui en dérivent probablement par cristallisation "in situ".

Aucun élément ne montre d'enrichissement dans la partie granitique de l'évolution en amont de la transition entre les faciès à biotite dominante des zones profondes des stocks de granites fins peralumineux et les apogranites des zones apicales, pas même Ta et Nb. Seul Rb montre un très léger enrichissement. Cette transition, est marquée par le changement de comportement de nombreux éléments qui deviennent nettement incompatibles. C'est le cas des éléments dont les cations sont fortement chargés (Ta⁵⁺, Nb⁵⁺, Sn⁴⁺), de certains alcalins et alcalino-terreux rares (Li, Be) ainsi que de deux éléments de transition (Sc et Zn). Simultanément, ou un peu avant, P₂O₅ perd son comportement compatible et s'enrichit dans les liquides.

L'appauvrissement en SiO_2 des apogranites et des aplopegmatites contraste avec l'évolution qui conduit du granite modérément peralumineux G2 aux granites fins Gfin.VP associés et qui est d'un type banal dans les séries calco-alcalines.

L'évolution qui conduit aux aplopegmatites de Seixoso apparaît comme un simple prolongement de l'évolution constatée à la transition entre les faciès à biotite dominante des zones profondes des stocks de granites fins peralumineux et les apogranites des zones apicales. Les aplopegmatites sont des termes extrêmement différenciés des granites fins peralumineux et peuvent être considérées comme des équivalents plutoniques des obsidiennes de Macusani qui sont des liquides résiduels de séries peralumineuses (Pichavant et al., 1987).

II Discussion et modélisation

1 Identification des processus pétrogénétiques à l'origine des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto

L'augmentation des teneurs en lanthanides sans fractionnement différentiel important entre terres rares lourdes et terres rares légères, le faible fractionnement en Europium et la diminution (fortes variations relatives) des teneurs en éléments compatibles parallèlement à la baisse de MgO dans les enclaves basiques des granodiorites (dont la composition se rapprochent de celles de liquides) suggèrent que ces enclaves représentent un ensemble de liquides ayant évolué par cristallisation plus ou moins fractionnée.

Les enclaves gabbronoritiques des granodiorites présentent une accumulation des phases de cristallisation précoce (pyroxènes et plagioclase) dont le fractionnement est compatible avec l'évolution de la composition des liquides dans cette partie de l'évolution ce qui plaide en faveur de la cristallisation fractionnée.

A partir des diorites mélanocrates (Dio2) dont la composition semble proche de celle d'un liquide, deux évolutions possibles peuvent être distinguées à partir de l'évolution contrasté de certains éléments dans les granodiorites et dans les enclaves de G2. L'évolution A conduit aux granodiorites puis au granite modérément peralumineux G2 alors que l'évolution B conduit aux enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 puis à ce granite.

Pour tous les éléments inertes lors des rééquilibrages entre le granite modérément peralumineux G2 et ses enclaves basiques à intermédiaires, ces dernières prolongent l'évolution amorcée par les enclaves gabbronoritiques et dioritiques des granodiorites. L'origine indéniablement magmatique des enclaves du granite modérément peralumineux G2 suggèrent que ces dernières et les enclaves basiques des granodiorites sont des termes d'une même série magmatique.

Si l'on considère que les granodiorites représentent des liquides, les évolutions A et B doivent représenter deux branches divergentes à partir d'un même magma dioritique. Les différences nettes entre les évolutions A et B ne peuvent être dues qu'à des conditions physiques (P, P_{H_2O}, T°) de cristallisation radicalement différentes conduisant à la cristallisation d'assemblages minéralogiques différents et donc à des magmas de composition distinctes. Une autre possibilité est de considérer que les granodiorites ne représentent pas des liquides mais résultent d'un processus de mélange magmatique (origine hybride) entre des termes dioritiques de la série magmatique "gabbronorites", diorites, enclaves de G2 et un terme granitique du type granite modérément peralumineux G2. Cette seconde hypothèse rend bien compte de l'hétérogénéité des granodiorites et de la continuité entre elles et le granite modérément peralumineux G2.

Le granite modérément peralumineux G2 et les granites porphyroïdes de la série intermédiaire se caractérisent par une anomalie prononcée en Eu qui ne résulte pas d'un problème d'échantillonnage, puisque elle a un caractère systématique. Les échantillons prélevés par Pereira (1987), Albuquerque (1971, 1978) dans le secteur étudié ou dans des secteurs voisins, sur ce type de granite présentent toujours cette anomalie prononcée en Eu.

L'anomalie en Eu des granodiorites augmente avec leur caractère leucocrate ou leur teneur en MgO. L'anomalie en Eu des granodiorites mélanocrates est identique à celle des diorites mélanocrates (Dio2) alors que celle des granodiorites leucocrates est intermédiaire entre celle des diorites mélanocrates et celle du granite modérément peralumineux G2. Ceci est cohérent avec l'hypothèse selon laquelle les granodiorites résultent de la différenciation des diorites mélanocrates (Dio2) ou avec l'hypothèse d'une origine hybride

pour les granodiorites. Dans ce dernier cas, les granodiorites résulteraient d'un mélange magmatique entre un pôle basique de composition proche de celle des magmas à l'origine des enclaves de diorites mélanocrates (Dio2) et un pôle acide de composition voisine de celle de G2. Dans les deux cas il existe un lien génétique évident entre le granite modérément peralumineux G2 et les enclaves basiques des granodiorites.

Les leucogranites du type granites fins peralumineux tardifs du batholite de Celorico de Basto sont généralement considérés comme des magmas anatectiques d'origine purement crustale, plus rarement comme des termes différenciés de magmas basiques mantelliques ou de granites (ou granodiorites) d'anatexie plus "basiques". Plusieurs modèles sont proposés dans la littérature pour expliquer les variations de composition dans ces leucogranites selon leur origine présumée.

White et Chappell (1977) considèrent certains granites peralumineux comme des mélanges en proportions variables entre un liquide anatectique leucocrate avec des restites de fusion d'origine métasédimentaire qui concentrent les constituants réfractaires. Ce mécanisme rend bien compte des variations corrélées et approximativement linéaires de constituants réfractaires à comportement compatibles tels que TiO_2 et MgO dans les granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto. Remarquons toutefois que l'absence totale d'enclaves métasédimentaires et de minéraux pouvant être considérés comme des restites dans les granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto ne plaide pas en faveur de cette hypothèse. En tout état de cause, le mécanisme invoqué par White et Chappell (1977) n'est pas cohérent avec les variations de type exponentiel de Nb et P_2O_5 (inertes lors des altérations hydrothermales des granites) en fonction de MgO ou TiO_2 , dès la transition entre les faciès à biotite dominante des zones profondes des stocks de granites fins peralumineux et les apogranites des zones apicales.

Un autre mécanisme susceptible d'expliquer les variations de composition entre apogranites et aplopegmatites, c'est-à-dire, variations corrélées et approximativement linéaires des constituants réfractaires et variations de type exponentiel (en fonction de MgO ou TiO_2 , pour Nb, Sn, Li et P_2O_5 , est la fusion partielle à l'équilibre (voir Hanson (1978) par exemple). Suivant ce modèle les aplopegmatites et les apogranites seraient des liquides produits avec des taux de fusion très faibles dans le cas des aplopegmatites et un peu moins faibles dans le cas des apogranites un peu moins riches en éléments hygromagmaphiles. Ce modèle n'explique pas pourquoi cette évolution qui conduit des apogranites aux aplopegmatites s'enracinent parfaitement sur celle relativement longue qui conduit des termes les plus "basiques" aux termes assez différenciés des intrusions de granites fins peralumineux et qui se caractérise par un appauvrissement en pratiquement tous les éléments même ceux réputés incompatibles.

Il semble donc plus raisonnable d'attribuer les variations de composition observés depuis les termes les moins différenciés (sans préjuger de leur origine) des granites fins peralumineux jusqu'aux aplopegmatites à une différenciation par cristallisation plus ou moins fractionnée.

A taux de différenciation et à coefficients de partage équivalents, l'enrichissement en éléments incompatibles est plus important avec un processus de cristallisation fractionnée qu'avec un processus de cristallisation à l'équilibre (Raimbault, 1987). L'enrichissement important en Nb, en P_2O_5 et en Sn s'accorde donc mieux avec un processus de cristallisation fractionnée. La richesse en volatils des termes différenciés des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associés peut conduire à une viscosité suffisamment réduite pour permettre une ségrégation des minéraux.

2 Test de la différenciation par cristallisation pour les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de basto

2-1 Géométrie du domaine des compositions de liquides cogénétiques

Dans le cas d'une différenciation par cristallisation fractionnée, la géométrie du domaine des compositions chimiques des roches cogénétiques est donnée par les relations suivantes :

$$\text{On a : (1) } \begin{aligned} \log C_1 &= (D_1-1) \log F + \log C_1^0 \text{ pour l'élément 1} \\ \log C_2 &= (D_2-1) \log F + \log C_2^0 \text{ pour l'élément 2} \end{aligned}$$

Avec C_1^0 , concentration initiale de l'élément 1 dans le magma ; F, fraction liquide résiduelle ; D_1 , coefficient de répartition global instantané de l'élément 1 entre la fraction solide différentielle et le liquide (magma). $D = \sum E^j X^j \cdot D^{j/L}$ avec $D^{j/L}$ coefficient de partage pour l'élément considéré entre le minéral j et le liquide L et X^j la proportion de la phase j dans la fraction solide ($\sum E^j X^j = 1$) (Cocherie, 1984 ; Hanson, 1978).

$$\text{d'où : (2) } \log C_1 = p \log C_2 + C^{te} \text{ avec } p(D_2-1) = D_1-1 \text{ et } C^{te} = \log C_1^0 - p \log C_2^0$$

Sur un diagramme $\log(\text{élément 1})$ versus $\log(\text{élément 2})$, les points représentatifs des compositions des liquides cogénétiques dessinent des droites dans les domaines où D_1 et D_2 sont constants.

2-2 Différences de comportement entre les éléments en traces

La nature, la composition des minéraux accessoires et leur place dans l'ordre de cristallisation des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto permettent de distinguer deux types d'éléments en trace à comportement contrasté :

- les éléments en traces dont le comportement est contrôlé par les phases minérales majeures et qui ne sont jamais minéralogiquement exprimés quelle que soit la composition des granitoïdes. Ce sont les alcalins et les alcalino-terreux rares dont le fractionnement est assuré par le feldspath potassique et la biotite pour Rb et Ba ou par les feldspaths pour Sr, ainsi que les éléments de transition dont le fractionnement est assuré par les minéraux ferromagnésiens ;

- les éléments en traces tels que les lanthanides, Zr et Th dont le fractionnement est assuré par des minéraux accessoires dans lesquels ils sont des constituants essentiels sur tout ou partie du trajet.

2-3 Utilisation des éléments réellement en traces (alcalins et alcalino-terreux rares) et de la hiérarchie des coefficients de partage des éléments de transition en traces par rapport à Mg

Dans la partie granitique de l'évolution, le rôle prépondérant des minéraux accessoires (zircon, monazite) dans le fractionnement des lanthanides, de Zr et Th montre que l'on ne peut, dans celle-ci, utiliser les coefficients de partage définis pour les phases minérales majeures. C'est ce que constate également Gromet (1979) dans son étude sur le batholite des Peninsular Ranges et Fourcade (1981) dans l'étude du complexe calco-alcalin de

Querigut. Comme le souligne ce dernier, l'utilisation de la loi de Henry (loi des solutions diluées) et des coefficients de partage constants est difficilement applicable à ces éléments qui ne sont plus en traces et deviennent des constituants majeurs des phases minérales accessoires.

Pour toutes ces raisons nous utiliserons en priorité les éléments en traces du premier groupe, c'est à dire les alcalins, les alcalino-terreux rares et les éléments de transition en traces pour évaluer de manière qualitative les assemblages minéralogiques à fractionner.

Les sulfures peuvent jouer un rôle important dans le fractionnement des éléments de transition. Dans ces minéraux, les éléments de transition peuvent atteindre des teneurs élevées qui ne permettent plus en toute rigueur d'utiliser la loi de Henry et des coefficients de partage constants. Seules les enclaves gabbronoritiques des granodiorites contiennent de la pyrrhotite nickélique primaire. L'absence de phases, en dehors des enclaves gabbronoritiques, où les éléments de transition sont des constituants majeurs dans les granitoïdes étudiés permet de considérer que ces éléments respectent la loi de Henry et donc que les coefficients de partage sont constants pour une composition de magma donnée. Les éléments de transition sont essentiellement portés par les minéraux ferromagnésiens. Toutefois, l'ilménite et les oxydes ferrotitanés en général semblent jouer un rôle important dans le fractionnement des éléments de transition tels que Sc, V, Cr, Mn, Co et bien évidemment sûr Ti et Fe. Les coefficients de partage de ces éléments sont mal connus (Leemann et al., 1978) et leur rôle éventuel dans la différenciation des séries magmatiques sujet à controverses (Osborn, 1969 ; Leemann et al., 1978 ; Arculus et Wills, 1989). Nous ne tiendrons pas compte de ces minéraux peu abondants pour les éléments de transition en traces.

Les coefficients de partage dépendent généralement de la composition et des propriétés structurales du magma. Cependant, Matsui et al. (1977) montrent que près de l'équilibre, la hiérarchie des coefficients de répartition des éléments traces ou majeurs est essentiellement contrôlée par les structures cristallines hôtes et n'est que peu affectée par la composition des magmas. On peut donc évaluer qualitativement les assemblages minéralogiques à fractionner en utilisant la hiérarchie des coefficients de partage des éléments de transition par rapport à un élément de transition constituant majeur des minéraux ferromagnésiens. Nous avons choisi le magnésium puisque nous l'avons utilisé comme indice de différenciation dans l'étude des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto.

Nous avons donc tracé des diagrammes bilogarithmiques éléments de transition versus MgO où sont reportés les vecteurs visualisant l'effet de la cristallisation de l'olivine, de l'orthopyroxène, du clinopyroxène, de l'amphibole et de la biotite. La direction de ces vecteurs est déterminée en utilisant l'équation (2). Dans le cas où un seul minéral k cristallise, $X^k=1$ (proportion de la phase k dans la fraction solide): le coefficient de répartition global instantané entre la fraction solide différentielle et le liquide L est égal au coefficient de partage entre le minéral j et le liquide L . Les vecteurs visualisant l'effet de la cristallisation du quartz et des feldspaths ont une pente 1 : les teneurs en éléments de transition de ces minéraux sont pratiquement nulles.

En ce qui concerne les coefficients de partage des éléments de transition, nous utiliserons les données expérimentales de Matsui et al. (1977). Ceux-ci montrent qu'il existe des différences notables de fractionnement entre ces éléments ou entre les lanthanides dans le cas de la cristallisation d'olivine, de biotite, d'amphibole de type hornblende ou de clinopyroxène de type augite. Ces auteurs présentent un certain nombre de diagramme coefficient de partage-rayon ionique pour les minéraux d'un nombre limité de roches

volcaniques. Ces diagrammes montrent que (entre parenthèse est indiqué la valeur du coefficient de partage minéral/magma):

L'augite concentre Cr (4.22), puis Sc (2.92) préférentiellement à Mg (2.12), Mn (1.27), Co (1.12), Zn (0.41) et est enrichie en terres rares lourdes relativement aux terres rares légères.

La hornblende commune concentre Mg (4.8) et Sc (4.2) préférentiellement à Co (1.77), Cr (1.59), Mn (0.68), Zn (0.42) et est enrichie en terres rares lourdes relativement aux terres rares légères.

La biotite concentre Co (28.5) puis Mg (22.2), Cr (19) et Zn (20) préférentiellement à Sc (11.3) et Mn (5.95) et n'entraîne pas de fractionnement entre les terres rares.

L'olivine concentre Ni (non mesuré), Mg (8) et Co (5.17) préférentiellement à Mn (1.07), Zn (0.67), Sc (0.178) et est enrichie en terres rares lourdes relativement aux terres rares légères.

L'orthopyroxène, de type bronzite, concentre Mg (4.12) et Co (2.08) préférentiellement à Mn (1.44), Sc (1.23), Cr (1.2).

Une donnée importante apportée par cette étude est la différence de fractionnement de Sc relativement aux autres éléments de transition, Co ou Mg en particulier, suivant la nature sous-saturée ou saturée en alumine du minéral ferromagnésien qui cristallise. Ainsi, tous les ferromagnésiens sous-saturés en alumine (clinopyroxène et hornblende) concentrent Sc relativement aux autres éléments de transition (à l'exception peut être de Cr). Les autres ferromagnésiens (orthopyroxène, olivine, biotite) concentrent Co (et Ni pour l'olivine) relativement aux autres éléments de transition.

En ce qui concerne Ni pour lequel Matsui et al. (1977) n'apportent aucune donnée, nous utiliserons les données de (Hart et Davis, 1978). Ces auteurs montrent que dans les basaltes, les variations du rapport Ni/MgO sont essentiellement dues au fractionnement de l'olivine ; le coefficient de partage de Ni entre olivine et magma basaltique dépend essentiellement de la composition du magma et en particulier de sa teneur en MgO: ce coefficient de partage est d'autant plus fort que le liquide est peu magnésien. Nous utiliserons la valeur correspondant à MgO 8% en tenant ainsi compte du caractère cumulatif des gabbroïtes, c'est à dire $D(\text{olivine}/\text{liquide})_{\text{Ni}} = [12]$.

Le rôle des pyroxènes est loin d'être négligeable dans le fractionnement de Ni. Jensen (1973) montre que le coefficient de partage pour Ni entre augite et basalte alcalin est intermédiaire entre celui du Cr et celui du Sc (environ 3.5). Celui de Ni pour la bronzite est voisin de celui de Mg (environ 4)

Pour Rb, Ba, Sr, nous utiliserons les coefficients de partage compilés par Arth (1976) et Condie (1978) concernant l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, le plagioclase, le feldspath potassique et la biotite pour des compositions intermédiaires (dioritiques). Pour la hornblende nous utiliserons les coefficients de partage de Matsui et al. (1977).

Sur les diagrammes bilogarithmiques opposant deux alcalins ou alcalino-terreux ont été reportés les vecteurs visualisant l'effet de la cristallisation de l'olivine, l'orthopyroxène, le clinopyroxène, l'amphibole, le plagioclase, le feldspath potassique la biotite et le quartz en utilisant l'équation (2).

2-4 Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner

2-4.1 Trend 1 : enclaves basiques des granodiorites -granodiorites -granite G2

Cette partie est illustrée par les figures VII-20, 21.

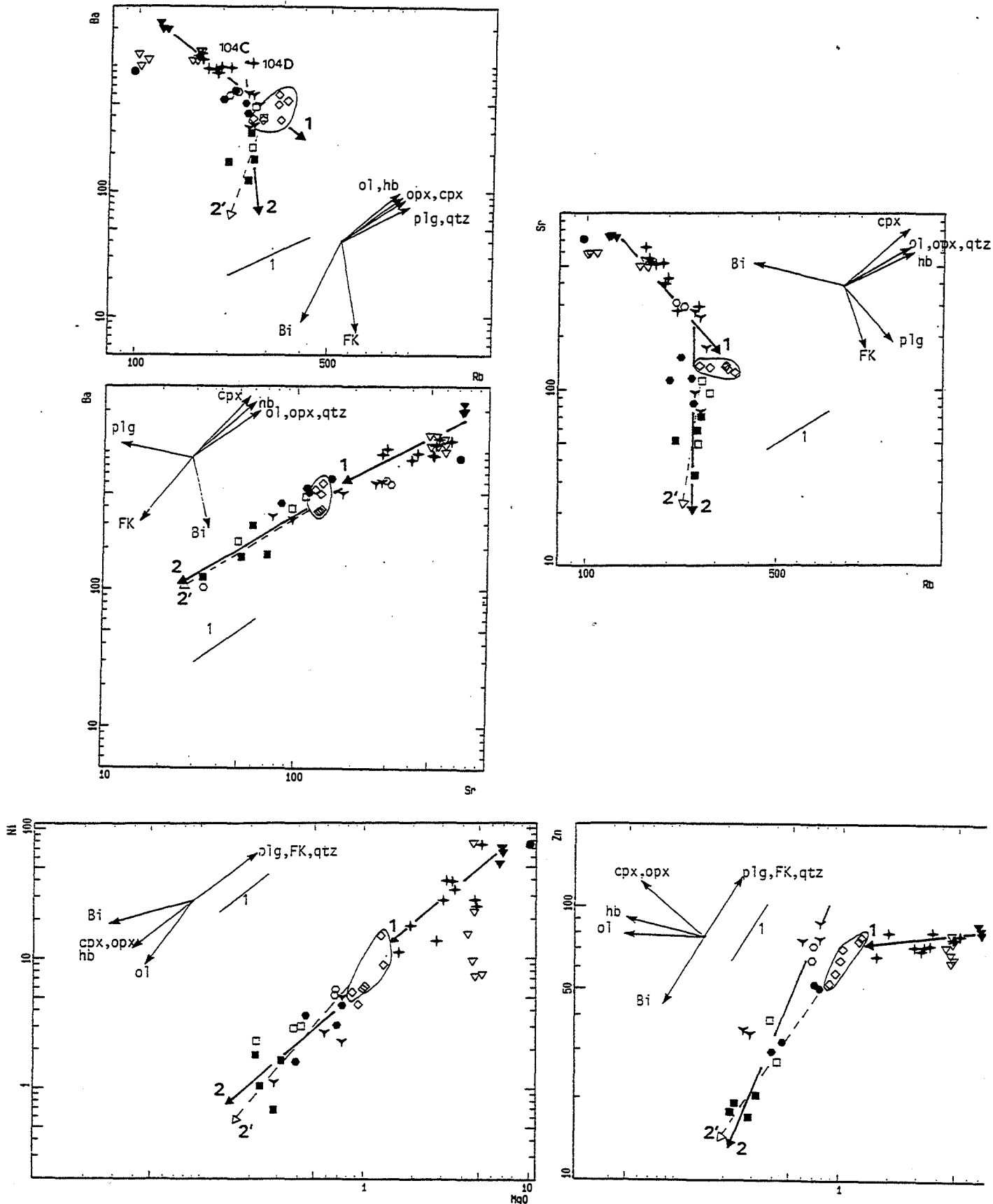


Figure VII-20 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner en utilisant d'une part, les éléments en traces qui ne sont jamais minéralogiquement exprimés (alcalins, alcalino-terreux rares) et d'autre part, la hiérarchie des coefficients de partage des éléments de transition en traces par rapport à un de ces éléments, en l'occurrence Mg, constitutif des minéraux ferromagnésiens. Sur les diagrammes bilogarithmiques sont reportés les vecteurs visualisant l'effet de la cristallisation des feldspaths, du quartz et de différents ferromagnésiens.

Trend 1 : enclaves basiques des granodiorites -granodiorites -granite modérément peralumineux G2 ; trend 2 : différenciation interne des granites fins peralumineux ; trend 2' : granite G2-granites fins associés Gfin.VP.

FACIES = ● Gabbro ▼ Dio1 ▲ Dio2 ◆ Gdio.Ca ◇ G2 ▼ Fafe ● Gfin.Ca □ Gfin.Lu
 ■ Gfin.VP ○ Seix

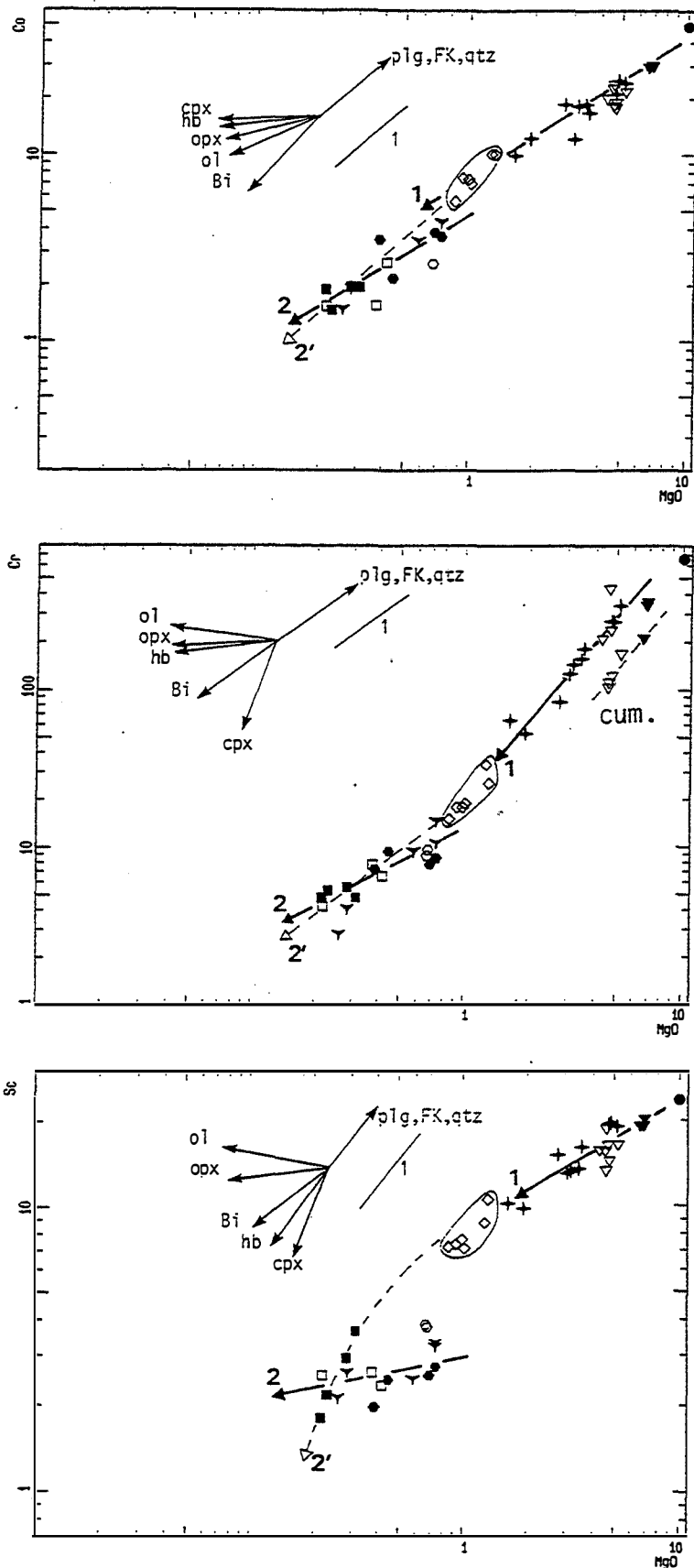


Figure VII-21 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner. Trend 1 : enclaves basiques des granodiorites -granodiorites -granite modérément peralumineux G2 ; trend 2 : différenciation interne des granites fins peralumineux ; trend 2' : granite G2-granites fins associés Gfin.VP.

Le comportement nettement compatible de Ba nécessite de faire intervenir la biotite et/ou le feldspath potassique. La pente du trend 1 dans le diagramme Ba-Sr nécessite de faire intervenir le plagioclase : plus la proportion de biotite est importante dans l'assemblage minéralogique à fractionner plus la proportion de plagioclase doit être importante. Notons que certaines granodiorites leucocrates à biotite seule s'écarte du trend 1 en raison de l'accumulation de plagioclase et de feldspath potassique (échantillons 104C et 104D). La pente du trend 1 dans les diagrammes ne permet pas d'apprécier le rôle éventuel de l'olivine des pyroxènes et de la hornblende dans cette partie de l'évolution.

MgO varie de 5.2 à 2% ce qui indique que les minéraux ferromagnésiens interviennent de manière importante dans l'assemblage minéral à fractionner. Le diagramme Cr versus MgO indique que le clinopyroxène intervient obligatoirement. En tenant compte de ce fractionnement du clinopyroxène, les diagrammes Co et Zn versus MgO montrent clairement que le fractionnement de la biotite doit être important. Ba s'appauvrit suivant le trend 1. Comme le feldspath potassique intervient peu (Pb, K₂O s'enrichissent), ceci implique un fractionnement relativement important de la biotite.

2-4.2 Trend 1': enclaves basiques des granodiorites -enclaves de G2 -granite G2

Cette partie est illustrée par la figure VII-22.

En raison des rééquilibrages entre enclaves et granite G2 hôte, il n'est pas possible d'utiliser les alcalins, les alcalino-terreux et de nombreux éléments de transition (Zn, Ni). Seuls Sc, Co, Cr sont utilisables.

Malgré cela, la pente du trend 1' dans le diagramme Co versus MgO montre clairement que la biotite a un rôle très important dans le fractionnement des éléments de transition. La pente du trend 1' dans le diagramme Cr versus MgO indique que le clinopyroxène intervient aussi de manière importante.

2-4.2 Trend 2 : différenciation interne des granites fins peralumineux

Cette partie est illustrée par les figures VII-20, 21.

Le diagramme Ba-Rb montre le rôle prédominant de la biotite et/ou du feldspath potassique dans cette partie de l'évolution. Le diagramme Sr versus Rb montre que les ferromagnésiens autres que la biotite n'interviennent probablement pas. La pente du trend 2 dans le diagramme Ba-Sr montre que le plagioclase joue un rôle important dans cette partie de l'évolution.

Le diagramme Zn versus Mg montre clairement que la biotite est le seul minéral ferromagnésien qui intervient dans cette partie de l'évolution. La faible pente du trend 2 dans le diagramme Sc versus MgO montre que les feldspaths et le quartz fractionnent de manière plus importante que dans la première partie de l'évolution (trend 1).

2-4.3 Trend 2' : granite G2-granites fins associés Gfin.VP

Cette partie est illustrée par les figures VII-20, 21.

Les pentes dans les diagrammes Ba versus Rb, Ba versus Sr et Sc versus MgO indiquent un fractionnement proportionnellement plus important pour le plagioclase et la biotite et moins important pour le feldspath potassique comparé à la différenciation interne des granites fins peralumineux.

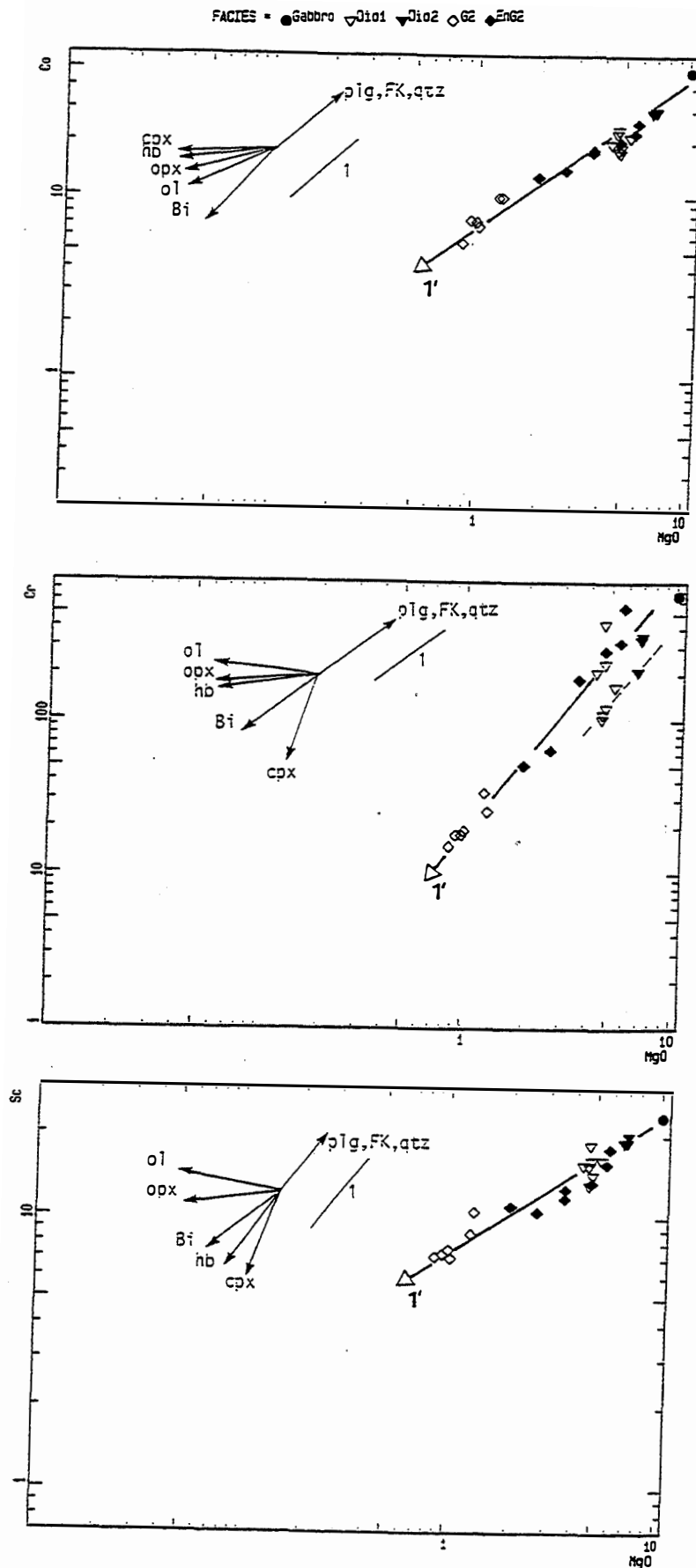


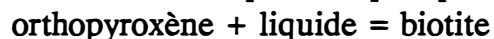
Figure VII-22 : Evaluation qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner. Trend 1': enclaves basiques des granodiorites -enclaves du granite modérément peralumineux G2 -G2.

2-5 Conclusions

Les pentes du trend 1 dans les différents diagrammes utilisés impliquent un fractionnement relativement important de la biotite si l'on considère que les granodiorites représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée. Un point capital à noter est que ceci est en contradiction totale avec l'augmentation continue et régulière des teneurs en Li et du degré de saturation en alumine (A/CNK) puisque la biotite est un minéral peralumineux.

Ces contradictions montrent que les granodiorites ne représentent pas un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée. Cette augmentation du rapport A/CNK et l'enrichissement en Li ne sont plus contradictoires avec la baisse du contenu en biotite dans les granodiorites si l'on considère que ces dernières sont des mélanges entre un magma basique dioritique métaalumineux et un magma acide peralumineux et relativement riche en Li de composition proche de celle du granite modérément peralumineux G2. La richesse en Li est d'ailleurs une des caractéristiques les plus remarquables de ce granite.

Les pentes du trend 1' dans les différents diagrammes utilisés impliquent un fractionnement relativement important de la biotite dans les enclaves du granite G2 en accord avec la cristallisation abondante et précoce de la biotite dans les enclaves gabbrodioritiques des granodiorites. De même le rôle important joué par le clinopyroxène est cohérent avec sa cristallisation abondante dans les enclaves basiques des granodiorites. L'absence de fractionnement de l'orthopyroxène dans les enclaves de G2 alors que ce minéral participe à la paragenèse précoce des enclaves gabbrodioritiques peut simplement être liée à une réaction péritectique opérant dès le stade dioritique :



L'impossibilité d'utiliser les alcalins, les alcalino-terreux et de nombreux éléments de transition en raison des rééquilibres entre enclaves et granite modérément peralumineux G2 hôte, ne permet pas de mettre en évidence d'éventuelles incohérences si l'on considère que les enclaves basiques des granodiorites et les enclaves de G2 représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée. A ce stade, cette hypothèse ne peut être exclue surtout si l'on tient compte de la remarquable continuité des variations de composition pour l'ensemble de ces enclaves et du granite G2 dans les diagrammes Sc, Co, Cr versus MgO.

Aucune contradiction n'apparaît entre les différents éléments suivant le trend 2. Les pentes de ce trend dans les différents diagrammes utilisés sont compatibles avec une évolution des granites fins peralumineux par cristallisation fractionnée dans laquelle interviennent, pour les feldspaths, le plagioclase et dans une moindre mesure le feldspath potassique, et pour les minéraux ferromagnésiens la biotite seule. La pente dans le diagramme Sc versus MgO indique un faible fractionnement de la biotite relativement aux feldspaths et au quartz.

Les granites fins Gfin.VP en lentilles dans le granite modérément peralumineux G2 peuvent simplement dériver de ce dernier (trend 2') par fractionnement de la biotite, des feldspaths et du quartz, c'est-à-dire la paragenèse actuelle de ce granite. Contrairement aux granites fins peralumineux le fractionnement de la biotite relativement aux feldspaths et au quartz doit être plus important.

Le diagramme Sc versus MgO montre qu'une dérivation des granites fins peralumineux à partir de G2 doit faire intervenir un minéral de type hornblende ou

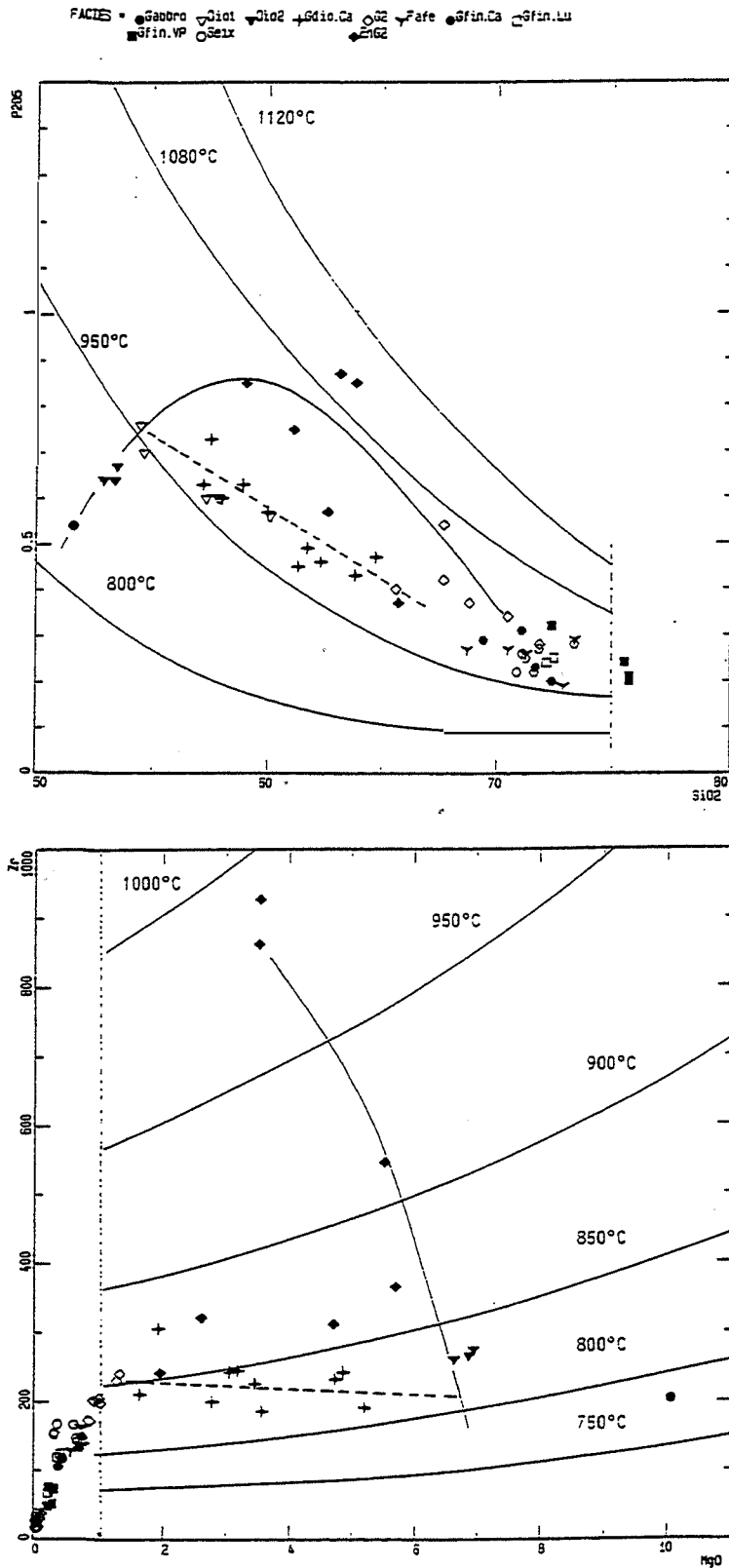


Figure VII-23 : Incohérences avec l'hypothèse d'une différenciation par cristallisation fractionnée pour les granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto. Utilisation des données expérimentales de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite en fonction de la température et de la teneur en silice des magmas et de Watson et Harrison (1983) sur la solubilité du zircon en fonction de la température et du rapport (en cations) $M = (Na + K + 2Ca) / (Al + Si)$ des magmas. Dans le cas des granodiorites et de leurs enclaves basiques, M est une fonction simple de MgO. On a donc effectué un changement de variable pour obtenir un diagramme solubilité du zircon versus MgO_{roche} en considérant que les variations de M en fonction de MgO étaient du même type pour les enclaves du granite modérément peralumineux G2.

clinopyroxène ce qui pourrait expliquer le fait que les termes les moins différenciés des granites fins peralumineux ont des teneurs en Zn au moins équivalentes à celle du granite G2 (diagramme Zn versus MgO).

Les termes les moins différenciés des granites fins peralumineux ont des teneurs en Cr nettement plus faible que celle du granite G2 (diagramme Cr versus MgO) ce qui indique que le clinopyroxène convient mieux que la hornblende.

La même légère discontinuité est visible entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux pour Co (diagramme Co versus MgO) ce qui est en contradiction avec le fractionnement du clinopyroxène ou de la hornblende. Il est donc difficile d'envisager un cogénéisme strict entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux.

3 Genèse des granitoïdes tardifs de Celorico de Basto

3-1 Les granodiorites

3-1.1 Origine hybride des granodiorites

Dans cette partie nous utiliserons les données expérimentales de Watson et Harrison (1983) sur la solubilité du zircon en fonction de la température et du rapport (en cations) $M = (Na + K + 2Ca) / (Al.Si)$ des magmas et celles de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite en fonction de la température et de la teneur en silice des magmas (fig. VII-23).

M est en fait une fonction simple du taux de saturation en alumine et de la teneur en silice des magmas. Le taux de saturation en alumine est un paramètre très sensible aux altérations hydrothermales et au rééquilibrages concernant Ca et les alcalins. Dans le cas des granodiorites et de leurs enclaves basiques, M est une fonction simple de MgO. On a donc effectué un changement de variable pour obtenir un diagramme solubilité du zircon versus MgO_{roche} en considérant que les variations de M en fonction de MgO étaient du même type pour les enclaves du granite modérément peralumineux G2. On rappelle que ces enclaves ont subi des rééquilibrages pour Ca et les alcalins avec le granite G2 hôte.

Le diagramme P_2O_5 versus SiO_2 montre qu'en suivant l'évolution A (enclaves basiques des granodiorites - granodiorites - granite modérément peralumineux G2), P_2O_5 devient nettement compatible à partir des diorites ce qui suggère que les magmas sont saturés en apatite dès le stade dioritique. Comme la cristallisation des suites magmatiques ne se fait pratiquement jamais au liquidus (magma + un solide) mais le long de courbes cotectiques ou péritectiques (magma + plusieurs solides), la teneur en P_2O_5 permet de caractériser la température à laquelle le liquide a été extrait si l'on considère que les granodiorites, leurs enclaves basiques et le granite modérément peralumineux G2 représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée.

Dans cette hypothèse, le diagramme P_2O_5 versus SiO_2 fait apparaître plusieurs anomalies :

- On observe une augmentation de la température d'extraction des granodiorites avec l'augmentation des teneurs en SiO_2 ou avec la baisse des teneurs en MgO. Les granodiorites les plus magnésiennes indiquent donc les températures les plus basses ce qui est clairement anormal, puisque la solubilité du magnésium augmente avec la température : la différenciation devrait conduire à des liquides de moins en moins magnésiens et de plus en plus froids ;

- La température d'extraction du granite modérément peralumineux G2 est supérieure à celle des diorites et des granodiorites les plus mélanocrates.

En suivant l'évolution B (enclaves basiques des granodiorites - enclaves basiques à intermédiaires du granite G2), les teneurs en P_2O_5 augmentent depuis les enclaves dioritiques des granodiorites jusqu'aux enclaves du granite modérément peralumineux G2 jusqu'à des teneurs nettement plus élevées que celles des granodiorites ce qui suggère que les magmas à l'origine des diorites et des enclaves n'étaient pas saturés en apatite.

L'habitus aciculaire des apatites montre que les enclaves basiques à intermédiaires du granite G2 ont cristallisé à partir d'un magma basique dont le refroidissement a été rapide (Wyllie et al., 1962). Les apatites sont toujours observées en inclusion dans tous les autres minéraux des enclaves et présentent toujours cet habitus aciculaire ce qui rend difficilement acceptable l'hypothèse d'une origine hydrothermale de l'apatite.

L'abondance de l'apatite dans les enclaves ne peut être due à un enrichissement au stade magmatique à partir du granite modérément peralumineux G2 hôte étant donnée la faible vitesse de diffusion du phosphore dans les magmas, et la trempe subie par les enclaves. Remarquons d'ailleurs que l'éventualité d'un enrichissement au stade magmatique, ne peut que confirmer que le magma à l'origine des enclaves n'était pas saturé en apatite.

Le comportement contrasté de P_2O_5 dans les granodiorites et dans les enclaves de G2 n'est pas due à une différence de composition chimique. En effet, les évolutions A et B s'enracinent dans les enclaves dioritiques des granodiorites tardives de Celorico de Basto.

Si on considère que les granodiorites et leurs enclaves basiques représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée, le comportement compatible de P_2O_5 à partir des enclaves dioritiques ne doit pas être lié à l'arrivée à saturation en apatite. Green et Watson (1982) ont proposé que l'apatite peut précipiter alors que la saturation en apatite n'est pas atteinte en raison de l'apparition de sursaturations locales au voisinage des interfaces magma-cristaux dans le cas où la vitesse de croissance de ces derniers est supérieure à la vitesse de diffusion du phosphore dans le magma. Ceci aura d'autant plus de chance de se produire que les cristaux seront sous-saturés en silice puisque la solubilité de l'apatite décroît avec l'augmentation de la teneur en silice des magmas. Green et Watson (1982) proposent que la vitesse de croissance du plagioclase peut être suffisamment élevé en présence d'eau. Cette explication est difficilement acceptable parce que dans les granodiorites, l'apatite est observé en inclusion dans tous les autres minéraux et on n'observe jamais d'inclusions en zone dans les plagioclases.

La seule explication simple au comportement particulier du phosphore consiste à considérer que les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 représentent des liquides issus de la cristallisation des diorites alors que les granodiorites représentent des termes hybrides résultat d'un mélange entre un pôle basique dioritique et un pôle acide de composition proche de G2. G2 est moins riche en apatite que les diorites ce qui explique la pente négative observée dans le diagramme P_2O_5 versus SiO_2 .

En résumé, l'hypothèse d'une origine hybride des granodiorites explique les faits suivants :

- les variations de composition dans les granodiorites sont pour la plupart des éléments du type linéaire. Dans tous les diagrammes inter-éléments, les granodiorites se répartissent entre un pôle basique de composition proche de celles de leurs enclaves de diorites

mélanocrates et un pôle acide de composition proche des termes les moins magnésiens (apparemment les moins cumulatifs) du granite modérément peralumineux G2 ;

- le diagramme P_2O_5 versus SiO_2 indique que, si l'on considère les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 et ce dernier comme un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée, la température d'extraction de G2 est inférieure à celle de ces enclaves. Ceci est en accord avec le caractère plus magnésien de ces dernières et contraste avec l'absence de cohérence entre les températures d'extraction des granodiorites si l'on considère qu'elles représentent un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée ;

- L'évaluation graphique et qualitative des assemblages minéralogiques à fractionner indique, si l'on considère les granodiorites comme un ensemble de liquides évoluant par cristallisation fractionnée, un fractionnement relativement important de la biotite (les teneurs en Ba et Zn baissent alors que le feldspath potassique intervient peu) ce qui est en contradiction totale avec l'augmentation continue et régulière des teneurs en Li et du degré de saturation en alumine (A/CNK). Ces variations de Li et de A/CNK sont normales si l'on considère que les granodiorites sont des mélanges entre un magma basique dioritique métaalumineux et un magma acide peralumineux et relativement riche en Li de composition proche de celle du granite modérément peralumineux G2. La richesse en Li est d'ailleurs une des caractéristiques les plus remarquables de ce granite ;

- En suivant l'évolution B (enclaves basiques des granodiorites - enclaves basiques à intermédiaires du granite G2), il apparaît une nette cohérence entre Th et les terres rares légères et intermédiaires en accord avec l'étude pétrographique et minéralogique qui montre que ces éléments sont pour l'essentiel portés par l'allanite puis la monazite (la monazite montre les mêmes proportions relatives en ces éléments que l'allanite mais à un niveau de teneur beaucoup plus élevé), ce qui n'était pas le cas dans l'évolution A ;

- De même, en suivant l'évolution B, Zr a un comportement incompatible jusqu'aux enclaves basiques à intermédiaires de composition intermédiaire en accord avec la cristallisation interstitielle, et donc tardive, du zircon dans les enclaves gabbro-noritiques et dioritiques des granodiorites ;

- Les granodiorites les plus mélanocrates qui apparaissent anormalement riches en terres rares légères s'intègrent parfaitement au trend défini par les enclaves du granite G2.

3-1.2 Choix des pôles du mélange magmatique

Nous avons testé l'hypothèse d'une origine hybride des granodiorites en prenant comme pôle basique du mélange une enclave de diorite mélanocrate (échantillon 157C) ne présentant pas de tendance cumulative, et comme pôle acide du mélange, un échantillon de granite modérément peralumineux G2 apparemment non cumulatif (échantillon 112A).

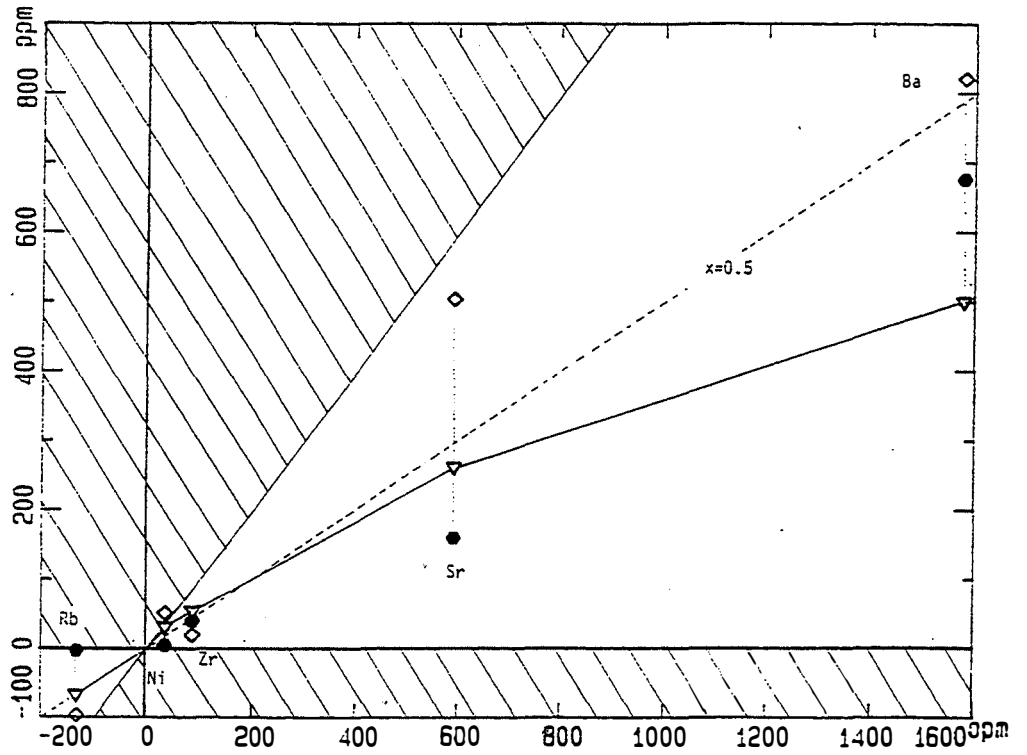
3-1.3 Test de mélange de Fourcade et Allegre (1981)

Nous avons appliqué le test de mélange de Fourcade et Allegre (1981) aux granodiorites tardives du batholite de Celorico de Basto.

Dans un processus de mélange simple entre deux pôles, tout constituant i doit vérifier l'équation :

$$C_i^m - C_i^A = x (C_i^B - C_i^A)$$

▽ 102B ◊ 104B ● 104D



▽ 102B ◊ 104B ● 104D

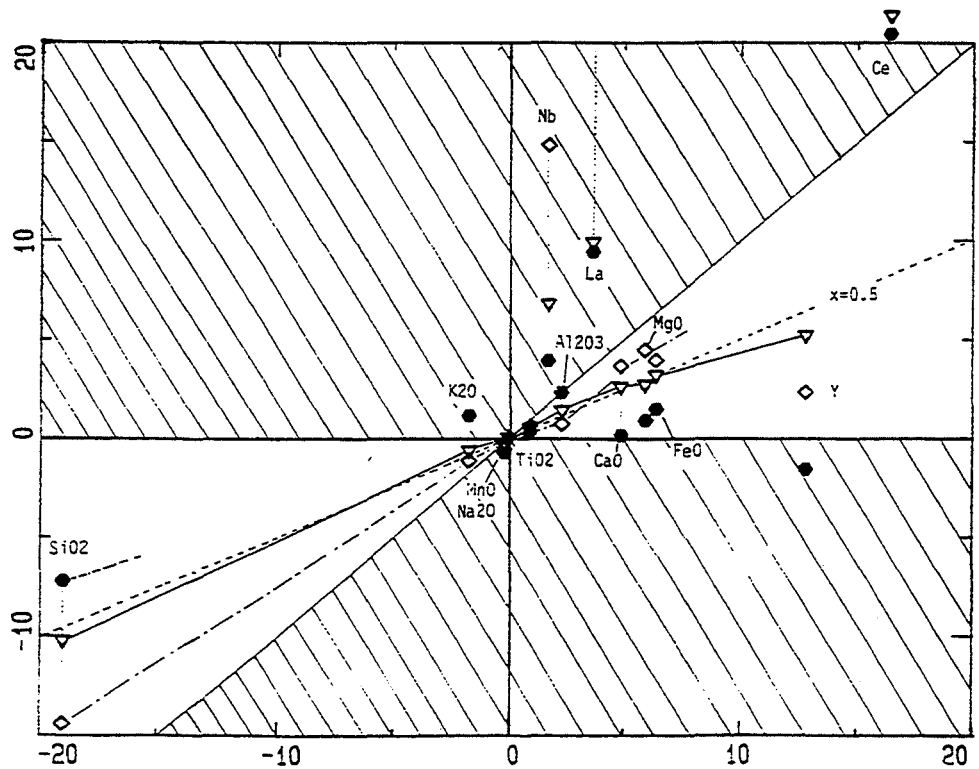
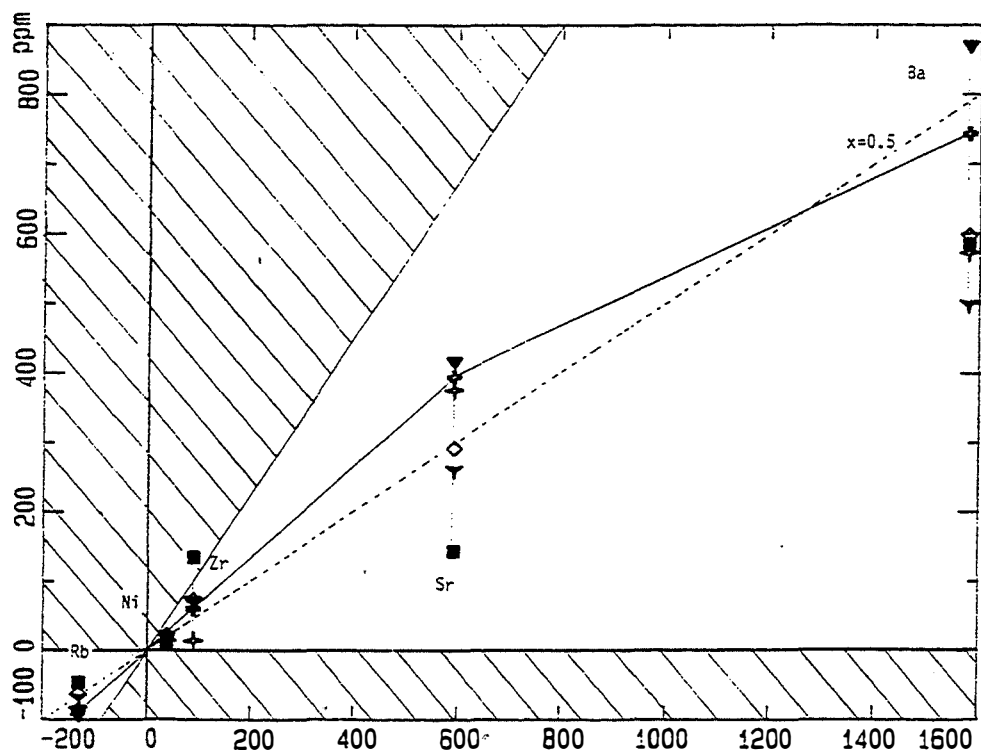


Figure VII-24: Test de mélange de Fourcade et Allegre (1981) pour les granodiorites de l'intrusion de Carvalho.
 Symboles: 104A,104B (*granodiorites mélanocrates*); 14A,102A,102B,102C,102D (*granodiorites intermédiaires*); 104C,104D (*granodiorites leucocrates*).

+14A ◊ 102A + 102C ▼ 102D ▼ 104A ■ 104C



+14A ◊ 102A + 102C ▼ 102D ▼ 104A ■ 104C

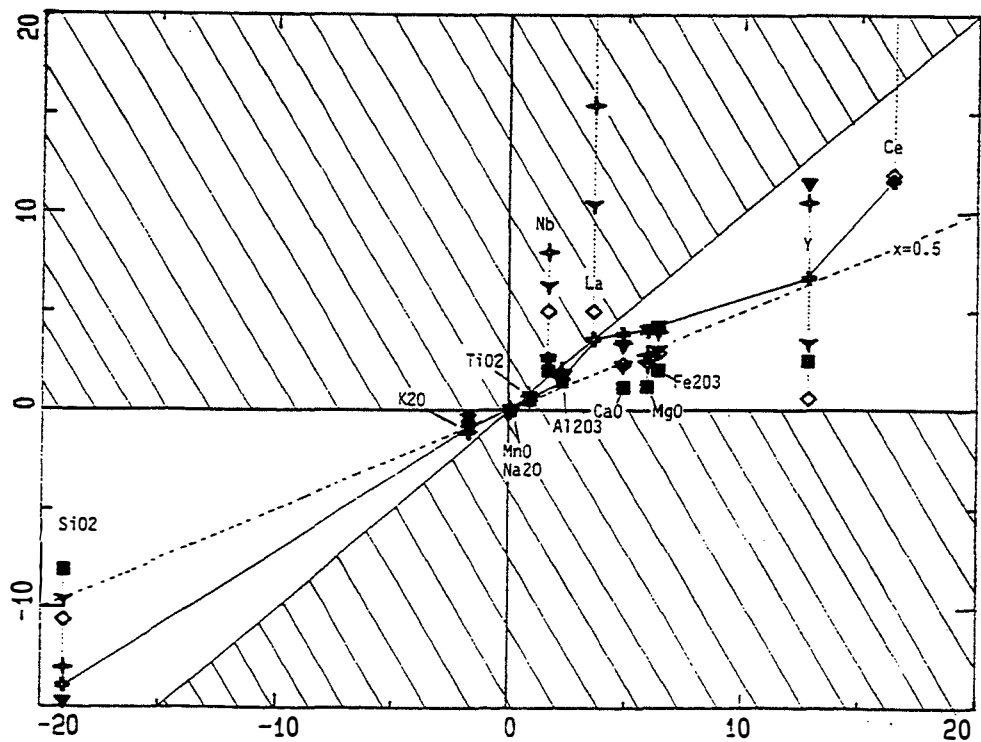


Figure VII-25 : Test de mélange de Fourcade et Allegre (1981) pour les granodiorites de l'intrusion de Carvalho. Mêmes symboles que la figure précédente.

où:

- C_i^m : Concentration de l'élément ou constituant i dans le mélange
- C_i^A : Concentration de l'élément ou constituant i dans le pôle A
- C_i^B : Concentration de l'élément ou constituant i dans le pôle B
- x : proportion du pôle B dans le mélange (x varie entre 0 et 1).

Dans un diagramme ($C_i^m - C_i^A$) versus ($C_i^B - C_i^A$) (fig. VII-24 et VII-25), les points représentatifs des différents éléments ou constituants entrant dans la composition du mélange (m) se disposeront selon une droite de pente x. Les deux domaines où le modèle de mélange simple n'est pas vérifié (surfaces hachurées sur les figures VII-24 et VII-25) sont délimités par la droite de pente 1 et par la droite de pente 0 (valeurs limites possibles pour x).

Dans le cas des granodiorites de Celorico de Basto, les pôles A et B représentent respectivement les pôles acide et basique du mélange.

Le modèle de mélange simple est vérifié pour tous les éléments majeurs sauf dans le cas d'un échantillon de granodiorite leucocrate (104D) à biotite seule qui présente des teneurs en K_2O et en Rb plus fortes que celle du pôle acide du mélange en raison d'une accumulation de la biotite et dans une moindre mesure du feldspath potassique (voir I,6-5.2) postérieurement au mélange.

3-1.4 Les mélanges font intervenir plusieurs magmas basiques différenciés

Le modèle de mélange simple est vérifié pour tous les éléments en traces à l'exception des terres rares légères et de Nb. L'anomalie pour ces éléments est beaucoup plus faible pour les granodiorites leucocrates ou de composition intermédiaire qui présentent les textures de mélange les plus abondantes, certains échantillons de ces granodiorites vérifient d'ailleurs le modèle pour tous les éléments en traces y compris pour La, Ce et Nb. L'anomalie pour ces éléments est d'autant plus forte que les granodiorites sont mélanocrates. Le modèle de mélange simple n'est donc pas vérifié pour les éléments qui s'enrichissent fortement dans l'évolution B (enclaves basiques des granodiorites -enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2). Il est d'ailleurs à noter que les granodiorites mélanocrates "anormales" s'intègrent parfaitement à l'évolution enclaves basiques des granodiorites -enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 ce qui suggère que les granodiorites sont des mélanges entre un pôle acide de composition relativement constante et des magmas basiques évoluant probablement par cristallisation fractionnée le long de l'évolution B.

3-2 Mise en évidence de la série basique de Celorico : enclaves basiques des granodiorites- enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2

3-2.1 Mode de gisement des différents termes de la série basique de Celorico

Les enclaves basiques des granodiorites d'une part, et les enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2 apparaissent donc comme des termes d'une même série basique dite série basique de Celorico.

On peut remarquer que les représentants de cette série sont conservés dans deux situations particulières :

- les termes intermédiaires qui présentent l'enrichissement le plus important en terres rares légères et intermédiaires, en Zr, Th, P_2O_5 ne se rencontrent qu'en enclaves trempées dans le granite modérément peralumineux G2. Le mode de gisement en essaims de ces enclaves suggèrent que les magmas à l'origine de ces enclaves se sont mis en place sous forme de dykes fragmentés lors des derniers mouvement de l'ensemble magma + cristaux à l'origine du granite G2. On remarquera qu'en toute rigueur, les enclaves du granite G2 contenant des xénocristaux provenant de ce dernier sont eux-mêmes des hybrides, bien que chimiquement plus proche des termes de la série basique de Celorico que de G2 ;

- les termes basiques de la série basique de Celorico ne sont préservés qu'en bordure des intrusions de granodiorites hybrides probablement en raison du refroidissement rapide, lié à la mise en place dans l'épizone, qui a limité la poursuite des processus de mélange au niveau final de mise en place.

3-2.2 Nature et origine des magmas parents la série basique de Celorico

Les termes intermédiaires de la série basique de Celorico sont caractérisés par des enrichissements remarquables en Zr, P, terres rares légères en accord avec la cristallisation tardive de l'apatite, du zircon et de l'allanite dans les enclaves dioritiques des granodiorites tardives de Celorico de Basto.

Les termes les moins différenciés de la série basique de Celorico sont les enclaves de gabbronorites. La légère accumulation des minéraux ferromagnésiens précoces (pyroxènes) qui caractérisent ces roches ne permet pas d'utiliser directement leur composition pour discuter de l'origine des magmas parents de la série basique de Celorico. Toutefois leur caractère cumulatif explique la préservation de la paragenèse anhydre (pyroxènes et plagioclase) caractéristique des stades précoces de la cristallisation des termes basiques de la série basique de Celorico. La nature et la composition des phases qui constituent cette paragenèse fournissent des données primordiales sur l'origine des magmas parents de la série basique de Celorico.

Le caractère cumulatif des enclaves gabbronoritiques plaide en faveur d'une évolution des liquides par cristallisation fractionnée. La richesse en chrome et le faible rapport Fe/Mg des pyroxènes indiquent que le magma basique à l'origine des enclaves gabbronoritiques est un basalte primitif peu différencié. De même ce magma était relativement riche en silice et ne pouvait être typiquement alcalin comme le montre les teneurs faibles en Ti, Al des clinopyroxènes. L'abondance de l'orthopyroxène ne permet pas d'exclure la possibilité que ce magma est une légère affinité alcaline comme le suggère les teneurs en Na un peu élevées des clinopyroxènes ; l'orthopyroxène est d'ailleurs une phase normale des magmas alcalins dès qu'ils sont saturés (Bédart et al, 1987 ; Léger, 1980). La période de cristallisation relativement longue des pyroxènes indiquée par la forte zonation en Cr montre que les magmas parents de la série basique de Celorico étaient initialement assez pauvres en eau.

La séquence de cristallisation des minéraux de la paragenèse précoce des enclaves de gabbronorites est clinopyroxène, orthopyroxène puis plagioclase. L'absence de l'olivine, qui est généralement la phase au liquidus des termes basiques des séries calco-alcalines, est remarquable et suggère que les magmas parents de la série basique de Celorico ont commencé à se différencier dans des conditions différentes de celle qui prévalent lors de la différenciation des séries calco-alcalines. On dispose de nombreuses données sur l'effet des conditions de cristallisation (pression, P_{H_2O}) sur les relations de phase des basaltes. Les données de expérimentales de Gust et Perfit (1987) sur un basalte magnésien primitif, de

Walker et al. (1979) et de Grove et Bryan (1983) sur des basaltes des rides médio-océaniques (MORB) montrent que jusqu'à 10kb la phase au liquidus d'un basalte magnésien primitif est l'olivine. A plus haute pression, la phase au liquidus est le clinopyroxène. A pression croissante, la séquence de cristallisation se modifie : (1) olivine, plagioclase, clinopyroxène entre 0 et 5Kb; (2) olivine, clinopyroxène, plagioclase entre 5 et 10Kb; (3) clinopyroxène, orthopyroxène, plagioclase au delà de 10kb. La disparition de l'olivine à haute pression est due au fait que le domaine de stabilité de l'olivine diminue au dépens de celui des pyroxènes quand la pression augmente (Kushiro, 1969; 1975). Cet effet est supprimé si P_{H_2O} est élevée (Kushiro, 1969; 1972; 1975) ou si la teneur en K_2O du magma est élevée (Meen, 1990).

La séquence de cristallisation des minéraux de la paragenèse précoce des enclaves de gabbronorites correspond donc à la cristallisation à haute pression (P_{totale} supérieure à 10Kb) d'un basalte primitif initialement assez pauvre en eau (faible P_{H_2O}) et en K_2O .

Une des caractéristiques remarquable des enclaves gabbronoritiques est leur richesse en biotite titanifère magmatique qui se distingue très clairement des phlogopites hydrothermales très pauvres en titane qui résultent de la rétro-morphose des pyroxènes. La richesse en titane de la biotite suggère une cristallisation à relativement haute température et à pression modérée puisque l'introduction de Ti est favorisée par la température et réduite par la pression (Forbes et Flower, 1974; Robert, 1976; Tronnes et al., 1985). Cette cristallisation à relativement basse pression contraste avec les conditions de cristallisation à haute pression de la paragenèse précoce des gabbronorites. Il semble donc que les magmas basiques à l'origine des enclaves gabbronoritiques ont commencé à cristalliser à haute pression dès leur lieu de production ou dans une chambre magmatique profonde puis qu'ils ont continué et terminé leur cristallisation à basse pression lors de leur mise en place finale à un niveau superficiel épizonal. La cristallisation précoce de la biotite par rapport à l'amphibole montre qu'après la cristallisation de la paragenèse anhydre des gabbronorites, les magmas de la série basique de Celorico avait déjà un caractère potassique (rapport K/Na élevé) marqué.

Les magmas produits par cristallisation à haute pression d'un basalte primitif initialement assez pauvre en eau et en K_2O diffèrent de ceux produits à plus basse pression par des rapports Ni/Mg, K_2O/SiO_2 et Sr/Ca plus élevés et un rapport Ca/Mg plus faible en raison de l'absence de fractionnement d'olivine et de la cristallisation tardive du plagioclase par rapport au clinopyroxène. Il est à noter que le rapport Ca/Mg des termes différenciés sera d'autant plus faible que la cristallisation de l'orthopyroxène aura été retardée.

Ces tendances évolutives déduites de la séquence de cristallisation de la paragenèse précoce des enclaves de gabbronorites sont cohérentes avec les caractéristiques chimiques des enclaves de diorites mélanocrates (dont la composition peut être considérée comme représentative d'un liquide) en ce qui concerne les teneurs en éléments compatibles et en K_2O . En effet, ces enclaves de diorites mélanocrates se distinguent des diorites calco-alcalines par des rapports Ni/Mg, K_2O/SiO_2 (caractère potassique) et Sr/Ca plus élevés et un rapport Ca/Mg plus faible (caractère magnésien et hypocalcique). Malgré le fractionnement de Ni par des sulfures de nickel (pyrrhotite nickélique cumulus dans les enclaves gabbronoritiques) le rapport Ni/Mg est légèrement plus élevé que celui des diorites calco-alcaline.

3-2.3 Affinité shoshonitique et contribution crustale pour la série basique de Celorico

Les magmas de la série basique de Celorico présentent des teneurs élevées, à la fois en éléments compatibles, et en éléments incompatibles, c'est-à-dire les terres rares légères, des éléments de grand rayon ionique K, Rb, Sr ou de forte charge U, Th, Hf, Zr et P. Comme nous l'avons vu, la richesse en certains de ces éléments incompatibles (P_2O_5 , Zr, Th et les terres rares légères) étaient déjà une caractéristique des magmas parents de la série basique de Celorico avant même leur différenciation et avant que ne se produisent les mélanges (à l'origine des granodiorites) avec des magmas acides de composition proche de celle du granite modérément peralumineux G2. Il faut remarquer que les laves basiques potassiques en général (shoshonites, certains lamprophyres, lamproïtes, kimberlites) présentent cette même particularité (Carmichael, 1967).

Une première hypothèse est de considérer que les magmas parents de la série basique de Celorico ont acquis cette richesse en éléments incompatibles lors d'une contamination crustale, avant leur différenciation. Dans le contexte de croûte épaisse indiqué par la séquence de cristallisation à haute pression de la paragenèse précoce des enclaves de gabbro-norite, ce type d'interaction est pratiquement inévitable, étant donné le déséquilibre chimique entre les basaltes et la croûte, ce qui explique la rareté des magmas dont la composition peut être considérée comme primaire dans ce type de contexte.

Les termes les moins différenciés de la série basique de Celorico ont des teneurs en éléments incompatibles nettement supérieures à celle d'un éventuel contaminant crustal banal. On peut donc exclure une simple assimilation de matériel crustal par un magma basaltique primitif pauvre en ces éléments.

Des fluides en équilibre avec la croûte et issus des réactions de déshydratation des roches métamorphiques peuvent être assimilés par un magma basaltique sous-saturé en eau. Une contamination de ce type peut entraîner des enrichissements en éléments mobiles tels que K, Rb mais peut difficilement expliquer la richesse en terres rares, Zr, Th, et P_2O_5 des magmas de la série basique de Celorico.

Le seul type de contamination crustale envisageable est une contamination sélective par diffusion entre magmas basaltiques banals et la croûte continentale. En effet, ce type de contamination peut conduire des magmas basiques, initialement pauvres en certains éléments incompatibles à être plus riches en ces éléments que le contaminant crustal lui-même ; la distribution d'un élément entre un basalte et un matériel crustal est contrôlée par sa diffusivité et par le gradient d'activité qui existe entre les deux milieux et non par une différence de concentration. Les coefficients de diffusion dans les solides étant faibles, le contaminant crustal doit être au moins partiellement fondu. La fusion pouvant d'ailleurs être induite par les magmas basiques dont la température excède largement la température de début de fusion des roches crustales communes.

Les travaux expérimentaux portant sur la diffusion entre magmas basaltiques et magmas acides montrent que celle-ci est limitée par la diffusivité relativement faible (environ $10^{-10} \text{cm}^2/\text{s}$) des constituants formateurs de réseau, c'est-à-dire SiO_2 et peut-être Al_2O_3 . Ce qui n'est pas vrai pour les modificateurs de réseau que sont les alcalins Na^+ et K^+ , dont la diffusivité est considérablement plus élevée que celle de SiO_2 ($3 \cdot 10^{-8} \text{cm}^2/\text{sec}$ à $10^{-5} \text{cm}^2/\text{sec}$ suivant les estimations). Dans tous les cas, l'interdiffusion se fait tant qu'il existe un contraste de structure, c'est à dire de teneur en SiO_2 , entre les deux types de magma. Il faut noter que la diffusivité élevée de K_2O , relativement à SiO_2 , en fait un meilleur indicateur d'une contamination crustale. Watson et Jurewicz (1984) ont montré

dans leur expérience d'interdiffusion entre magmas basaltiques et magmas granitiques que K_2O est fortement partagé en faveur des basaltes. Na a un comportement inverse en raison de sa plus faible activité dans les magmas granitiques. Les expérimentations de Watson (1976), Ryerson et Hess (1978) indiquent que les alcalino-terreux Ba et Sr sont partagés en faveur des magmas basaltiques. Les coefficients d'activité des terres rares et des éléments à cations fortement chargés tels que U, Th, Hf et Zr sont beaucoup plus faibles dans les magmas basiques que dans les magmas acides. La diffusivité de ces éléments étant plus élevée que celle de SiO_2 (Hofmann, 1980), un enrichissement d'un magma basique en ces éléments au contact d'un matériel crustal partiellement fondu est probable. Cette contamination ne peut avoir lieu que si les magmas basiques ne sont pas saturés en les minéraux accessoires dans lesquels ces éléments sont des constituants majeurs. Ce qui est vrai pour les termes peu différenciés de la série basique de Celorico où le zircon et l'allanite cristallisent près du solidus (cristallisation interstitielle).

Une contamination crustale sélective peut donc rendre compte des teneurs élevées en certains éléments incompatibles des magmas parents de la série basique de Celorico. Les contradictions majeures avec ce mécanisme concernent la richesse en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes et la richesse en phosphore des magmas parents de la série basique de Celorico. En effet, les coefficients de partage entre basalte et granite augmentent légèrement des terres rares légères aux terres rares lourdes parallèlement à la contraction lanthanidique (baisse du rayon ionique à numéro atomique croissant). Le phosphore est très fortement partagé en faveur des magmas basaltiques mais diffuse très lentement (Doremus, 1973 ; Watson, 1976).

Dans une seconde hypothèse, on peut envisager que les magmas parents de la série basique de Celorico soit le résultat de la démixtion, d'un magma plus basique en réponse à une baisse de pression par exemple. En fait, on se ramène au cas d'un partage des éléments entre un liquide acide et un liquide basique qui serait le magma parent de la série de Celorico de Basto. P_2O_5 est partagé en faveur du magma le plus basique et sa faible diffusivité n'est pas un problème dans ce cas. Il subsiste toutefois le problème de la richesse en terres rares légères par rapport aux terres rares lourdes. Il faut d'ailleurs remarquer qu'il n'existe aucun d'indice, comme les textures ocellaires caractéristiques de certains lamprophyres, indiquant qu'un processus d'immiscibilité se soit produit.

En bref, ni une hypothèse de contamination crustale tardive, ni une origine par démixtion d'un magma plus acide ne peuvent rendre compte de l'ensemble des caractéristiques, en ce qui concerne les éléments incompatibles, des magmas parents de la série basique de Celorico. La richesse en P_2O_5 et en terres rares légères est pour l'essentiel primaire, mais on ne peut pas exclure une contribution crustale tardive par contamination sélective pour les alcalins et pour les éléments incompatibles qui, dans le cas d'un contact entre magmas basiques et magmas acides, diffusent rapidement et sont partagés en faveur des magmas basiques.

Récemment, McKenzie (1989) a proposé que de tels magmas enrichis en éléments incompatibles pouvait être le produit d'une fusion à taux très faible (inférieure à 2%) d'un manteau, même appauvri, en proposant que l'extraction d'un magma mantellique était possible dans de telles conditions. Plus généralement, la richesse en éléments incompatibles est interprétée comme l'indice d'une contribution crustale. Sur la base des affinités à la fois mantellique et crustale, on peut proposer, par analogie avec ce qui est généralement accepté

pour les roches basiques potassiques, que les magmas parents de la série basique de Celorico soient issus d'un manteau subcontinental métasomatisé, à phlogopite, enrichi en éléments incompatibles, par recyclage de matériel crustal lors d'une phase de subduction ou en liaison avec des grands chevauchements intra-crustaux caractéristiques des chaînes de collision. On considère là, que la contamination crustale s'est exercée sur la source elle-même. Dans ce modèle, le manteau n'est pas simplement constitué de péridotites enrichies en éléments incompatibles. Il est hétérogène à l'échelle centimétrique à métrique et veiné par un matériel riche en éléments incompatibles, et caractérisé par une paragenèse ultramafique à phlogopite ou à clinopyroxène et pauvre en olivine, qui joue un rôle important lors de la genèse des magmas (Foley, 1992). Il faut remarquer que la relative pauvreté initiale en K_2O des magmas parents de la série basique de Celorico de Basto n'est pas contradictoire avec un rôle important joué par le phlogopite mais peut être liée, comme le propose (Larsen et Rex, 1992) pour certains lamprophyres relativement pauvres en K_2O du Groenland, à une genèse dans un milieu à rapport CO_2/H_2O assez élevé puisque le coefficient de répartition de K entre phlogopite et magma est plus élevé dans ces conditions. Le rapport CO_2/H_2O ne doit cependant pas être trop élevé puisque les magmas produits seraient sous-saturés en silice (Edgar et Vukadinovic, 1992 ; Foley, 1992) et à tendance alcaline (Eggler, 1974).

L'existence de roches volcaniques de composition comparable à celle des magmas parents de la série basique de Celorico serait une indication sérieuse pour une origine magmatique directe. L'ensemble des caractéristiques des magmas de la série basique de Celorico les rapprochent des roches volcaniques de la série absarokite-shoshonite-banakite. En effet, les shoshonites et les magmas de la série basique de Celorico présentent les mêmes caractéristiques, à savoir, l'absence d'enrichissement en fer, des teneurs en alcalins élevées avec un rapport K_2O/Na_2O supérieur à 1, un rapport Sr/Ca élevé, une pauvreté en TiO_2 , terres rares lourdes et une richesse en éléments incompatibles. Les shoshonites sont largement répandues dans certains arcs insulaires anciens ou actuels ainsi qu'en contexte orogénique le long des marges continentales actives. Une affinité shoshonitique pour les magmas parents de la série basique de Celorico s'accorde bien avec leur début de cristallisation à haute pression puisque les shoshonites apparaissent toujours en contexte de croûte épaisse. Toutefois, cette affinité shoshonitique ne rend pas compte du caractère très magnésien des magmas de la série basique de Celorico. De même, les shoshonites peuvent être très calciques (rapport MgO/CaO inférieur à 1) et présentent généralement un enrichissement nettement moindre en éléments incompatibles. De plus, les shoshonites sont relativement pauvres en Zr, alors que la richesse en cet élément est une des caractéristiques les plus remarquables des magmas de la série basique de Celorico. Les magmas de la série basique de Celorico ne peuvent donc être considérés comme des équivalents plutoniques directs de roches volcaniques shoshonitiques, il faut, pour rendre compte des divergences de composition, faire intervenir une contamination crustale, en particulier pour Zr, postérieurement à leur formation, qui s'accorde bien avec leur mise en place plutonique. Contrairement à P_2O_5 par exemple, une contamination sélective par diffusion est possible pour Zr qui diffusent assez rapidement et dont l'activité est élevée dans des magmas granitiques anatectiques, même à très faible concentration, puisque ces derniers sont saturés en zircon pour des teneurs de 100ppm en Zr (Watson et Harrison, 1983), alors que les termes peu différenciés de la série basique de Celorico sont sous-saturés en zircon.

3-2.4 Comparaison entre les termes dioritiques de la série basique de Celorico et les vaugnérîtes du Massif Central français

L'absence d'équivalence directe entre les magmas de la série basique de Celorico et des roches volcaniques nous a conduit à rechercher des roches plutoniques de chimisme, de minéralogie et de mode de gisement comparable. L'ensemble des caractéristiques chimiques des enclaves de diorites mélanocrates (dont la composition peut être considérée comme représentative d'un liquide) les rapprochent des vaugnérîtes qui sont des monzodiorites magnésiennes, potassiques et riches en phosphore avec des rapports K_2O/CaO et MgO/CaO supérieurs à 1 (Sabatier, 1980 ; 1984). Les vaugnérîtes sont connus en divers points de la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale et plus particulièrement dans le Massif Central français.

Comme pour les vaugnérîtes, la composition chimique particulière des enclaves de diorites mélanocrates se traduit par une minéralogie assez inhabituelle comparée aux diorites calco-alkalines. La paragenèse à biotite magnésienne, titanifère et peu alumineuse, amphibole magnésienne pauvre en alumine et titane, plagioclase, feldspath potassique et quartz interstitiels, apatite et allanite des enclaves de diorites mélanocrates est typiquement vaugnéritique. Il faut noter que sans leur caractère cumulatif, qui a limité la rétrogenèse de la paragenèse précoce anhydre en une paragenèse à amphibole et biotite, les enclaves gabbronoritiques auraient aussi une paragenèse typiquement vaugnéritique.

Péetrographiquement, les enclaves de diorites mélanocrates se distinguent des vaugnérîtes "communes" par l'absence d'indices, comme la présence d'inclusions de chromite dans l'amphibole (Sabatier, 1984), pouvant indiquer la présence d'anciennes olivines. L'olivine n'a d'ailleurs pas été observée dans les enclaves gabbronoritiques. Ces enclaves présentent par ailleurs une différence supplémentaire avec les vaugnérîtes qui est la présence de l'orthopyroxène.

Sur la base de leur richesse en K_2O et de leur rapport Sr/CaO élevé, une affinité shoshonitique a été proposée pour les vaugnérîtes par Michon (1987) ; les vaugnérîtes seraient des témoins plutoniques d'un magmatisme basique à affinité shoshonitique mis en place en contexte catazonal à mésozonal. Par ailleurs, une affinité lamprophyrique a été proposée par Sabatier (1980; 1984) sur la base de l'existence de roches (lampro-vaugnérîtes; Montel et Weisbrod, 1986) intrusives (dykes) ayant des caractéristiques intermédiaires entre les vaugnérîtes et les lamprophyres et et pour rendre compte des caractéristiques chimiques et minéralogiques des vaugnérîtes. Sabatier (1984), considère même les vaugnérîtes comme des membres à part entière du clan des lamprophyres calco-alkalins. Cette proposition est étayée par les nombreuses similitudes avec les lamprophyres, comme la coexistence de minéraux typiques des roches basiques et ultrabasiques tels que l'olivine (généralement altérée en pélite), la biotite magnésienne primaire et de minéraux typiques des roches acides évoluées tels que le feldspath potassique. De même, la composition des minéraux des vaugnérîtes en particulier la pauvreté en Al et Ti du clinopyroxène, la composition magnésienne de l'amphibole et sa pauvreté en Ti, sont des critères de reconnaissance des lamprophyres calco-alkalins (Rock, 1984, 1987).

Les seules différences notables entre les enclaves basiques des granodiorites et les vaugnérîtes sont purement minéralogiques et portent sur l'abondance de l'orthopyroxène, et la relative richesse en Ti et Al du clinopyroxène dans les enclaves gabbronoritiques ainsi que sur l'absence de l'olivine dans les enclaves gabbronoritiques et dioritiques ce qui nous permet d'ailleurs de ne pas retenir une affinité lamprophyrique pour les magmas de la série basique de Celorico telle qu'elle a été proposée par Sabatier pour les vaugnérîtes du Massif

Central. Une affinité shoshonitique telle que l'a proposé Michon (1987) s'accorde mieux avec les caractéristiques minéralogiques des termes dioritiques de la série basique de Celorico.

On ne peut, sur la base de ces seules différences de minéralogie, exclure une affinité vaugnéritique pour les enclaves basiques des granodiorites de Celorico de Basto puisque la découverte récente par Montel (1988), à la limite Sud du dôme anatectique du Velay (Massif Central français), de roches sans olivine et à orthopyroxène mais ayant toutes les caractéristiques chimiques des vaugnérites suggère que l'absence de l'orthopyroxène et la présence d'anciennes olivines ne sont pas des critères formels d'identification des vaugnérites.

La similitude avec les vaugnérites est d'ailleurs renforcée par des modes de gisements très comparables.

3-3 Genèse des granites porphyroïdes modérément peralumineux (à biotite dominante) du type de G2

Le granite post-tectonique modérément peralumineux et à biotite dominante G2 est chimiquement et pétrographiquement comparable aux granites porphyroïdes tardi à post-tectoniques (série intermédiaire) à biotite dominante qui constituent l'essentiel des batholites de Celorico de Basto et de Aregos-Amarante. Des processus d'accumulation différentielle entre ferromagnésiens et feldspaths sont à l'origine de l'essentiel de la variabilité chimique de ces granites.

Ces granites, qui correspondent en fait à des granodiorites et à des monzogranites (Streckeisen, 1976), font partie du groupe des granitoïdes calco-alcalins à biotite dominante (muscovite subordonnée) qui est le plus important en volume dans le segment ibérique hercynien (Capdevilla et al., 1973).

La présence de minéraux alumineux (muscovite et parfois silicates d'alumine) et le caractère peralumineux modéré de ces granites suggèrent de les rattacher au type S (fusion partielle de métasédiments) de Chappel et White (1974). En se basant sur la présence d'enclaves métasédimentaires, Albuquerque (1973, 1978) a proposé une origine par fusion partielle de matériel mésocrustal pour les granites porphyroïdes de Amarante-Aregos. Certaines de ces enclaves représenteraient, d'après cet auteur, des restites de fusion. L'auteur base cette interprétation restitique sur la présence d'enclaves doubles. La plupart des enclaves sont caractérisées par la paragenèse quartz, plagioclase et biotite mais contiennent parfois un noyau présentant la paragenèse quartz, plagioclase, biotite, cordiérite et/ou sillimanite qui serait représentative du résidu réfractaire après anatexie. Les granites porphyroïdes seraient des produits de la fusion d'un complexe schisto-grauwackeux (flyshoïde) d'âge anté-ordovicien qui constitue l'essentiel des terrains autochtone dans le centre et le Nord du Portugal.

Dans l'hypothèse d'une anatexie de métasédiments, Ugidos (1988) précise que le faible rapport K/Rb de ces granites indique, soit que la biotite n'est que peu représentée dans le résidu de fusion, soit que la source est essentiellement orthodérivée.

On dispose d'une seule datation par la méthode Rb/Sr des granites du massif de Amarante-Aregos (série intermédiaire). Priem et al. (1970) obtiennent une isochrone avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de 0.704. D'autres datations par cette même méthode ont été effectuées par Pinto (1983, 1985) sur des granites comparables de la zone Centro-Ibérique avec des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux inférieurs ou égaux à 0.708 qui indiquent une origine profonde (Capdevilla, 1973) et ne plaident pas en faveur d'une origine par fusion partielle

de matériel mésocrustal telle que l'a proposée Albuquerque (1973, 1978). Le caractère post-tectonique et la mise en place épizonale de ces "granites", ce qui implique une sous-saturation en H₂O des magmas, ainsi que leur composition souvent granodioritique rend difficilement acceptable une origine purement anatectique puisque ces granites sont tardifs par rapport au pic du métamorphisme régional. Ceci pose le problème de l'origine de la chaleur et conduit à envisager l'intervention de magmas basiques de haute température comme le suggèrent les relations isotopiques initiales (Pinto, 1983 ; 1985) et l'association systématique avec des masses ou des enclaves de roches basiques à intermédiaires.

L'association entre le granite modérément peralumineux G2 et ses essaims d'enclaves dioritiques, qui sont apparemment les termes les plus différenciés de la série basique de Celorico, est comparable aux associations acide-basique des complexes calco-alcalins caractéristiques des zones orogéniques. L'ensemble des caractéristiques chimiques des termes dioritiques de la série basique de Celorico leur confèrent une affinité shoshonitique et les rapprochent des vaugnérites associées aux granites magnésio-potassiques de la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. De même, le granite G2 est de type calco-alcalin mais se caractérise, comme les granites magnésio-potassiques, par un faible rapport Ca/Mg, des teneurs élevées en terres rares légères, Zr et Th. Cette consanguinité entre le granite modérément peralumineux G2 et ses enclaves indique une certaine forme de cogénéisme. De plus, le granite G2 prolonge l'évolution définie par la série basique de Celorico ce qui suggère que :

- (1) le granite modérément peralumineux G2 est un simple terme différencié de la série basique de Celorico ;
- (2) le granite modérément peralumineux G2 est un produit de fusion contenant une contribution des termes différenciés de la série basique de Celorico.

Remarquons que ces deux hypothèses sont cohérentes avec le faible rapport K/Rb de G2.

Dans les diagrammes où les enclaves de G2 définissent un trend ayant une courbure nette (diagrammes TiO₂, terres rares légères, Zr versus MgO), le granite G2 se situe dans le prolongement de ses enclaves les plus leucocrates : dans le diagramme TiO₂ versus MgO par exemple (fig. VII-10), le granite G2 a un rapport TiO₂/MgO identique à celui de ces enclaves les plus leucocrates. Dans la seconde hypothèse, cela implique que G2 contient une contribution des termes les plus différenciés de la série basique de Celorico mais ne contient pas de contribution des termes basiques de cette même série ce qui est difficilement admissible puisque les enclaves de G2 ont une composition basique à intermédiaire. Il est donc difficile d'envisager que le granite modérément peralumineux G2 soit un produit de fusion contenant une contribution des magmas de la série basique de Celorico.

Dans la première hypothèse, étant donné le caractère peralumineux de G2 et le caractère métaalumineux de ces magmas parents potentiels (les enclaves de G2 étaient métaalumineuses ou juste saturées en alumine avant les rééquilibrages avec G2), il faut que la différenciation fasse intervenir l'amphibole qui est le seul minéral ferromagnésien conduisant à une augmentation du taux de saturation en alumine (rapport A/CNK) et qui peut être stable dans un liquide modérément peralumineux (Cawthorn et Brown, 1976). Ce fractionnement de l'amphibole n'est possible que si le champ de stabilité de la biotite est réduit par rapport à celui de l'amphibole, ce qui ne se produit que si les magmas parents sont sodiques (rapport Na/(Na+K) élevé), que la pression est relativement élevée (à basse

pression le plan noritique est une barrière thermique infranchissable, Gribble et O'Hara, 1967) et P_{H_2O} relativement faible (Cawthorn et Brown, 1976).

La biotitisation des enclaves de G2 ne permet pas d'identifier les minéraux ferromagnésiens primaires rétro-morphosés. De plus, la biotitisation a modifié le rapport $Na/(Na+K)$ des enclaves du granite G2. Cependant, les variations de Sc, Co, Cr en fonction de MgO dans ces enclaves et la courbure dans le diagramme TiO_2 versus MgO (fig. VII-10) indiquent que la biotite a joué un rôle important dans la différenciation de la série basique de Celorico comme le suggère la cristallisation de la biotite dès le stade gabbroïque (enclaves basiques des granodiorites hybrides). Ceci montre que les magmas de la série basique de Celorico avait un caractère potassique et que contrairement à la biotite, l'amphibole n'a pas joué un rôle important dans la différenciation de cette série. L'étude pétrographique des termes basiques de cette série (enclaves basiques des granodiorites) a d'ailleurs montré que l'essentiel de l'amphibole résulte de la rétro-morphose à basse température des pyroxènes. Le granite modérément peralumineux G2 ne peut donc être un simple terme différencié de la série basique de Celorico que si son caractère peralumineux est acquis par assimilation de matériel crustal ce qui expliquerait la présence d'enclaves métasédimentaires et l'existence de coeurs acides (An_{20}) plus ou moins corrodé en relique dans certains des plagioclases de ce granite.

Il faut que cette contamination ait eut lieu avant que ne se produisent les mélanges avec les termes dioritiques de la série basique de Celorico puisque les granodiorites qui résultent de ces mélanges se caractérisent par une augmentation extrêmement régulière du taux de saturation en alumine avec la baisse des teneurs en MgO. Cette assimilation s'est donc produite à un niveau relativement profond et non au niveau final de mise en place du granite G2.

En conclusion, G2 aurait donc une origine mixte à la fois mantellique et crustale.

3-4 Genèse des granites fins peralumineux tardifs du batholite de Celorico de Basto

Les variations de composition observées depuis les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto jusqu'aux aplopegmatites de Seixoso nous ont conduit à considérer ces granites et les aplopegmatites associées comme un ensemble de liquides cogénétiques ayant évolué par cristallisation fractionnée.

Aucune contradiction n'a pu être mise en évidence lorsque nous avons testé l'hypothèse d'une évolution par cristallisation fractionnée en évaluant qualitativement les assemblages minéralogiques à fractionner. Cet assemblage comprend le plagioclase, le feldspath potassique, le quartz et la biotite. La pente du trend défini par les granites fins peralumineux dans le diagramme Sc versus MgO indique un faible fractionnement de la biotite relativement aux feldspaths et au quartz.

Les relations de terrain et la continuité observée dans la plupart des diagrammes inter-éléments nous ont conduit tout naturellement à envisager une origine des termes les moins différenciés des granites fins peralumineux par différenciation de G2.

De nombreux éléments montrent des discontinuités ou des tendances évolutives incompatibles avec cette hypothèse :

- les diagrammes Sc versus MgO et Cr versus MgO montre qu'une dérivation des granites fins peralumineux à partir de G2 doit faire intervenir le clinopyroxène ce qui est contradictoire avec l'absence de ce minéral dans G2 et avec la discontinuité observée dans le diagramme Co versus MgO ;

- la faible anomalie en Eu caractéristique des termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux contraste avec l'anomalie négative prononcée en Eu de G2 et des granites Gfin.VP (en lentilles dans G2) associés. Cette anomalie rend difficilement acceptable une dérivation directe des granites fins peralumineux par cristallisation de G2, puisque pour ces granites le plagioclase et même le feldspath potassique interviennent obligatoirement ;

- Sc et les terres rares lourdes montrent une discontinuité très nette au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux. Pour des teneurs en MgO équivalentes (environ 0.75%), les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux sont beaucoup plus pauvres en Sc et en terres rares lourdes que le granite modérément peralumineux G2 (3 contre 7ppm pour Sc par exemple) ce qui indique que la différenciation de G2 devrait faire intervenir le grenat ce qui apparaît peu naturel puisque le grenat n'a jamais été observé. De plus, la cristallisation du grenat devrait entraîner une baisse du taux de saturation en alumine ce qui est contradictoire avec le caractère peralumineux marqué des granites fins peralumineux même non altérés.

Contrairement aux granites fins peralumineux, les granites en lentilles (Gfin.VP) dans le granite modérément peralumineux G2 semblent dériver de ce dernier par fractionnement de biotite, de plagioclase et de feldspath potassique (accentuation de l'anomalie en Eu) ainsi que par fractionnement de monazite et d'allanite (minéraux observés en inclusion dans la biotite et l'ilménite de G2) comme le montre la forte baisse des teneurs en terres rares légères. Les teneurs en terres rares et en Y lourdes des termes les plus magnésiens des granites Gfin.VP restent à un niveau relativement élevé, identique à celui de G2 (environ 30 ppm), ce qui est classique dans les séries calco-alkalines banales. Ce type d'évolution pour les terres rares lourdes est comparable à celui des adamellites du massif de Lamas de Olo qui sont toutefois plus riches en ces éléments (Y reste à un niveau constant et élevé voisin de 40 ppm).

En bref, les granites fins peralumineux ne peuvent dériver, par cristallisation, ni de G2 ni d'aucun des granites observables dans toute la zone de Celorico de Basto. Le plus raisonnable est donc d'envisager une origine anatectique avec le grenat comme minéral réfractaire (rétention de Sc et des terres rares lourdes) pour les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux. Dans ce cas, la richesse en phosphore des granites fins peralumineux indique que l'apatite avait un comportement réfractaire peu marqué ce qui est en accord avec les données expérimentales récentes (Pichavant et al., 1992) qui montrent que la solubilité de l'apatite est nettement plus élevée dans les magmas peralumineux que dans les magmas métaalumineux en raison de la formation du constituant berlinite ($AlPO_4$) dans les premiers.

La mise en place épizonale, franchement post-tectonique des granites fins peralumineux, et la différenciation extrême qui les caractérisent impliquent une sous-saturation en H_2O . Une anatexie "humide" de la croûte moyenne telle que l'a proposé Capdevilla pour les granites à deux micas syn-tectoniques portugais (désignés comme "alcalins") ne peut être acceptée pour les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto. Le mode de genèse qui s'accorde le mieux avec leurs caractéristiques et leur mode de gisement est la fusion partielle dans des conditions de sous-saturation en fluide ce qui nécessite une température élevée. Le caractère tardif par rapport au pic du métamorphisme régional pose le problème de l'origine de la chaleur et conduit à envisager l'intervention de magmas basiques de haute température.

On remarquera que les granites fins peralumineux sont étroitement associés aux autres granitoides post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto. Cette association n'est probablement pas fortuite.

La composition des granites fins peralumineux permet d'exclure une contribution de la part des magmas de la série basique de Celorico. Le rôle de ces derniers dans la genèse des granites fins peralumineux s'est probablement limité à celui de source thermique.

Les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto sont la dernière manifestation du magmatisme orogénique hercynien dans le secteur Ouest de la zone de Celorico de Basto. L'absence de données isotopiques sur ces granites nous a conduit à chercher des granites de même composition, même plus anciens, pour lesquels des données de ce type sont disponibles. Chimiquement, ce sont les granites peralumineux à deux micas qui constituent le batholite syn-tectonique (syn-F3) de Vila Real (secteur Est de la zone de Celorico de Basto) qui se rapprochent le plus des granites fins peralumineux de Celorico de Basto. Ces deux types de granites se différencient nettement des granites calco-alcalins potassiques du Nord du Portugal du type de ceux qui constituent le massif de Lamas de Olo, par leur caractère hypocalcique (faible rapport Ca/Mg), leur composition fortement peralumineuse, leurs teneurs élevées en phosphore et leur relative pauvreté en Sc et terres rares lourdes.

La ressemblance est frappante entre les granites fins peralumineux de Celorico de Basto et les granites peralumineux à deux micas du batholite de Vila Real pour les éléments majeurs (même gamme de variation des teneurs en MgO par exemple) et en traces. On peut seulement observer de légères différences dans le niveau de teneurs de quelques éléments. Ainsi, les granites fins peralumineux de Celorico de Basto sont légèrement moins riches en Fe_2O_3 , MnO, Zn, Ga, Zr, Rb, Be, Li et moins riches en Sr, Ba, Co que les granites peralumineux à deux micas du batholite de Vila Real. Dans les deux types de granites les trends d'évolution pour tous les éléments sont pratiquement identiques.

Pétrographiquement les granites peralumineux à deux micas du batholite de Vila Real diffèrent des granites fins peralumineux de Celorico de Basto par la présence de silicates d'alumine et surtout par une plus grande abondance de la muscovite. Rappelons que la muscovite ne peut cristalliser dans un magma granitique peralumineux que si la pression d'eau est supérieure à 3kbar (Evans, 1965 ; Chatterjee et Johannes, 1974). La pression qui régnait lors de la mise en place des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto était au maximum de 2kbars. Dans ces granites la muscovite est secondaire, ce qui a été confirmé par l'importance de la substitution phengitique, et cristallise lors de l'évolution post-magmatique des intrusions. Il existe d'ailleurs des termes à biotite seule dans les parties profondes des intrusions pour lesquelles cette évolution post-magmatique a été réduite. Les granites peralumineux à deux micas qui constituent le batholite de Vila Real sont des granites syn-tectoniques (syn-F3) qui se sont mis en place avant la fracturation tardi-hercynienne qui a accompagné la période de surrection finale de la chaîne hercynienne. Ils se sont donc mis en place à une pression probablement assez importante pour rendre possible la cristallisation au stade magmatique de la muscovite. La différence de minéralogie entre granites peralumineux à deux micas du batholite de Vila Real et granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto est donc pour l'essentiel due à des conditions de mise en place différentes : mise en place syn-tectonique et à pression relativement importante pour les premiers ; mise en place post-tectonique à pression relativement faible pour les seconds.

Toutes les isochrones obtenues par la méthode Rb/Sr pour les granites à deux micas du batholite de Vila Real et des batholites comparables du Nord du Portugal ont un rapport

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial élevé compris entre 0.718 et 0.727 qui indiquent une origine crustale pour ces granites. Tout en étant très prudent on peut estimer que ces données isotopiques plaident en faveur d'une origine anatectique pour les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto.

3-5 Genèse des aplopegmatites de Seixoso

3-5.1 Introduction

Il est difficile de donner une définition précise des pegmatites granitiques. La moins mauvaise est peut-être celle de Jahns (1955): "Les pegmatites sont des roches grenues, au moins partiellement à grain grossier, essentiellement constituées de minéraux typiques des roches magmatiques banales et qui se caractérisent par des variations extrêmes de texture, en particulier de taille de grain."

De nombreuses classifications des pegmatites granitiques ont été proposées. Ces classifications ont permis de clarifier les relations entre les pegmatites et les granites ou leur encaissant métamorphique et ont rapidement montré qu'il n'était pas possible d'envisager un modèle de genèse unique pour les pegmatites granitiques.

Malgré la variété des paragenèses minérales, la composition chimique des pegmatites à éléments rares est proche du minimum du système Ab-Qtz-Or-H₂O (Lacroix, 1922 ; Fersman, 1960 ; Tuttle et Bowen, 1958 ; Jahns, 1982). Leur composition diffère de celle de la moyenne granitique par la pauvreté en CaO, la variabilité du rapport K₂O/Na₂O, la forte teneur en Al₂O₃ (Cerny, 1982a). La teneur en éléments rares excède rarement 1% en poids.

3-5.2 Origine essentiellement magmatique des aplopegmatites

Quatre types de genèse des pegmatites à éléments rares sont régulièrement proposés dans la littérature :

- une origine anatectique ; les pegmatites à éléments rares seraient produites par fusion à des taux faibles (pour rendre compte de la richesse en éléments incompatibles) de terrains métamorphisés dans le faciès amphibolite jusqu'au faciès granulite ;
- les pegmatites à éléments rares cristalliseraient à partir d'une phase fluide initialement en équilibre avec un magma granitique évolué ;
- une origine magmatique; les pegmatites seraient des termes extrêmement différenciés de granites évolués, cristallisant éventuellement en présence d'une phase vapeur exsolvée ;
- une origine magmatique et hydrothermale ; les pegmatites à éléments rares résulteraient de l'altération post-magmatique (albitisation et greisénisation) de granites évolués.

Le premier modèle a été proposé entre autres par Norton (1973) et par Stewart (1978) pour certaines pegmatites riches en Li. Ces pegmatites seraient le produit de l'anatexie de roches métasédimentaires riches en Li ; les granites associés, nettement plus pauvres en Li, résulteraient d'une anatexie plus intense à plus haute température. Comme le montre Cerny (1982b), ce modèle est difficilement acceptable car il faut envisager, soit une source particulièrement riche en Li (voir Cerny, 1982b pour une discussion à ce sujet), soit une fusion poussée (puisque Li est porté par les minéraux ferromagnésiens et en particulier la biotite) de roches métamorphiques ce qui est contradictoire avec la pauvreté des pegmatites en constituants compatibles portés par la biotite tels que Fe, Mg, Ti.

Il est difficile d'expliquer la formation des pegmatites à partir d'une phase vapeur en équilibre ou ayant été en équilibre avec un magma granitique puisque la concentration en soluté d'une telle phase vapeur est toujours faible.

La morphologie filonienne localement sécante, l'injection lit par lit dans l'encaissant d'un matériel aplitique de même minéralogie que leur faciès de bordure, l'existence d'un métamorphisme de contact à leurs épontes montrent que les aplopegmatites de Seixoso ont une origine essentiellement magmatique. Cette origine magmatique ne permet pas d'écarter a priori, l'hypothèse d'une genèse par altération au stade post-magmatique (albitisation et greisénisation) de granites à deux micas et oligoclase. Ce type de genèse a été proposé par Beus et al. (1962) pour certains apogranites (granites des zones apicales des intrusions) à albite-lépidolite ou albite-muscovite de Sibérie Orientale. Il avait aussi été proposé par Aubert et al. (1965) pour le granite (à albite-lépidolite) à éléments rares de Beauvoir (Massif Central français) puis finalement rejetée par ce même auteur en 1969.

Les aplopegmatites de Seixoso s'enracinent dans les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux post-tectoniques de la bordure Sud du batholite de Celorico de Basto (stock de Seixoso et stock de Outeiro en particulier). Dans ces zones apicales se sont mis en place des faciès très différenciés (apogranites) dont la composition se rapproche de celle des aplopegmatites. On pourrait envisager, pour les aplopegmatites, une genèse par albitisation et greisénisation des granites ou des apogranites auxquels elles sont associées.

Les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux sont albitisées et greisénisées. L'intensité de ces altérations augmentent des zones profondes vers les zones les plus hautes. L'albitisation et la greisénisation associée restent modérées et on n'arrive jamais à la destruction complète du feldspath potassique. A albitisation et greisénisation croissantes, on distingue une succession de zones caractérisées par la transformation d'un minéral primaire ou par sa disparition.

Le lien étroit qui existe entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites est confirmé par le fait que l'on observe les mêmes altération hydrothermales : albitisation et greisénisation. Dans les zones hydrothermalisées des aplopegmatites, le feldspath potassique est albitisé, mais cette albitisation conduit à la formation d'albite en échiquier (se développe à partir des perthites) et ne conduit jamais au remplacement complet du feldspath potassique. Remarquons que l'albite magmatique légèrement zonée des aplopegmatites est elle même albitisée et séricitisée dans ces zones hydrothermalisées : l'albite perd sa zonation, sa composition devient celle d'une albite pure et elle apparaît constellée de séricite. Si on admet l'hypothèse métasomatiste ceci indique une albitisation d'intensité comparable à celle des granites (le feldspath potassique n'est jamais entièrement détruit). L'albitisation et la greisénisation des granites fins peralumineux du stock de Seixoso entraînent une réduction du nombre de phases solides. Au contraire, les aplopegmatites se caractérisent par un nombre très important de phases ce qui ne plaident pas en faveur d'une origine métasomatique des aplopegmatites.

L'étude des variations de composition des granites à albitisation et greisénisation croissantes a montré que P_2O_5 , Nb, Ti ont un comportement inerte lors de ces altérations. L'albitisation et la greisénisation des granites du stock de Seixoso sont des phases tardives, stériles. L'hypothèse métasomatiste ne rend donc pas compte de l'enrichissement important en P_2O_5 et en Nb caractéristique des aplopegmatites, et de leur pauvreté en éléments de transition dont ceux à comportement inerte tels que Ti.

Toutes les observations pétrographiques plaident en faveur d'une origine magmatique de l'albite en lattes des aplopegmatites et vont à l'encontre d'une origine hydrothermale :

- cette albite présentent systématiquement une zonation coeur-bordure (An₄ à An₀) dans les zones non hydrothermalisées et est parfaitement limpide et saine ;
- Les relations texturales entre les phénocristaux de feldspath potassique et les lattes d'albite, en particulier la plus petite taille des lattes d'albite en inclusion dans le feldspath potassique, indiquent une syncristallisation magmatique de ces deux minéraux ;
- dans les zones où le GSP n'est pas affecté par des altérations hydrothermales tardives, le feldspath potassique est limpide et n'est pas albitisé ;
- On note l'absence de contact de type réactionnel entre albite en lattes et feldspath potassique ou indiquant un remplacement de l'un par l'autre.

Une cristallisation à partir d'un magma évolué riche en éléments incompatibles (Sn, Li, Nb, Ta, P₂O₅ dans notre cas) semble donc être le seul mode possible de genèse des aplopegmatites. C'est celui qu'à finalement retenu Aubert (1969) pour les granites à éléments rares de Beauvoir et de Montebbras (Massif Central français).

3-5.3 Différenciation interne des aplopegmatites

Les observations concernant la différenciation interne et l'évolution de la composition des minéraux principaux des aplopegmatites sont résumées dans le tableau VII-1.

La cristallisation des aplopegmatites commence par le faciès de bordure qui souligne systématiquement le contact aplopegmatite-encaissant. Ce faciès ne représente pas une bordure figée (le grain est plus grossier que dans le GSP (faciès principal des aplopegmatites) mais représente le stade le plus précoce de la cristallisation du magma à l'origine des aplopegmatites. Il est caractérisé par la cristallisation d'albite en peigne. Ce faciès rappelle les stocksheiders qui jalonnent fréquemment les contacts endogranite-exogranite à ceci près que dans ces derniers, c'est le feldspath potassique et non l'albite qui présente une cristallisation orientée.

Le quartz est avec l'albite le minéral principal du faciès de bordure. Dans ce faciès, le quartz a commencé à cristalliser sous sa variété polymorphique de haute température (quartzB bipyramidés). L'existence de ce type de quartz en inclusion dans les phénocristaux de feldspath potassique (megaFK) indique une cristallisation précoce de ce dernier probablement juste après le début de cristallisation de l'albite.

De rares inclusions de fluorapatite sont observées en inclusion dans l'albite du faciès de bordure des aplopegmatite ce qui indique que la saturation en apatite est atteinte précocement. La composition de cette apatite indique une richesse en fluor au stade magmatique précoce.

La cassitérite est disséminé dans le GSP, c'est un minéral accessoire toujours présent. Les relations avec les minéraux primaires du GSP et la plus grande taille de la cassitérite dans les zones à tendance pegmatitique indiquent qu'elle cristallise à un stade magmatique en même temps que les minéraux constitutifs du GSP. La composition de cette cassitérite magmatique relativement riche en Nb, Ta et Fe²⁺ diffère nettement de celle des cassitérites hydrothermales (cassitérites des zones greiséniées) riches en Fe³⁺ et Nb. Une des caractéristiques du faciès de bordure est l'absence de cassitérite et de niobotantalates en dehors des zones greiséniées. Ceci indique que la saturation en cassitérite a été atteinte dans le GSP après l'enrichissement en Sn consécutif à la cristallisation du faciès de bordure et en raison de la baisse de la température au cours de la cristallisation des aplopegmatites : la solubilité augmente généralement avec la température. Cette baisse de la température au cours de la cristallisation est attestée par la baisse du rapport Na/K du coeur vers la bordure des phénocristaux de feldspath potassique (MegaFK).

Température estimée :	pour P = 2 kb		pour P = 1.5 kb		400°C		Cookéite + quartz
	625°C	600°C	610°C	580°C	380°C		
	qtz β	qtz α	FK+Als+H ₂ O	M s+Qtz			
	Faciès de bordure	Faciès granitique porphyroïde (GSP) bordure---> coeur Ap albite en lattes (An ₆ -> An ₀)	Association granophyrique quartz-albite	phases hydrothermales		Altération supergène	
				albitisation + séricite Ab pure	greisénisation	tardives	
Albite (An ₆ ->0)				Ab pure			
Q artz β							
Quartz							
Fluor apatite	Fe/Fe+Mn						
Mega FK		(K/Na coeur-bordure)					
FK Interstitiel							
Cassitérite		Ta/Ta+Nb 0.4-0.8 -> 0.05			Ta/Ta+Nb=0-0.25		
Niobotantalates (pseudo-ixiolites)		Fe ²⁺ /Fe _{total} = 1			Fe ²⁺ /Fe _{total} =0.4		
Amblygonite-montebbrasite		Ta/Ta+Nb=0.2->0.5			Ta/Ta+Nb0.2->0.25		
Béryll		Mn/Mn+Fe=0.1->0.15			Mn/Mn+Fe0.15->0.21		
Chrysobéryll		F/F+OH=0.65 -> 0		F/F+OH=0 (montebbrasite)			
Andalousite (nigérite)							
Muscovite primaire (pauvre en Li, F)							
Séricite							
Muscovite II (pauvre en Li, F)							
Cookéite (Li-chlorite)							
Eosphorite-childrénite							
Goyazite-crandallite							
(OH) apatite							
Xanthoxénite							
vivianite							

Tableau VII-1 : Différenciation interne des aplopegmatites de Seixoso : cristallisation du faciès de bordure à albite (type stocksheider), puis du faciès porphyroïde à texture granitique (GSP : faciès principal des aplopegmatites) et enfin de l'association granophyrique quartz-albite qui marque la transition avec les phases d'altérations hydrothermales (albitisation et greisénisation). L'ordre de cristallisation des minéraux des aplopegmatites et leur zonation sont indiqués. Les conditions de cristallisation (T°, P, P_{fluide}) des aplopegmatites sont estimées à l'aide de la transition entre quartz de haute et de basse température, de l'équilibre Sanidine + Alsilicates + H₂O = Muscovite + Quartz et de l'équilibre Béryll + 2Alsilicates = 3Chrysobéryll + 8Quartz.

Dans le GSP, les phosphates de la série amblygonite-montebrazite sont les principaux porteurs du lithium. Deux générations peuvent être distinguées. La première génération cristallise à un stade magmatique (cristaux automorphes) en compagnie des minéraux constitutifs du GSP. Ces phosphates primaires ont cristallisé dans un magma riche en fluor dans lequel l'essentiel du phosphore était associé à Al sous la forme de complexe de type berlinite (AlPO_4), en même temps ou juste après la fluorapatite.

Dans les aplopegmatites de Seixoso, l'essentiel de la muscovite est secondaire (muscovites en flaques) et liée aux zones greisénisées. De rares muscovites, peut-être primaires (sections losangiques), sont observées dans le GSP. Ces muscovites comme les muscovites secondaires sont pauvres en fluor et ne sont pas lithinifères (composition proche de celle du pôle pur muscovite) ce qui indique une cristallisation relativement tardive, postérieure à celle des phosphates de la série amblygonite-montebrazite.

Dans les aplopegmatites, les minéraux de Be sont le chrysobéryl et le béryl. Ces minéraux ne sont jamais observés dans le faciès de bordure des aplopegmatites. Le béryl est très peu abondant. Il est parfois observé en inclusion dans les bordures des Méga-FK du GSP comme l'albite et le quartz de ce faciès. Il cristallise donc précocement puis est rapidement relayé par le chrysobéryl qui est le principal porteur de Be. Le chrysobéryl est abondant dans les zones internes des aplopegmatites. Il présente une forte zonation en Ti et Sn (TiO_2 et SnO_2 peuvent atteindre respectivement 2.5 et 2% en poids au coeur des cristaux) qui suggère une cristallisation au stade magmatique.

L'andalousite est un minéral accessoire du GSP où elle est fréquemment associée au chrysobéryl et est le plus souvent observée en petites reliques en continuité optique dans les muscovites en flaque : l'andalousite est altérée en muscovite à un stade hydrothermal (greisénisation). Les relations texturales avec les minéraux constitutifs du GSP indiquent que l'andalousite cristallise à un stade magmatique et que le caractère peralumineux du magma à l'origine des aplopegmatites est primaire. L'absence de l'andalousite dans le faciès de bordure suggère que la saturation en silicate d'alumine n'était pas atteinte au stade de cristallisation de ce faciès. On remarquera que la cristallisation précoce de l'albite et du feldspath potassique (un assemblage feldspathique est saturé en alumine par définition) entraîne une augmentation du degré de saturation en alumine dans le cas d'un magma peralumineux ce qui semble avoir été suffisant pour atteindre la saturation en andalousite. Cette cristallisation magmatique de l'andalousite n'est pas choquante dans un magma de basse température. Ainsi, Clark et al. (1976), Kerrick et Speer (1988) décrivent des granites peralumineux dont les textures suggèrent que l'andalousite est une phase magmatique. La présence d'andalousite et de fibrolite dans les verres de Macusani au Pérou (Pichavant et al., 1988a,b ; London et al., 1988) semblent confirmer qu'il existe un domaine P-T de stabilité pour l'association magma peralumineux-andalousite.

L'andalousite n'a jamais été observée dans le faciès de bordure pourtant le plus à même d'être contaminé par l'encaissant pélique. On remarquera que l'andalousite est aussi associée à du chrysobéryl dans les échantillons du GSP contaminé par des xénolithes d'encaissant mais qu'elle est alors systématiquement associée à la tourmaline et à la nigérite.

3-5.4 Conditions de cristallisation des aplopegmatites

Les différentes estimations des conditions de cristallisation des aplopegmatites sont reportés dans le tableau VII-1 concernant la différenciation interne des aplopegmatites.

Les granités fins peralumineux et les aplopegmatites du secteur de Seixoso sont intrusifs dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite tardi- à post-tectonique qui

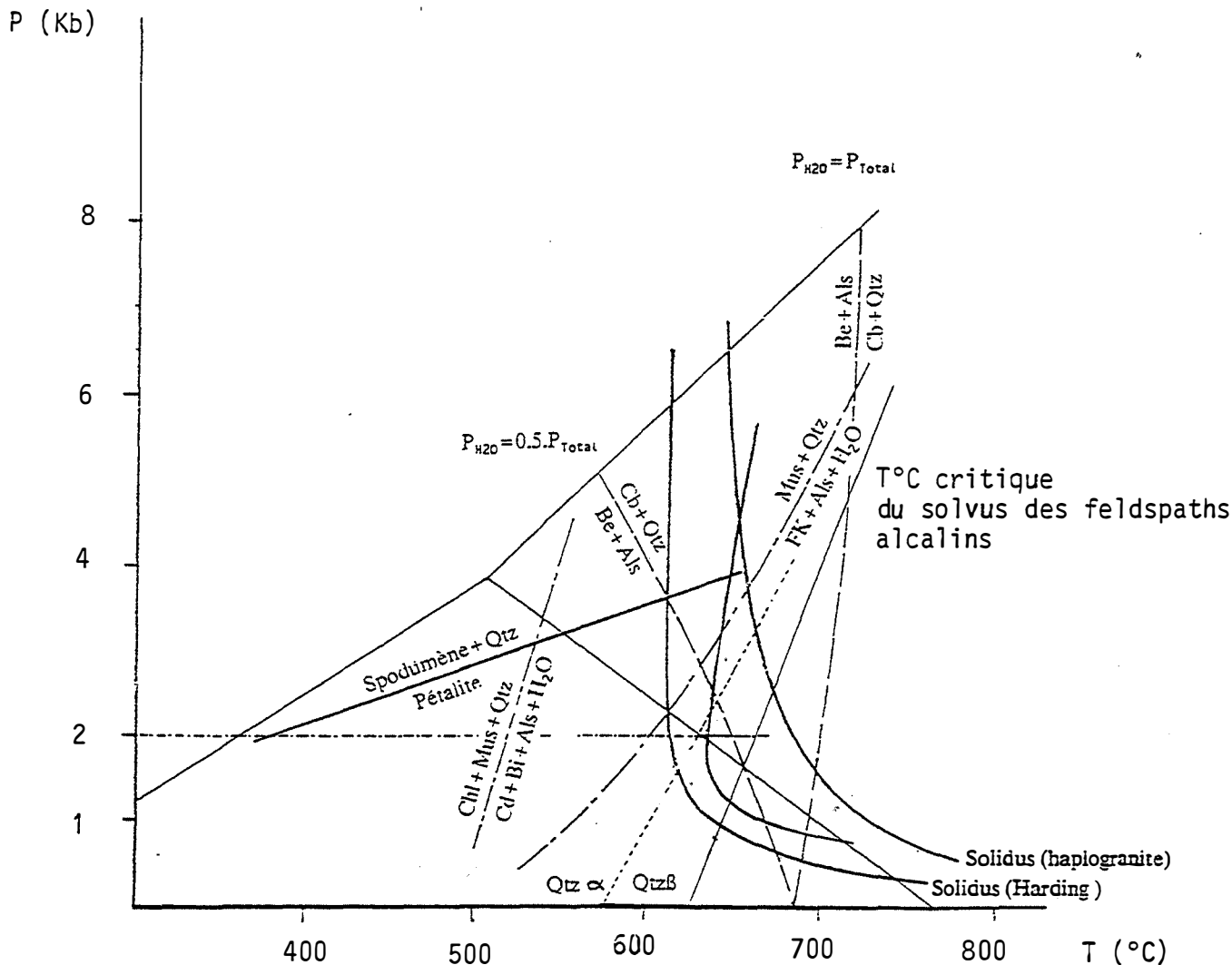


Figure VII-26 : Conditions de cristallisation des aplopegmatites de Seixoso.

Point triple des silicates d'alumine de Holdaway (1971).

Transition polymorphique entre formes de haute et de basse température (Cohen et Klement, 1967).

Courbe de l'équilibre Muscovite + Quartz = Sanidine + Alsilicate = H₂O (Chatterjee, 1972).

Courbes de l'équilibre Béryl + 2Alsilicates = 3Chrysobéryl + 8Quartz + (vapeur) pour $P_{H_2O} = P_{totale}$, $P_{H_2O} = 0.5P_{totale}$ (Barton, 1986).

Courbe de l'équilibre Spodumène + Quartz = Pétalite

Solidus haplogranitique ; solidus et liquidus de la pegmatite de Harding.

constitue l'essentiel du batholite de Celorico de Basto. En se rapprochant du granite de Celorico de Basto et donc à température croissante, l'auréole de métamorphisme de contact se caractérise par la séquence andalousite, sillimanite, feldspath potassique. La sillimanite est toujours associée à la muscovite et le feldspath potassique n'est observé qu'à proximité immédiate du granite ce qui suggère que la pression est très légèrement supérieure au point invariant formé par l'intersection de la courbe d'équilibre andalousite-sillimanite avec la courbe de l'équilibre muscovite+quartz = Al_2SiO_5 + sanidine + H_2O déterminée expérimentalement par Chatterjee et Johannes (1974). La pression qui régnait lors du métamorphisme de contact du granite de Celorico de Basto était donc voisine de 2kb. Les granites peralumineux dans lesquels s'enracinent les aplopegmatites de Seixoso sont post-F3 ; leur mise en place est contrôlée par la fracturation tardi-hercynienne qui affecte le granite de Celorico de Basto. La pression lors de la mise en place des aplopegmatites était donc au grand maximum de 2kb.

Dans la figure VII-26, le point triple des silicates d'alumine est celui déterminé expérimentalement par Holdaway (1971). Celui-ci est plus cohérent avec les données expérimentales récentes et les pentes P-T° calculées (équation de Clapeyron) que le point triple de Richardson et al. (1969) (Kerrick, 1990).

Les pélites de Truchas Range (Nouveau Mexique) ont été affectées par un métamorphisme dans des conditions proches de celles du point triple des silicates d'alumine. Grambling (1981 ; 1984) a montré, à l'aide de réactions n'impliquant pas les silicates d'alumine que les conditions du métamorphisme étaient les suivantes : P=3.5 à 4.5kb et T=500-575°C. La stabilité de l'assemblage paragonite+quartz+sillimanite dans les pélites de Truchas Range constaté par Grambling (1984), est en accord avec le point triple de Holdaway (1971).

Dans un diagramme $P_{\text{H}_2\text{O}}$ versus T°C, la transition polymorphique entre les formes de haute et de basse température du quartz est représentée par une droite de pente 26°C/Kb qui passe par le point P=1kb, T=575°C (Cohen et Klement, 1967). L'intersection avec le solidus du système haplogranitique à saturation en eau se fait à P=3kb et t=665°C. A saturation en eau, des liquides granitiques faiblement calciques peuvent cristalliser du quartz de haute température si $P_{\text{H}_2\text{O}}$ est inférieure à 3.2kb.

Dans les aplopegmatites de Seixoso, deux types de quartz ont été distingués. Le quartz précoce forme des cristaux bipyramidés (faces du prisme absente) à section basale hexagonale et est observé en inclusion dans l'albite du faciès de bordure ce qui montre qu'il commence à cristalliser à une température proche du liquidus. Ce quartz précoce est identique au quartz des rhyolites et semble être le résultat de la transformation polymorphique de la forme de haute température du quartz. L'essentiel du quartz du faciès de bordure et du GSP (faciès principal des aplopegmatites) est du type quartz de basse température ce qui indique que la courbe de la transition polymorphique entre quartz de haute et de basse température a été franchie rapidement. La température du liquidus des aplopegmatites était donc voisine de 625°C à 2kb ou voisine de 610 °C à 1.5kb. La température du solidus des aplopegmatites est donc vraisemblablement très inférieure à celle du système haplogranitique. Cette différence est au minimum (en considérant à la limite que le quartz de haute température a cristallisé au voisinage du solidus) de 680-625°C=55°C à P=2Kb. Le liquidus des aplopegmatites est probablement très proche de celui de la pegmatite de Harding (638°C à 2kb) déterminé expérimentalement par Vaughan (1963).

CRISTALLISATION DES APLOPEGMATITES

(Températures estimées pour $P = 2\text{kb}$)

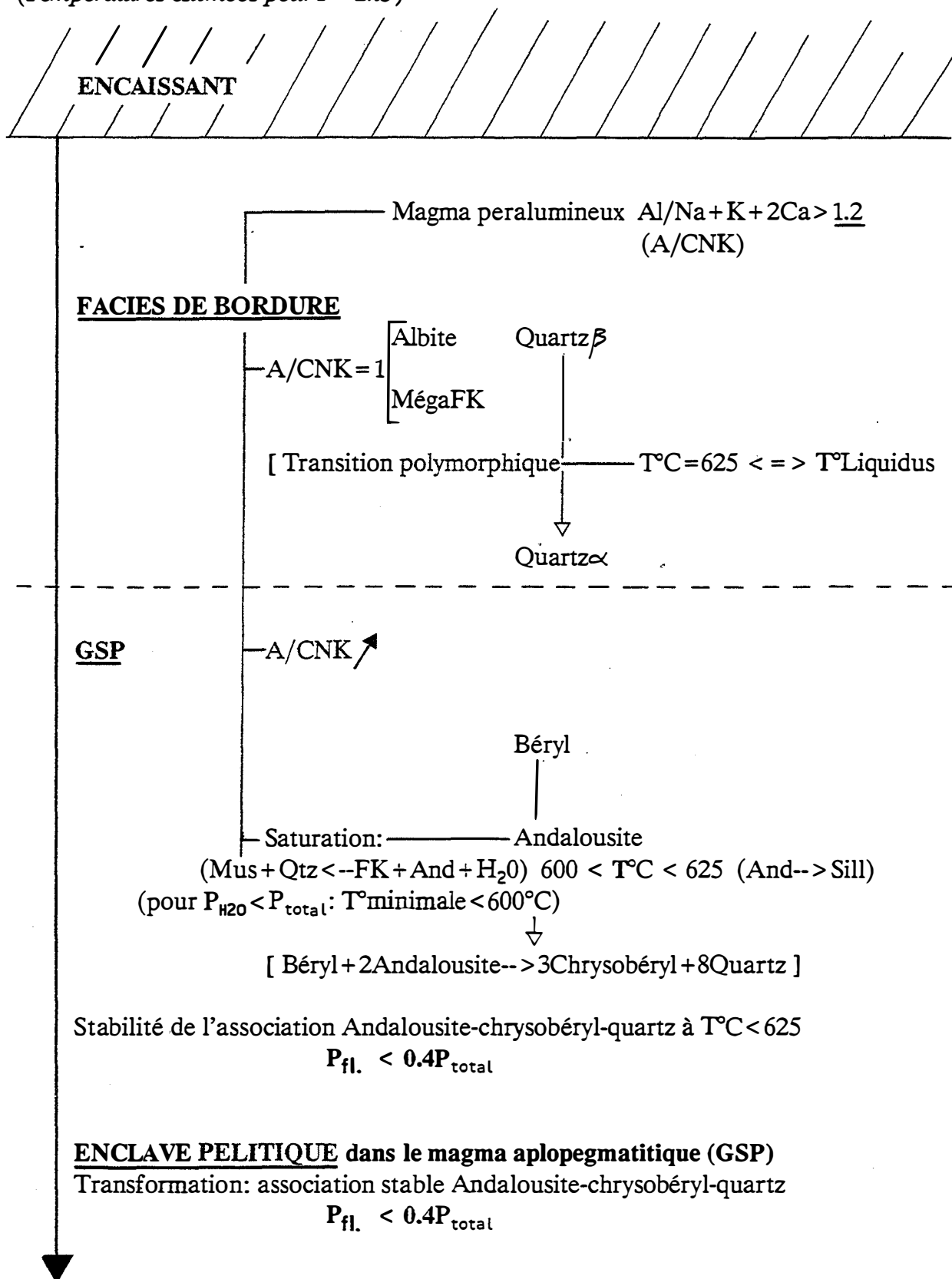


Figure VII-27 : La stabilité de l'association chrysobéryl + quartz dans les aplopegmatites de Seixoso et dans leurs xénolithes pélitiques indique une cristallisation et une différenciation interne dans des conditions de sous-saturation en fluide : équilibre Béryl + 2Alsilicates = 3Chrysobéryl + 8Quartz + (vapeur). Le béryl cristallise précocement alors que l'activité de l'alumine est encore modérée (absence de l'andalousite).

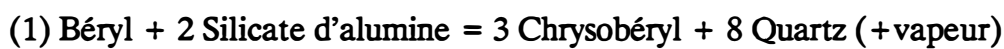
La cristallisation magmatique de l'andalousite dans les aplopegmatites de Seixoso indique qu'au moment de sa cristallisation, la température était inférieure à 625°C à P=2kb (ce qui confirme la faible température des magmas aplopegmatitiques) et supérieure à 600°C si on tient compte de l'équilibre muscovite + quartz = Al₂SiO₅ + sanidine + H₂O.

Dans les aplopegmatites quelques muscovites automorphes en inclusion dans les minéraux constitutifs du GSP sont peut-être primaires ce qui suggère que le solidus des aplopegmatites était inférieur à 600°C qui est la température de l'équilibre muscovite + quartz = Al₂SiO₅ + sanidine + H₂O à P=2kb. Si P=1.5kb cette température est de 580°C.

Le béryl est le minéral de béryllium le plus abondant dans les pegmatites. La présence d'autres minéraux du béryllium indique généralement des conditions de cristallisation assez particulières (London, 1982 ; Barton, 1986).

Le chrysobéryl semble cristalliser en même temps que l'andalousite dans les aplopegmatites de Seixoso. Comme le quartz est présent ceci suggère que l'association chrysobéryl-quartz-andalousite est stable. C'est aussi cette association qui est stable dans les xénolithes pélitiques observés dans le faciès principal des aplopegmatites de Seixoso (GSP) et à leurs épontes lorsque l'encaissant est de nature pélitique.

Dans le système BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH) et en présence d'une phase vapeur, l'association béryl-chrysobéryl-quartz-andalousite est du type réactionnelle (variance=1). Le travail expérimental de Franz et Morteani (1981) suggère que l'association béryl+andalousite est instable à haute température et à haute pression par rapport à l'association chrysobéryl + quartz :



Le travail expérimental de Barton (1986) montre qu'en présence d'une phase vapeur, l'association chrysobéryl+quartz n'est stable que pour des températures supérieures à 700°C environ.

La cristallisation synchrone de l'andalousite et du chrysobéryl (en présence de quartz) dans les magmas aplopegmatitiques de Seixoso ainsi que dans les xénolithes pélitiques et l'encaissant pélitique aux épontes des aplopegmatites suggère que l'association chrysobéryl-quartz peut-être stable à des températures bien inférieures à 700°C. Dans le cas contraire cela implique que la température du liquidus des aplopegmatites est d'au moins 700°C ce qui devrait conduire à des aplopegmatites hypersolvus, ce qui n'est pas le cas des aplopegmatites de Seixoso.

Contrairement au chrysobéryl, le béryl est un minéral hydraté. Barton (1986) montre qu'une réduction de la pression fluide réduit considérablement le champ de stabilité de l'association béryl+silicate d'alumine au profit de l'association chrysobéryl+quartz (dans des conditions anhydres l'association chrysobéryl+quartz pourrait être stable jusqu'à 550°C environ ce qui suggère que lors de la cristallisation de l'andalousite et du chrysobéryl, le magma à l'origine des aplopegmatites n'était pas saturé en fluide ($P_{\text{fluide}} < P_{\text{totale}}$) (fig. VII-27).

La cristallisation précoce du béryl dans les aplopegmatites alors qu'on se trouve dans le champ de stabilité de l'association quartz-chrysobéryl est probablement due à une activité modérée de l'alumine (absence de l'andalousite à ce stade). Dans ces conditions, le champ de stabilité du béryl en présence de quartz et de feldspath potassique est très étendu (voir le diagramme $\log(a_{\text{Al}_2\text{O}_3})$ versus T(°C) de Barton (1986)).

Seix + Oute ○ APsei □ Font ○ Vie

- H₂O seule
- aH₂O=1 (saturation en H₂O) 1:P=1kb, 2:P=2kb
 - aH₂O=0.5 P=2kb
 - aH₂O=0.3

- H₂O saturation et volatils
- Li 1%
 - ▶ F 1, 2, 4%
 - B 1, 4.5%

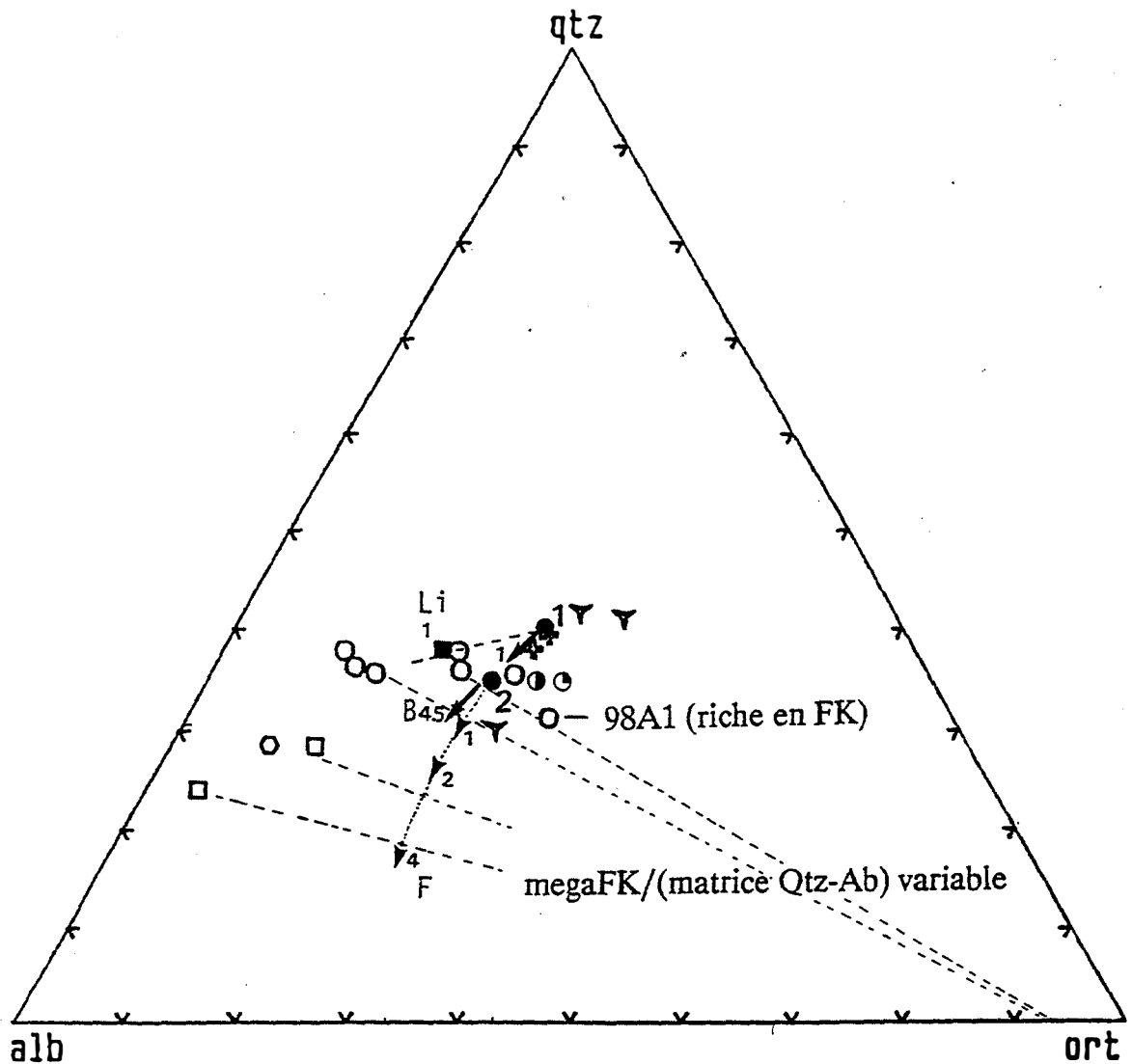


Figure VII-28 : Compositions normatives (CIPW) des granites peralumineux (Seix), apogranites (Seix, Oute) et aplopegmatites associées (APsei) du secteur de Seixoso. (Font, Vie) aplopegmatites à spodumène de Fontao et de Vieiros.

Composition de l'eutectique (ou minimum) du système Qtz-Ab-Or-H₂O (aH₂O=1): Tuttle et Bowen (1958) et Luth et al. (1964).

Composition de l'eutectique (ou minimum) du système Qtz-Ab-Or-H₂O-CO₂ (aH₂O=0.5; 0.3): Holtz et al. (1988).

Composition de l'eutectique (ou minimum) du système Qtz-Ab-Or-H₂O à saturation en H₂O: +Li (Martin, 1983); +F (Manning, 1981); +B (Pichavant, 1984).

Il est à noter que la zone à quartz-andalousite-chrysobéryl développée aux épontes des aplopegmatites de Seixoso doit être interprétée comme un pré-greisen formé dans des conditions de sous-saturation en fluide ce qui est en accord avec la rétro-morphose (en muscovite) pratiquement complète de l'andalousite lors de la greisénisation de l'encaissant. La transformation des xénolithes pélitiques observés dans les aplopegmatites de Seixoso se produit aussi probablement à un stade magmatique dans des conditions de sous-saturation en fluide.

Il est à noter qu'il existe une certaine incertitude sur la courbe d'équilibre (1) puisque ni la vapeur ni le chrysobéryl ne sont les pôles idéaux : présence de Sn, Ti dans le chrysobéryl et de volatils dans la phase vapeur.

3-5.5 Conclusion

Les granites fins peralumineux post-tectoniques de Celorico de Basto, les apogranites et les aplopegmatites peralumineuses associées sont pauvres en Ca, Fe, Mg, Ti et ont de 90 (granites) à plus de 95% (apogranites et aplopegmatites) de Qtz+Ab+Or normatif (CIPW) ce qui permet en première approximation de négliger le constituant CaO. On remarquera que cette approximation est valable pour les aplopegmatites et les apogranites mais ne peut être faite, en toute rigueur, dans le cas des granites.

La pression estimée lors de la mise en place est comprise entre 1.5 et 2kb ce qui permet d'utiliser les résultats expérimentaux obtenus sur le système haplogranitique dans ces conditions.

Les compositions normatives CIPW des granites fins peralumineux, apogranites et aplopegmatites associées du secteur de Seixoso sont reportées dans le diagramme Qtz-Ab-Or (fig. VII-28). De la même manière ont été reportés les compositions normatives des aplopegmatites à spodumène de Fontao et Vieiros.

Plusieurs remarques préliminaires doivent être faites:

- le calcul des normes CIPW tend à augmenter la proportion de quartz normatif dans le cas de composition peralumineuses. En effet, l'alumine non feldspathisable est calculée sous forme de corindon (entre 4 et 5% dans le cas des granites fins peralumineux, des apogranites et des aplopegmatites du secteur de Seixoso) et non sous la forme de muscovite, de silicate d'alumine (minéraux contenant SiO_2 et Al_2O_3) ou de phosphates alumineux, minéraux qui sont effectivement présents dans les aplopegmatites de Seixoso. De plus, le calcul des normes CIPW ne tient pas compte de l'introduction de Al (substitution $2\text{Si}^{4+} = \text{Al}^{3+} + \text{P}^{5+}$) dans les feldspaths des aplopegmatites.

- Les proportions variables Méga-FK/matrice albitique conduisent à un rapport Na/K variable. La position de l'échantillon 98A riche en Méga-FK montre que cet effet peut-être assez important.

La transition granites-apogranites est marquée par une augmentation du rapport Na/K et une baisse des teneurs en Si.

Les points représentatifs des apogranites dans le diagramme Qtz-Ab-Or normatifs sont situés entre le minimum à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{kb}$ et le minimum à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.5\text{kb}$. Ce décalage vers des $P_{\text{H}_2\text{O}}$ plus basses que la pression estimée de cristallisation (entre 1.5 et 2kb) est probablement lié au calcul de la norme.

En tenant compte de l'effet de la répartition non homogène du feldspath potassique (rapport Na/K variable), il est clair que les points représentatifs des aplopegmatites sont décalés vers le pôle Albite.

La température estimée du magma à l'origine des aplopegmatites de Seixoso est nettement inférieure à celle du liquidus du système haplogranitique ce qui indique une richesse en eau et en volatils.

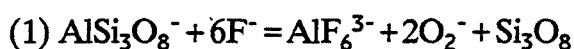
L'addition d'eau abaisse fortement le point de fusion des silicates (quelques centaines de degré par Kb de P_{H_2O}) et donc la température des systèmes silicates- H_2O . L'effet de la pression solide est inverse mais est beaucoup plus faible. A 2kb (valeur maximale de la pression lors de la mise en place des aplopegmatites) les teneurs en eau des magmas granitiques sont vraisemblablement comprises entre 2.5% (équilibre avec des minéraux hydratés) et 6.5% (correspond à la saturation en eau). Compte tenu de la faible masse molaire de l'eau, ces teneurs en eau correspondent à de fortes concentrations molaires et conduisent à une forte diminution de la viscosité des magma (surtout lorsqu'ils sont fortement polymérisés) et à une forte baisse de leur température.

Les aplopegmatites sont riches en fluor, en lithium, en phosphore, et en bore au stade magmatique. Or on sait que ces éléments ont une forte influence sur les relations de phase et les propriétés physiques et chimiques des magmas. Leur ajout conduit à une diminution de la température du liquidus et du solidus des systèmes silicate- H_2O (Pichavant, 1983).

La température du liquidus des systèmes peralumineux est nettement inférieure à celle des systèmes métaalumineux (Burnham et Nekvasil, 1986). Le caractère peralumineux des aplopegmatites de Seixoso et leur richesse en Rb et en Be (Tien et Hummel, 1962 ; Wyllie et Tuttle, 1964) sont donc des causes supplémentaires de la faible température de leur liquidus.

L'effet conjugué des volatils F et de B, sur la composition des minima du système Qtz-Ab-Or- H_2O entraîne une dilatation du domaine de stabilité de l'association quartz+liquide (enrichissement en albite du minimum) ce qui explique la cristallisation précoce et abondante du quartz dans les aplopegmatites et dans les granites peralumineux parents (quartz globuleux avec inclusions de petites biotites automorphes non rééquilibrées avec le liquide résiduel au cours de la cristallisation) et l'évolution particulière à la transition entre les granites et les aplopegmatites de Seixoso : appauvrissement en SiO_2 et enrichissement en Al_2O_3 et Na_2O .

Dans le cas de F, la dilatation du domaine de stabilité de l'association quartz+liquide est liée au fait que F forme des complexes avec Al initialement en position tétraédrique dans le constituant albite du magma (Manning, 1981) suivant la réaction :



La position structurale du phosphore et la dépolymérisation qu'il provoque dans les liquides silicatés fortement polymérisés (Mysen et al., 1981) suggèrent que P à un effet comparable à celui du fluor.

L'effet du bore est beaucoup moins important que celui de F (Pichavant et Manning, 1984). L'ajout de Li conduit à la formation de magmas riches en Albite et quartz normatifs.

Le décalage vers le pôle Ab par rapport à la position du minimum à $P = 1.5-2kb$ des points représentatifs des aplopegmatites confirme donc le rôle important joué par F, Li, B et probablement le phosphore dans la genèse de magmas évolués riches en albites.

L'enrichissement en phosphore est due à sa forte solubilité dans les magmas peralumineux où il forme des complexes alumineux de type berlinite ($AlPO_4$). La forte activité de la berlinite est attestée par la richesse en phosphore des feldspaths primaires et des zircons (substitution $2Si^{4+} = Al^{3+} + P^{5+}$) et par la cristallisation magmatique des phosphates de la série amblygonite-montebrazite. L'enrichissement en fluor en Li est une

conséquence de sa stabilisation dans les liquides sous la forme de complexes alumineux et du faible fractionnement de la biotite en liaison avec la faible activité de Fe et Mg dans les liquides résiduels. Il est à noter que le faible fractionnement de l'apatite est une cause supplémentaire de l'enrichissement en fluor. Le faible fractionnement de la biotite est à l'origine de l'enrichissement en Li.

La stabilité de l'association chrysobéryl+quartz dans les aplopegmatites à des températures très inférieures à 700°C suggère que les magmas à l'origine des aplopegmatites étaient sous-saturés en fluide.

Il existe très peu de données expérimentales sur le système Qtz-Ab-Or-H₂O dans des conditions de sous-saturation en H₂O. En l'absence d'une phase vapeur et dans des conditions subsolvus, on doit observer l'assemblage Quartz+plagioclase+feldspath alcalin+liquide au cours de la cristallisation d'un liquide granitique pauvre en Ca (théoriquement dépourvu de Ca). Cet assemblage est univariant à pression fixée, c'est à dire que pour une P_{H₂O} donnée la température est fixée.

Nekvasil et Burnham (1987) ont évalué, par le calcul, l'effet séparé de l'activité de H₂O et de la pression sur les relations de phases dans ce système. D'après ces auteurs, à pression fixée, une augmentation de P_{H₂O} provoque une contraction du champ quartz+liquide et une diminution de la température du liquidus. La conséquence est un enrichissement en quartz et un appauvrissement en albite du minimum (la teneur en Orthose reste constante).

Les résultats expérimentaux de Steiner et al. (1975), Pichavant et Ramboz (1985a,b), et plus récemment de Ebadi et al (1987), de Holtz et al. (1988) ainsi que de Johannes et Holtz (1990) sont nettement différents et indiquent qu'à pression fixée, une augmentation de l'activité de H₂O conduit à un enrichissement en Ab et un appauvrissement en Or (Qtz reste constant). La cristallisation d'un magma sous-saturé en H₂O doit conduire à un augmentation de l'activité de H₂O du magma résiduel (cristallisation de phases anhydres) et donc à un enrichissement en albite de ce dernier. Dès que P_{H₂O}=P_{totale}, la composition du liquide résiduel est celle du minimum à saturation en H₂O. Un corollaire important est qu'un liquide granitique même de composition proche du minimum a la possibilité de se différencier s'il est sous saturé en H₂O en réponse à l'augmentation de l'activité de H₂O en cours de cristallisation.

L'existence d'un intervalle de cristallisation pour des magmas dont la composition est pourtant proche de l'eutectique dans le système haplogranitique (minimum melt granite) a été confirmée expérimentalement. Le travail expérimental de Benard et al. (1985) sur la cristallisation de leucogranites himalayens mettent en évidence un intervalle de cristallisation important (environ 70°C à P_{H₂O}=3kb). On peut donc vraisemblablement envisager une évolution par cristallisation fractionnée d'un liquide granitique à composition proche de l'eutectique.

La différenciation interne des aplopegmatites, le décalage vers le pôle albite (en tenant compte de l'effet de la répartition non homogène du feldspath potassique) indique que l'intervalle de cristallisation des aplopegmatites n'est pas nul ce qui s'accorde mieux avec une cristallisation dans des conditions de sous-saturation en H₂O et à une augmentation de l'activité des volatils et du phosphore au cours de l'évolution.

L'absence de phase fluide exsolvée malgré la probable richesse en eau des magmas à l'origine des apogranites et aplopegmatites indique une forte solubilité de H₂O dans ce type

de magma. Ceci indique toutefois une pauvreté en CO_2 dont la solubilité dans les liquides granitiques est très faible, surtout pour les pressions inférieures à 10kb.

De nombreux auteurs en se basant sur des travaux expérimentaux sur des systèmes simples ($\text{SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, Albite- H_2O , haplogranite- H_2O) proposent que la charge en soluté des fluides aqueux pegmatitiques est faible : voir Jahns (1982) pour une revue de la littérature à ce sujet.

Pichavant (1983) montre que l'introduction du bore dans les systèmes silicate- H_2O augmente la charge silicatée dissoute dans la phase vapeur et augmente la solubilité de l'eau dans le magma ce qui pourrait conduire à une miscibilité complète entre phase vapeur et magma. Les études de Roedder (1984) et de London (1986) suggèrent effectivement l'existence d'une phase fluide aqueuse dense (jusqu'à 85% en poids de silicates et de sels dissous).

Cette miscibilité entre phase vapeur et magma ne peut se produire que pour de fortes teneurs en bore ce qui nécessite une instabilité au stade magmatique de la tourmaline dans les magmas parents ce qui est le cas dans les aplopegmatites de Seixoso et dans les granites fins peralumineux associés aux aplopegmatites de Seixoso où la tourmaline est secondaire. Des données récentes suggèrent que l'aluminium (Dingwell et al., 1984) et probablement P_2O_5 (Huffman et al., 1986) pourrait eux aussi contribuer à augmenter la solubilité de H_2O dans les magmas. On voit donc que l'absence de phase fluide exsolvée ne signifie pas obligatoirement une pauvreté en H_2O du magma à l'origine des aplopegmatites.

Il est à noter que le fluor augmente la charge silicatée dissoute dans la phase vapeur mais, contrairement au bore, n'augmente pas la solubilité de l'eau dans le magma même pour des teneurs en F voisine de 6% (Webster et Holloway, 1990).

L'absence de phase fluide exsolvée même à un stade avancé de la cristallisation du magma à l'origine des aplopegmatites indique que le mode de genèse proposé par Jahns et Burnham (1969) pour certaines pegmatites zonées ne peut être appliqué aux aplopegmatites de Seixoso. En effet, ce modèle suppose une cristallisation à partir d'un liquide silicaté granitique et d'une phase fluide aqueuse, saline et de faible densité (très peu de silicates dissous) coexistante.

Un modèle de genèse des pegmatites radicalement opposé au modèle de Jahns et Burnham (1969), et qui s'accorderait mieux avec les conditions de cristallisation des aplopegmatites de Seixoso, est celui proposé par London et al. (1988, 1989). Ce modèle est basé sur des résultats expérimentaux obtenus à l'aide des verres peralumineux de Macusani (London et al., 1988 ; 1989) que l'on peut considérer comme des équivalents volcaniques des aplopegmatites de Seixoso. Seules les expériences de cristallisation fractionnée menées dans des conditions de sous-saturation en eau, mais avec volatils (London et al., 1989), ont permis de reproduire les textures particulières (zonations minéralogiques, croissance orientée, textures graphiques, feldspath potassique en plume) des pegmatites. Les résultats expérimentaux de ces auteurs sont en accord avec les travaux de Fenn (1977) et Swanson (1977) sur la croissance des cristaux dans les liquides quartzo-feldspathiques qui montrent que les plus forts taux de croissance et les plus faibles taux de nucléation (cristallisation de cristaux géants dans les pegmatites) sont obtenus dans des conditions de sous-saturation en eau. Le travail expérimental de London et al. (1989) suggère que la dépolymérisation due aux fortes teneurs en volatils affecte profondément le processus de cristallisation fractionnée par son influence sur les taux de nucléation et de croissance des cristaux ainsi que sur les coefficients de diffusion dans les magmas. De plus, seule une différenciation dans des conditions de sous-saturation en eau permet d'obtenir une zonation chimique et

minéralogique comparable à celles des aplopegmatites de Seixoso et une évolution des liquides conformes à ce qui est observé à la transition entre granites fins peralumineux et ces aplopegmatites. Ces conditions de sous-saturation en eau sont en accord avec les faits suivants : l'augmentation de la miscibilité entre magma et H₂O avec l'ajout de B et Li ; la stabilité de l'assemblage chrysobéryl+quartz au stade magmatique dans les aplopegmatites de Seixoso ; la richesse initiale en B des aplopegmatites de Seixoso démontrée par l'intense tourmalinisation de leurs épontes est en contradiction avec une différenciation dans des conditions de saturation en eau qui doit s'accompagner d'une perte en fluides et donc en éléments comme le bore fortement partagés en faveur de ces derniers. On remarquera que cette différenciation dans des conditions de sous-saturation en eau s'accordent bien avec le caractère peu hydraté des verres peralumineux de Macusani que l'on peut considérer comme des équivalents volcaniques des aplopegmatites de Seixoso.

Les expériences de London et al. (1988, 1989) ont été menées dans des conditions d'undercooling ce qui conduit à une cristallisation en complet déséquilibre. Des conditions d'undercooling sont probables pour les magmas à l'origine des aplopegmatites de Seixoso dont la mobilité est grande (faible viscosité) en raison de leur richesse en eau et en éléments volatils. Les aplopegmatites de Seixoso se mettent en place sous forme de filons dans un environnement relativement froid. L'ajout de quelques % de fluor, par exemple, dans un magma granitique diminue la viscosité de plusieurs ordres de grandeur à une température proche du liquidus (Dingwell et al, 1985 ; Dingwell, 1987). Cette faible viscosité a favorisé le fractionnement qui conduit des granites fins peralumineux aux aplopegmatites associées ainsi que la poursuite du fractionnement dans les magmas à l'origine de ces dernières (différenciation interne des aplopegmatites).

III Massif de Lamas de Olo

1 Introduction

Le massif de Lamas de Olo est une intrusion différenciée, circonscrite, franchement post-tectonique qui est essentiellement constitué d'une adamellite porphyroïde à biotite seule (LOGgn) qui est intrusive dans les granites syn-tectoniques à deux micas du batholite de Vila Real. Le massif de Lamas de Olo se caractérise par une architecture du type exogranite-endogranite à stocksheider. Au coeur du massif, affleure un endogranite, qui est en fait une adamellite leucocrate, sous la forme d'un apex principal (LOLa) et de deux apex satellites (LOG1 et LOG2). Une intense activité hydrothermale, marquée par le développement de greisens fissuraux, est étroitement associée à l'apex principal de l'endogranite. Celui-ci et les adamellites encaissantes (LOGgn et LOGmp) ont subi une gresisénisation pervasive. Les modifications de la composition chimique de l'endogranite seront évaluées en se basant sur la composition des apex satellites (LOG1 et LOG2) qui se caractérisent par l'absence d'activité hydrothermale. Les modifications de la composition des adamellites qui encaissent l'apex principal de l'endogranite seront évaluées en se basant sur la composition d'adamellites équivalentes (teneurs en TiO_2 comparables) non altérés.

A proximité (à l'Est) du massif de Lamas de Olo, on a cartographié un petit stock post-tectonique de microgranite (VRmgSt) intrusif dans les granites syn-tectoniques à deux micas du batholite de Vila Real. De nombreuses aplites (VRmg) se rattachent à ce stock de microgranite.

Des granites à deux micas à grain grossier (G'm) ou à grain fin (G'F), qui présentent une nette orientation (N145) de la biotite et des phénocristaux de feldspath potassique dans les faciès porphyroïdes, constituent l'essentiel du batholite syn-tectonique de Vila Real dans le secteur de Lamas de Olo. Quelques échantillons de ces granites à deux micas ont été analysés.

2 Evolution et mode de différenciation des adamellites de Lamas de Olo

TiO_2 a été choisi comme indice de différenciation dans cette partie de l'évolution en raison de son comportement inerte au cours des altérations hydrothermales et en raison de ses variations relatives importantes.

Dans l'adamellite principale du massif de Lamas de Olo, l'orientation magmatique (définie par les phénocristaux de feldspath potassique) est fréquemment soulignée, surtout en bordure d'intrusion, par des schlierens biotitiques. Ces derniers ont des faibles teneurs en SiO_2 et des fortes teneurs en K_2O (6,5 %), Al_2O_3 , TiO_2 , Fe_2O_3 , MgO , MnO et en éléments en traces portés par la biotite (Li, Rb, Cs, Ba, Sc, Zn, Nb, Ta, Sn). Ces schlierens biotitiques sont fortement peralumineux, au sens de Shand (1927), en raison de leur richesse en biotite. Les minéraux accessoires, c'est-à-dire zircon, xénotine et allanite, sont le plus souvent observés en inclusion dans la biotite dans les adamellites du massif de Lamas de Olo. Les éléments en traces (Zr, terres rares, Th) portés par ces minéraux accessoires se trouvent à des concentrations très élevées dans les schlierens biotitiques ce qui indique que ceux-ci sont des cumulats biotitiques. On remarquera que la présence de ces cumulats biotitiques est un argument en faveur d'une différenciation des adamellites de Lamas de Olo par cristallisation plus ou moins fractionnée.

FACIES = \blacktriangle LOSchl \blacktriangle LOGmp \blacksquare LOGgn \square LOLa \triangle LOG1 ∇ LOG2 ∇ LOfilpr ∇ LOapl
 \diamond LOFcomp \bullet VRmgSt \circ VRmg \blacktriangledown G'm \blacklozenge G'F

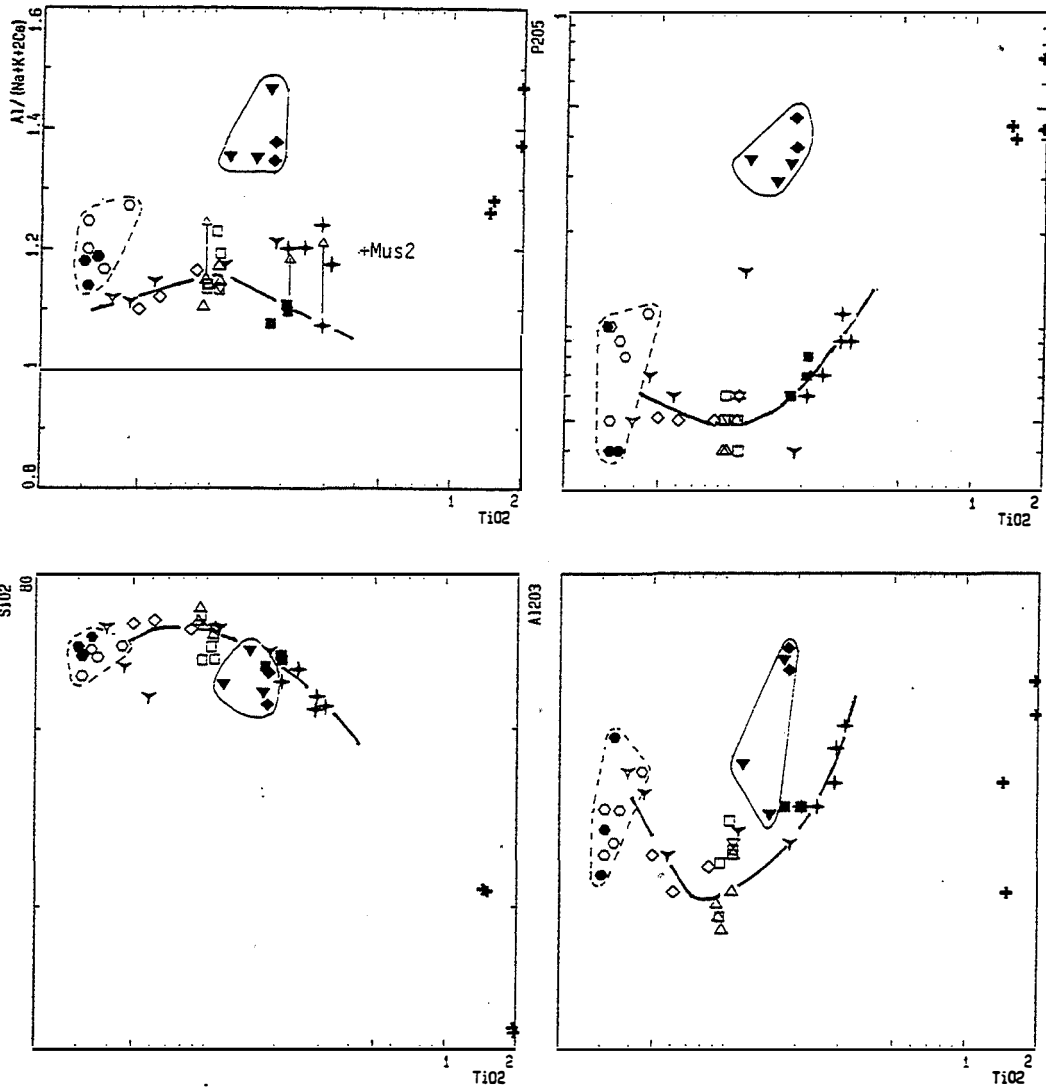


Figure VII-29 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo. Comparaison avec les granites à deux micas du batholite syn-tectonique de Vila Real. TiO_2 est choisi comme indice de différenciation. Sur le diagramme saturation en alumine (A/CNK) versus TiO_2 , les flèches indiquent les modifications de la composition chimique des adamellites greisénisées : le caractère peralumineux est renforcé par lessivage de Ca et des alcalins alors que Al est inerte. La baisse de A/CNK dans la deuxième partie de l'évolution est due au fractionnement de la biotite.

Massif de Lamas de Olo :

LOschl, *schlierens biotitiques (cumulats à biotite et minéraux accessoires)* ; LOGmp, "*granodiorite*" de Alto do Cabeço ; LOGgn, *adamellite principale à biotite seule* ; adamellite leucocrate (endogranite à stocksheider) : LOLa, *apex principal* ; LOG1 et LOG2, *apex satellites* ; LOfilon, *adamellites en filons tardifs* ; LOFcomp, *filon composite (adamellite et aplites)* ; LOapl, *aprites tardives en filons*.

Stock post-tectonique de microgranite intrusif dans le batholite de Vila Real (Est du massif de Lamas de Olo) :

VRmgST, *microgranite* ; VRmg, *aprites en filons associées*.

Batholite syn-tectonique (syn-F3) de Vila Real :

G'm, *granites grossiers à deux micas* ; G'F : *granites fins à deux micas*.

FACIES = +LOschl +LOGmp ■LOGgn □LOLa △LOG1 ▽LOG2 ∇LOfilon ∇LOapi
 ○LOFcomp ●VRmgSt ○VRmg ▼G'm ◆G'F

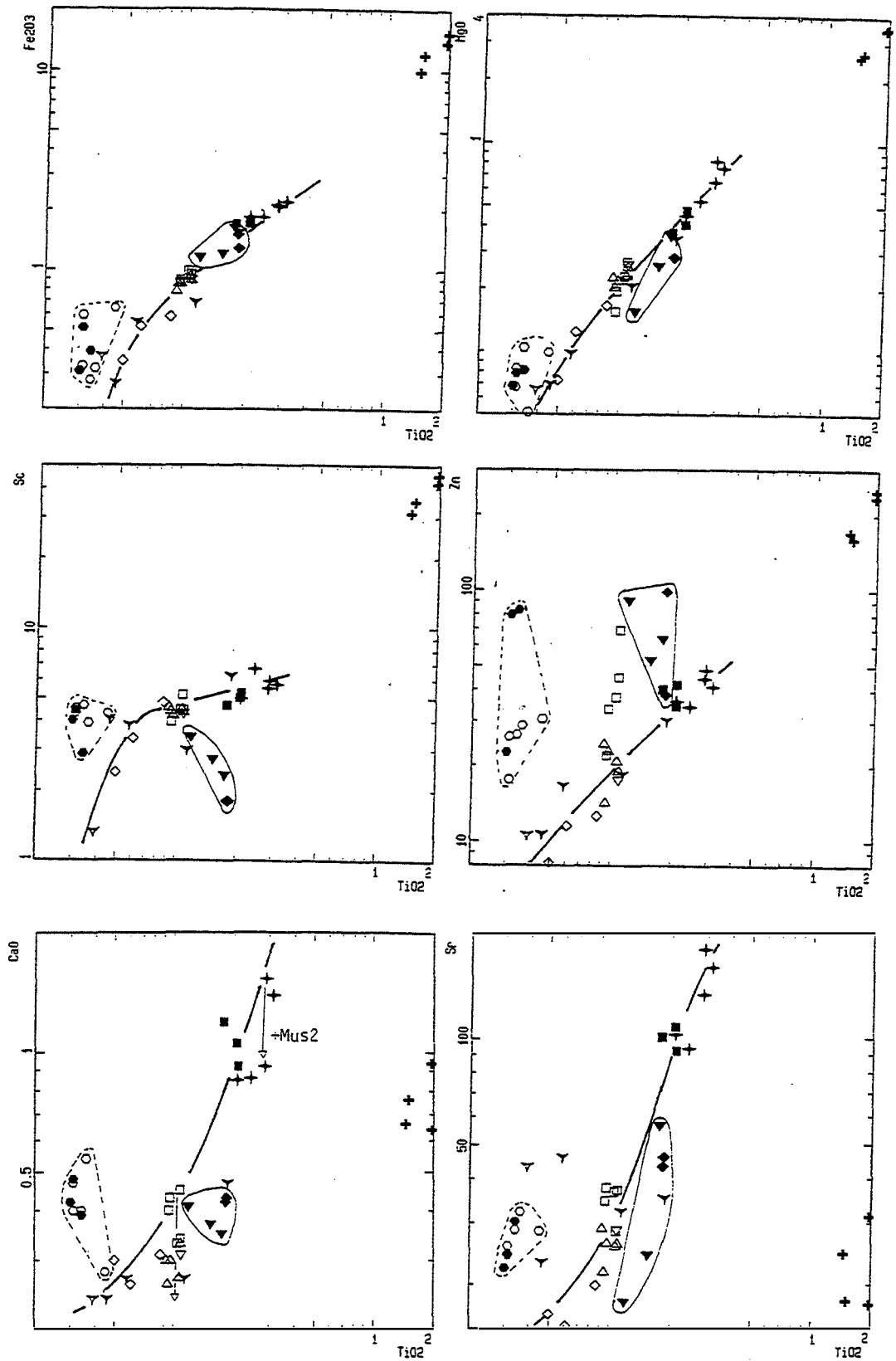


Figure VII-30 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alkalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo. Sc, Fe₂O₃, MgO baisse plus rapidement dans la deuxième moitié de l'évolution ce qui correspond au début de la baisse de la saturation en alumine (voir figure précédente) : la proportion de la biotite augmente (par rapport aux feldspaths) dans l'assemblage minéralogique qui fractionne.

FACIES = + L0schl + L0Gmp ■ L0Ggn □ L0La ▲ L0G1 ▼ L0G2 ∟ L0filon ∟ L0api
 ○ L0Fcoma ● VRmgSt ○ VRmg ▼ G'm ◆ G'F

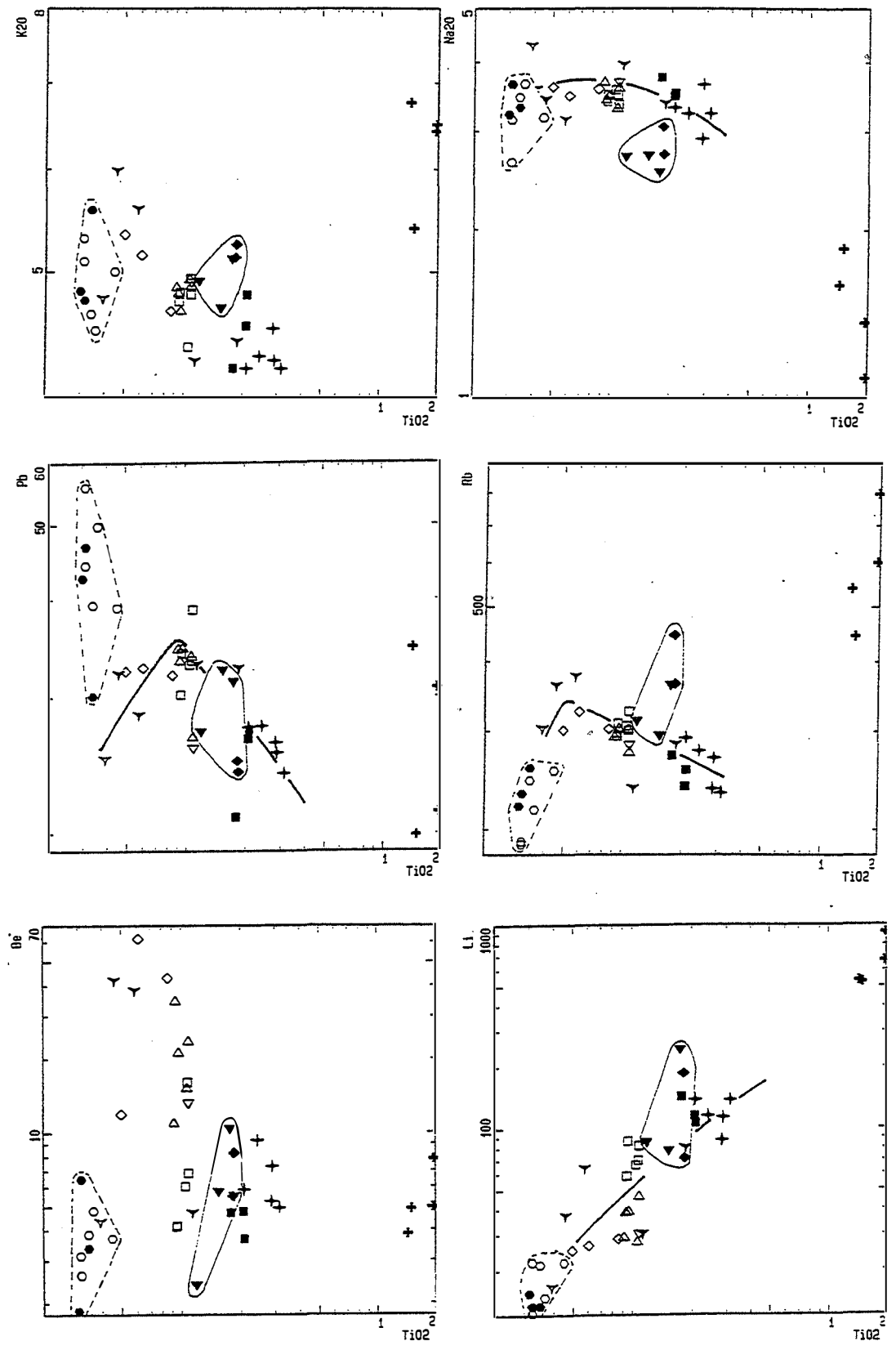


Figure VII-31 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alkalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo.

FACIES = + L0schl + L0Gmp ■ L0Ggn □ L0La △ L0G1 ▽ L0G2 ▾ L0filon ▾ L0apl
 ○ L0Fcomp ● VRmgSt ○ VRmg ▼ G'm ◆ G'F

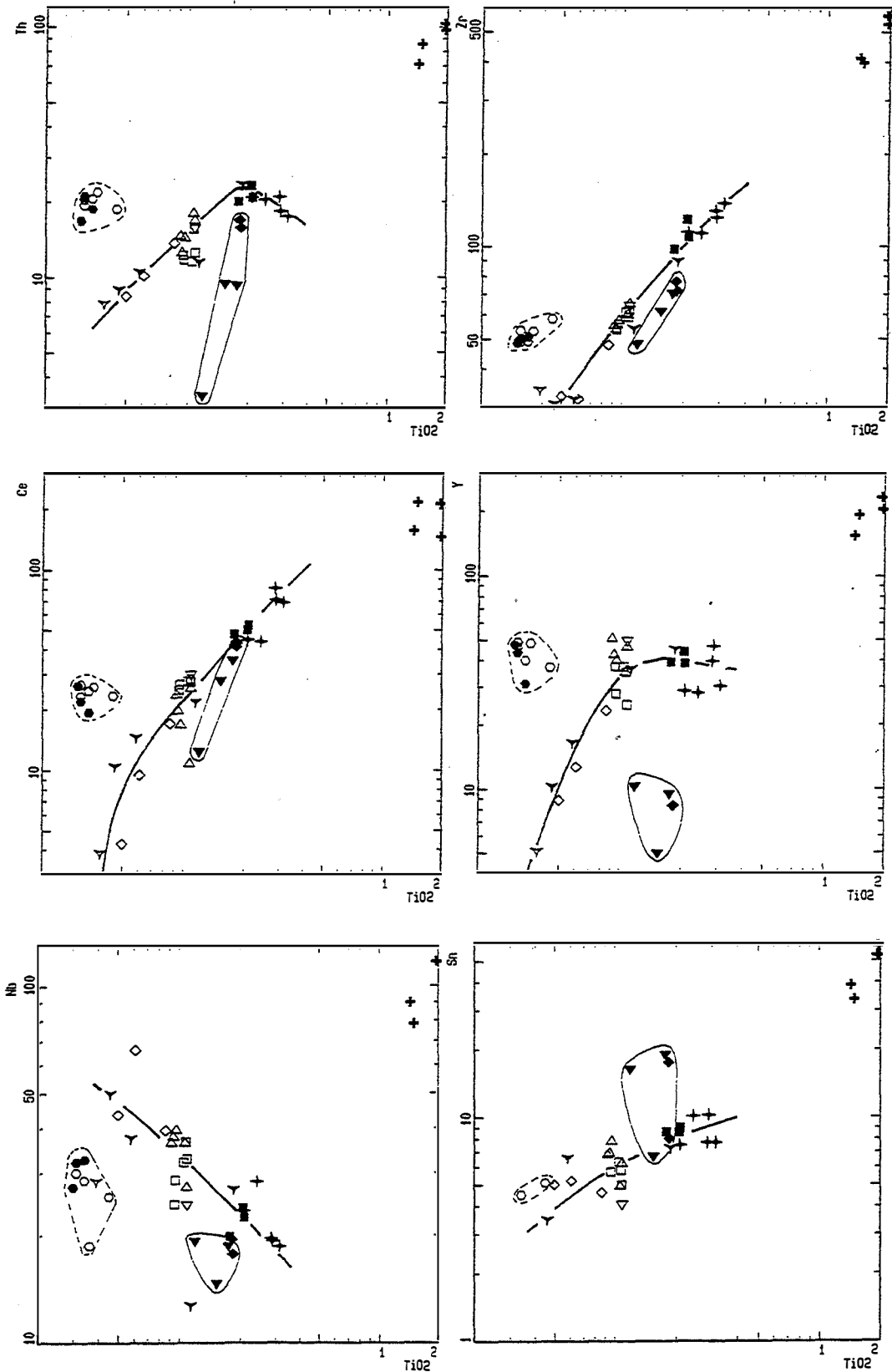


Figure VII-32 : Variations de la composition chimique des adamellites calco-alcalines potassiques du massif post-tectonique de Lamas de Olo. Th passe par un maximum qui correspond au début de la cristallisation de la monazite. Y et les terres rares lourdes baissent dans les adamellites différenciées : le xénotime cristallise de plus en plus précocement dans les termes différenciés. Cette baisse tardive de Y alors que le xénotime est omniprésent suggère que sa limite supérieure de stabilité est relativement basse.

La perte au feu distingue bien les adamellites à biotite seule de Lamas de Olo des granites post-tectoniques à biotite dominante (muscovite subordonnée) du batholite de Celorico de Basto par ses faibles valeurs : (PF < 0,8 %).

Les adamellites des massifs de Lamas de Olo sont légèrement peralumineuses au sens de Shand (1927) (fig. VII-29). Dans les adamellites non altérées, le caractère peralumineux est porté par la biotite seule. Celle-ci est modérément alumineuse. Les adamellites encaissantes de l'apex principal de l'endogranite et l'adamellite leucocrate qui constitue ce dernier ont un caractère peralumineux nettement plus marqué. Le caractère peralumineux a été renforcé au stade post-magmatique en raison du développement de la muscovite au dépens des feldspaths : la greisénisation pervasive s'accompagne d'un lessivage de la chaux, et dans une moindre mesure des alcalins, alors que l'alumine est inerte. Dans les adamellites greisénisées, le caractère peralumineux est porté par la muscovite et par la biotite qui devient plus alumineuse : la biotite s'est rééquilibrée au stade post-magmatique avec la muscovite secondaire.

En ne tenant compte que des adamellites les moins altérées, on observe une augmentation puis une baisse du taux de saturation en alumine dès que le fractionnement de la biotite devient plus important relativement à celui des feldspaths ce qui est attesté par la nette rupture de pente dans le diagramme Sc versus TiO_2 (fig. VII-30). Ce type d'évolution du taux de saturation en alumine est fréquemment observée dans l'évolution terminale des séries calco-alcalines.

A teneurs en TiO_2 décroissantes, les valeurs de SiO_2 montrent une hausse corrélativement à une baisse en Al_2O_3 (fig. VII-29). Ces tendances évolutives s'inversent dans les adamellites les plus leucocrates qui sont les termes les plus différenciés et les plus tardifs du massif de Lamas de Olo : elles constituent des filons tardifs associés aux apex de l'endogranite. Cette baisse de SiO_2 , comparable à l'évolution terminale des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto, est due à la cristallisation précoce du quartz dans ces termes différenciés de basse température : le quartz forme des cristaux subautomorphes de grande taille et apparaît comme un phénocrystal dans les adamellites leucocrates à grain fin.

K_2O et Na_2O montrent des tendances évolutives normales à la hausse assez régulière (fig. VII-31). Toutefois Na_2O se stabilise à un niveau relativement élevé en fin d'évolution.

Les relations entre MgO et les autres constituants compatibles tels que Fe_2O_3 , MgO, MnO, Sc, V, CaO, Sr (fig. VII-30), sont extrêmement régulières. On note que Fe_2O_3 , MgO, et MnO décroissent rapidement et que cette baisse s'accroît dès que le fractionnement de la biotite devient plus important relativement à celui des feldspaths ce qui correspond à la nette rupture de pente dans le diagramme Sc versus TiO_2 .

Pour les éléments en traces, l'évolution est simple et régulière et va vers un appauvrissement en la plupart des éléments (Th, Zr, La, Ce...) au cours de la différenciation (fig. VII-32, VII-33). Ce comportement est courant dans les séries granitiques et traduit le fractionnement bien connu de certains minéraux accessoires (zircon, monazite ou allanite) dans ces conditions.

Dans les adamellites de Lamas de Olo, le fractionnement des terres rares légères et de Th est assuré par l'allanite et par la monazite dans les adamellites les plus différenciées. Le fractionnement de Zr, et dans une moindre mesure des terres rares lourdes, est assuré par le

zircon. Le fractionnement des terres rares lourdes est essentiellement assuré par le xénotime dans l'évolution terminale des adamellites du massif de Lamas de Olo.

Zr a un comportement compatible tout au long de l'évolution en raison de la cristallisation précoce du zircon.

Les terres rares légères baissent régulièrement au cours de l'évolution en raison du fractionnement de l'allanite ce qui ne suffit pas à faire baisser Th dans les adamellites peu différenciées. Th passe par un maximum puis baisse ce qui correspond au début de la cristallisation de la monazite dans les termes différenciés : la monazite a un rapport Th/terres rares légères beaucoup plus élevé que celui de l'allanite. La monazite apparaît très tardivement dans l'évolution des adamellites de Lamas de Olo. Elle commence à cristalliser dans les adamellites dont les teneurs en TiO_2 sont inférieures à 0.2%. Cette cristallisation tardive est due au caractère calcaïque des adamellites de Lamas de Olo. En comparaison, la monazite cristallise dès le stade dioritique (TiO_2 de 1.1%) dans la série basique de Celorico. Rappelons que cette série basique dont les différents termes sont conservés en enclaves dans les granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto, a un caractère hypocalcaïque (rapport Ca/Mg faible).

Y (fig. VII-32) et les terres rares lourdes se maintiennent à un niveau constant et élevé (40ppm, ce qui est classique dans les séries calco-alcalines) en raison du faible fractionnement par le zircon, puis baissent dans les adamellites les plus leucocrates (adamellites en filon) : le xénotime cristallise tôt dans ces termes différenciés de basse température. Ce fractionnement relativement tardif des terres rares lourdes par le xénotime alors qu'il est présent dans toutes les adamellites du massif de Lamas de Olo suggère que sa limite supérieure de stabilité est relativement basse, probablement inférieure à celle de l'allanite (800°C d'après Hildreth, 1979).

Les éléments liés au feldspath potassique c'est-à-dire K, Rb et Pb (fig. VII-31) montrent une nette tendance à l'enrichissement. Toutefois, Rb et Pb s'appauvrissent dans les adamellites leucocrates en filon ce qui doit être lié à la cristallisation de plus en plus précoce du feldspath potassique dans les termes différenciés de plus en plus froids. Il est à noter que les adamellites du massif de Lamas de Olo sont porphyroïdes en feldspath potassique.

La plupart des adamellites altérées prélevées à proximité de la minéralisation filonienne liée à l'endogranite du massif de Lamas de Olo sont fortement enrichies en Be (fig. VII-31). Il est donc difficile de dire s'il y a eu préconcentration en Be au stade magmatique.

Li (fig. VII-31) et Sn (fig. VII-32) baissent régulièrement ce qui est une conséquence du fractionnement continu de la biotite. Nb (fig. VII-32) montre une nette tendance à l'enrichissement malgré le fractionnement continu de la biotite et de l'ilménite (les schlierens biotitiques sont riches en Nb) ce qui indique que Nb est stabilisé dans les magmas à l'origine des adamellites de Lamas de Olo. Le comportement de la plupart des éléments est donc contrôlé par leur caractère plus ou moins compatible dans les minéraux de cristallisation précoce mais aussi, pour certains, par leurs propriétés et leur spéciation dans les magmas. Ce dernier facteur est prépondérant pour Nb dans l'évolution des adamellites de Lamas de Olo.

En conclusion, les tendances évolutives observées pour la plupart des éléments sont comparables à celles observées dans les séries calco-alcalines. Cependant, les adamellites du massif de Lamas de Olo ont des teneurs en K_2O remarquablement élevées et des teneurs en P_2O_5 très faibles. Nous verrons d'ailleurs que les adamellites de Lamas de Olo ont une

composition chimique identique à celle des termes les plus évolués de la série calco-alcaline potassique de Fundao. Une des originalité des adamellites du massif de Lamas de Olo réside dans leur évolution terminale qui est marqué par le changement de comportement de SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 . Ce changement dans l'évolution est comparable, mais en moins accentué et pour un nombre plus réduit d'éléments, à l'évolution terminale des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto.

Selon Hanson (1978), la fusion partielle à taux variable explique difficilement les variations relatives importantes des teneurs en constituants compatibles tels que MgO , Zr et TiO_2 . Dans le cas des granites peralumineux, on pourrait invoquer l'effet d'une composante restitique d'origine métasédimentaire (White et Chappell, 1977) ; mais ce mécanisme, s'il rend bien compte des variations corrélées et approximativement linéaires de MgO et TiO_2 , ne permet pas d'expliquer les variations non linéaires observées pour Th , les terres rares lourdes et SiO_2 (qui passe par un maximum au cours de l'évolution) ou les ruptures de pente observées dans les diagrammes Sc , Fe_2O_3 , MgO versus TiO_2 .

L'abondance et la richesse en éléments à comportement compatible (dans l'évolution des adamellites) des cumulats à biotite (et minéraux accessoires inclus) plaident en faveur d'une évolution par cristallisation fractionnée pour les adamellites du massif de Lamas de Olo. Le spectre de terres rares des adamellites de Lamas de Olo (fig. VII-33) est d'ailleurs cohérent avec une évolution de ce type. Les adamellites les moins différenciées (LOGmp et LOGgn) ont une anomalie en Eu modérée et un spectre assez régulièrement fractionné. A teneur en TiO_2 décroissantes, l'anomalie en Eu se creuse. Le fractionnement de l'allanite se marque par une baisse des terres rares légères sans fractionnement relatif entre ces dernières. Le début de la cristallisation de la monazite dans les adamellites différenciés se marque par un net fractionnement de Ce par rapport au La et aux autres terres rares légères. Le xénotime ne cristallise précocément que dans les adamellites différenciées ce qui se traduit par un net fractionnement de Dy par rapport à Yb dans celles-ci.

Les changements de comportement qui concernent certains éléments sont cohérents avec une différenciation par cristallisation plus ou moins fractionnée dans laquelle les minéraux qui interviennent fractionnent plus ou moins tôt suivant leur place dans la séquence de cristallisation ; celle-ci dépend de leur limite supérieure de stabilité (800°C pour l'allanite par exemple) ainsi que de la température (les termes différenciés sont de plus en plus froids au cours de l'évolution) et du chimisme des magmas.

3 Comparaison avec les granites à deux micas du batholite de Vila Real et avec le microgranite tardif et les aplites associées

Le stock de microgranite (VRmgSt), intrusif (à l'Est du massif de Lamas de Olo) dans les granites à deux micas du batholite de Vila Real, et les aplites associées (VRmg) sont potassiques et ont un caractère peralumineux plus marqué que les adamellites du massif de Lamas de Olo. Les granites à deux micas du batholite de Vila Real (G'm et G'F) sont fortement peralumineux (rapport A/CNK voisin de 1.4) ce qui est due à leur richesse en alumine et à leur relative pauvreté en CaO et Na_2O si on les compare aux adamellites de Lamas de Olo à teneurs en TiO_2 équivalentes.

Comparé aux adamellites de Lamas de Olo, le stock de microgranite (VRmgSt) et les aplites associées (VRmg) sont globalement plus pauvres en titane. A teneur en TiO_2 équivalentes, ces derniers sont nettement plus calciques, ferrifères et magnésiens que les

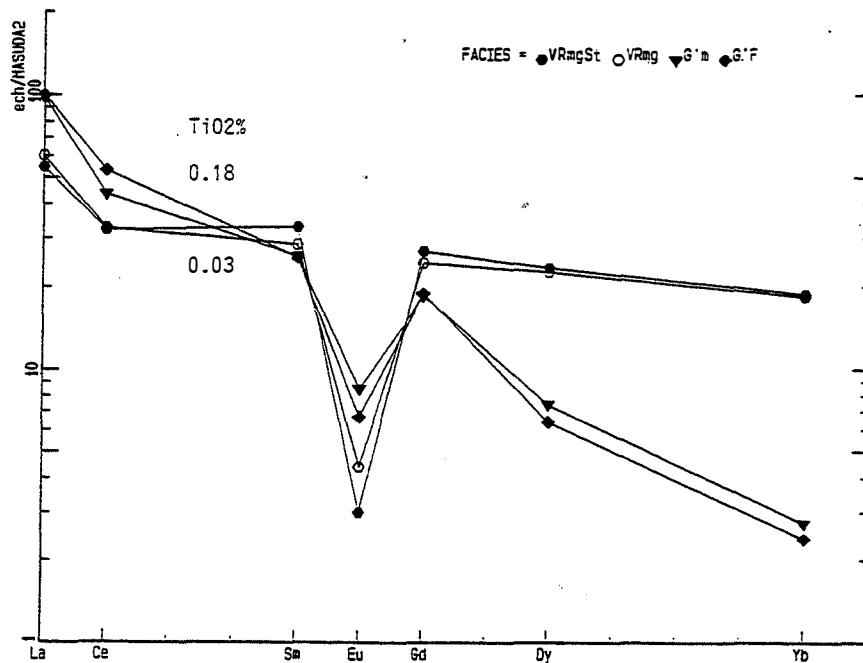
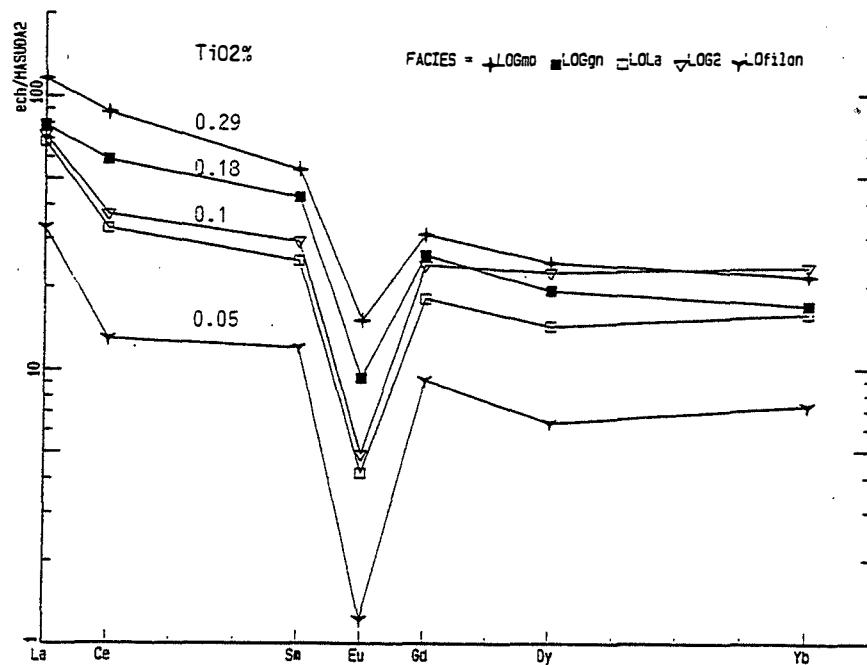


Figure VII-33 : Les spectres de terres rares des adamellites de Lamas de Olo sont cohérents avec une évolution par cristallisation fractionnée : à teneurs en TiO_2 décroissantes, l'anomalie en Eu s'accroît (fractionnement des feldspaths), les terres rares légères baissent (fractionnement de l'allanite puis de la monazite), les terres rares lourdes ne baissent que dans les adamellites différenciées (fractionnement du xénotime). Les microgranites (VRmgST) et les aplites (VRmg) post-tectoniques situés à l'Est du massif de Lamas de Olo ont un spectre plat proche de celui des adamellites différenciées de Lamas de Olo mais sont trois fois plus riches en terres rares. Les granites à deux micas du batholite syn-tectonique de Vila Real sont riches en terres rares légères et pauvres en terres rares lourdes.

adamellites de Lamas de Olo. Plus généralement les rapports éléments de transition/ TiO_2 sont nettement plus élevés dans le stock de microgranite (VRmgSt) et les aplites associées (VRmg) que dans les adamellites de Lamas de Olo. Une caractéristique remarquable du stock de microgranite (VRmgSt) et des aplites associées (VRmg) est leur richesse en terres rares, Th, Zr, Sr, Ba et Pb. A teneur en TiO_2 équivalentes, le stock de microgranite (VRmgSt) et les aplites associées (VRmg) sont au moins trois fois plus riches en terres rares que les adamellites de Lamas de Olo (fig. VII-33). Ils ont une anomalie en Eu prononcée et un spectre des terres rares assez plat bien qu'il apparaisse un fractionnement entre La et Ce un peu comme dans l'évolution des adamellites de Lamas de Olo. En conclusion, le stock de microgranite (VRmgSt) et les aplites associées (VRmg) ne sont pas liés aux adamellites de Lamas de Olo. Comme ces dernières, ils sont intrusifs dans les granites à deux micas du batholite de Vila Real et sont nettement post-tectoniques. Certaines de leur textures suggèrent mêmes une mise en place tardive et très superficielle : le stock de microgranite prend en bordure l'aspect d'une rhyolite à texture rubanée, localement à texture sphérolitique.

A teneur en TiO_2 équivalentes, les granites à deux micas du batholite de Vila Real se distinguent des adamellites de Lamas de Olo par leur caractère peu calcique, leur richesse en alumine, phosphore (la solubilité du phosphore est élevée dans les magmas peralumineux), K_2O , Rb, Zn et leur pauvreté en sodium, Sr, Ba, Nb, Zr. La pauvreté en terres rares lourdes (fig. VII-33) et en Sc est remarquable, ce qui les rapprochent des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto : ces deux types de granites ont d'ailleurs des spectres des terres rares très comparables et caractérisés par un fractionnement assez régulier depuis les terres rares légères jusqu'aux terres rares lourdes et un enrichissement net en terres rares légères (fig. VII-33). Il est à noter que la baisse de Th et des terres rares légères dans les granites à deux micas du batholite de Vila Real est beaucoup plus forte que dans les adamellites de Lamas de Olo, ce qui indique un fractionnement plus important de la monazite probablement en raison de sa faible solubilité dans les magmas fortement peralumineux.

4 Origine de la minéralisation en Mo-W-Be-(Nb)

4.1 Rôle limité des préconcentrations magmatiques

Seul Nb montre un net enrichissement au stade magmatique : les adamellites les plus différenciées ont des teneurs en Nb voisines de 50ppm. Dans les minéralisations, Nb est porté par la wolframite ; le remplacement de celle-ci par la scheelite s'accompagne de l'exsolution du Nb sous la forme de niobotantalés pauvres en Ta et riches en W.

Nous ne disposons malheureusement pas d'analyses fiables de Mo et W pour mettre en évidence d'éventuels enrichissements au stade magmatique. Nous essayerons donc de mettre en évidence une éventuelle spécialisation de la série calco-alcaline potassique de Lamas de Olo pour ces éléments en essayant de trouver les affinités possibles avec des séries magmatiques associées à des gisements de Mo-W.

De nombreuses tentatives de classifications des gisements de Mo ont été faites par de nombreux auteurs, en se basant sur la nature et la morphologie des gisements, sur des modèles d'altérations liées aux gisements, sur la nature (composition chimique, site géotectonique, morphologie et profondeur de mise en place) des plutons source des minéralisations. Une tentative intéressante de classification des gisements de Mo de l'Ouest des U.S.A. a été faite par G. Westra et al (1981). Ces auteurs ont basé leur

classification sur la chimie de la série magmatique associée aux gisements en utilisant le paramètre $K_{57,5}$ qui représente la teneur en K_2O de la roche dont la teneur en SiO_2 est de 57,5 % dans la série magmatique. Les gisements les plus riches sont liés à des séries alcalines ou calco-alcalines potassiques à $K_{57,5} < 2,5$. Des gisements moins riches sont associés à des granodiorites ou des granites peralumineux appartenant à des séries calco-alcalines ou calco-alcalines potassiques à $K_{57,5} > 2,5$.

Les minéralisations en Mo, W, Be de la zone de Celorico de Basto sont associées au massif calco-alcalin potassique de Lamas de Olo. L'application de la classification proposée par G. Westra et al (1981) se heurte au fait que la série de Lamas de Olo ne comporte pas de terme assez basique pour utiliser le paramètre $K_{57,5}$. L'endogranite (apex Lola, LOG1 et LOG2) du massif de Lamas de Olo est légèrement peralumineux, la muscovite est présente. De par ses valeurs relativement fortes en Rb, Nb, K_2O , très faibles en TiO_2 et Sr, ce granite s'apparente aux granites de la classe $K_{57,5} > 2,5$ de G. Westra et al (1981), mais se rapproche des granites de la classe $K_{57,5} < 2,5$ par l'absence de minéralisations en Sn (à peine cet élément est-il enrichi dans les greisens).

La plupart des études sur les gisements de molybdène montre l'importance des alcalins. D'après les données présentées par Uzkut (1974) et Grevorkyan (1968), l'enrichissement en Mo au stade magmatique dépend largement de l'espèce suivant laquelle se trouve le Mo dans le magma. Dans les magmas avec $Na+K < 4$ ou 5 %, Mo est sous la forme Mo^{4+} et se substitue à Ti^{4+} , Fe^{3+} , Al^{3+} dans les minéraux de cristallisation précoce : magnétite, sphène, ilménite. R. Gwinn et Paul C. Hess (1989) expliquent la cristallisation précoce de ces minéraux par le fait que la solubilité de Ti^{4+} et Fe^{3+} baisse quand le degré de peralcalinité diminue. Mo^{4+} , cation fortement chargé, aurait le même comportement que Ti^{4+} . Dans les magmas riches en alcalins Na, K, le molybdène serait sous la forme d'un anion du type molybdate MoO_3^{2-} qui peut former des complexes stables avec les alcalins. Cette stabilisation dans les liquides entraîne une augmentation de la solubilité de Mo qui peut alors s'enrichir dans les magmas résiduels (Uzkut, 1974 in G. Westra et al, 1981) et ceci d'autant plus que $Na + K$ est élevé et les teneurs en fer et titane faibles.

Les adamellites de Lamas de Olo sont légèrement peralumineuses. Dans les magmas peralumineux, la solubilité des cations fortement chargés est beaucoup plus faible que dans les magmas peralcalins. Ceci montre que s'il y a eu enrichissement en Mo au cours de la cristallisation fractionnée, celui-ci a été modéré et en tout cas inférieure à celui qui peut être observé dans certaines séries alcalines.

Le rôle de l'eau et des volatils est primordial en ce qui concerne l'enrichissement en Mo. Pour le massif de Lamas de Olo de nombreux arguments sont en faveur d'une pauvreté en fluides au moins au stade magmatique relativement précoce. En effet sa mise en place semble s'être faite à profondeur relativement faible. Ceci indique que la teneur en H_2O du magma durant l'intrusion, ne devait pas atteindre 4 % (Burnham, 1967 ; Tuttle et Bowen, 1958). A ce stade sous-saturé en eau, peut intervenir l'effet de "liquid-state thermogravitationale diffusion" introduit par Shaw et al, 1976 ; Hildreth, 1979, dont une des conséquences est l'enrichissement en certains éléments dont le molybdène. Le moteur de cette migration est le champ de gravité et les gradients de T° entretenus dans la partie haute stationnaire et sous-saturée en H_2O , d'une chambre magmatique en convection.

D'après Hildreth (1979), cette partie haute d'une épaisseur de 1 à 2 km est enrichi en Nb, Mo, Ta, W, U, Th, Sn, Rb et en volatils, et appauvrie en Sr, Ba, Mg. L'enrichissement est plus important quand la température du solidus baisse (Ludington et al, 1979, et dans les liquides avec $SiO_2 > 74$ %, si l'alcalinité est forte (Hildreth, 1979). Il est à noter que ces deux paramètres (T° solidus et alcalinité) ne sont pas totalement indépendants. En effet,

les données expérimentales de Glyuk et Anfilgov, 1974 ; Glyuk et al, 1977 ; Glyuk et Trufanova, 1977 in G. Westra et al, 1981) montrent que K_2O et Rb abaissent considérablement la température du solidus des magmas. L'augmentation de la concentration en volatils va dans le même sens (Wyllie et Tuttle, 1961, 1964 ; Wyllie, 1979). Remarquons, toutefois, que l'enrichissement en Mo par ce processus est inférieur de plusieurs ordres de grandeur à ceux observés dans les gisements de molybdène de type Climax.

En conclusion, bien que la série calco-alcaline potassique de Lamas de Olo montre de réelles affinités avec certaines séries associées à des gisements de Mo, la composition des adamellites n'est pas compatible avec des enrichissements importants en Mo au stade magmatique tels que ceux qui caractérisent les séries associées à des gisements de type Climax.

4.2 Importance des processus hydrothermaux

Le massif de Lamas de Olo se caractérise par une architecture de type exogranite-endogranite. L'activité hydrothermale est étroitement associée à l'apex principal de l'endogranite. Loin de cet endogranite, on note la rareté des roches altérées ou montrant une interaction avec des fluides. La minéralisation en Mo-W-Be-(Nb), est portée par des filons quartzeux à épontes greisénisées et des greisens de direction WSW-ENE ou se localise, pour Be et une moindre mesure pour W et Nb, dans des épisyénites plus distales mais de même direction. Cette direction WSW-ENE est celle d'un système de failles qui guident la mise en place des apex de l'endogranite et de certaines aplites et qui rejoue après la consolidation de l'endogranite. On peut considérer les zones hydrothermalisées du massif de Lamas de Olo comme les manifestations d'un circuit convectif hydrothermal engendré par l'apex principal de l'endogranite.

Les métaux de la minéralisation proviennent pour l'essentiel de l'endogranite et de l'enveloppe externe du gisement, c'est à dire de l'exogranite encaissant et sont piégés dans les zones altérées développées le long des failles de direction NNE-SSW qui affectent l'apex principal de l'endogranite et qui ont joué le rôle de drain pour les fluides.

4.3 Conclusion

La nature des minéralisations (W-Mo-Be), leur expression filonienne et la succession paragéométrique qui les caractérisent sont étonnamment similaires dans les massifs de Lamas de Olo et dans les gisements du massif de la Serra do Geres (Nord du Portugal) qui par ailleurs, semblent étroitement liés à des coupoles de type endogranite. Il est important de noter que le massif de Lamas de Olo et le massif de la Serra do Geres sont tout deux constitués par des adamellites au caractère calco-alcalin potassique bien marqué.

L'éloignement géographique des deux massifs, la différence de nature de leur encaissant montrent que les métaux de la minéralisation ont une origine essentiellement magmatique. Le rôle des préconcentrations magmatiques est probablement important pour des éléments comme Nb et peut être Be, mais les gisements sont de toute évidence liés à des circulations hydrothermales engendrées par des endogranites qui sont constitués en général de faciès légèrement plus évolués et plus tardifs que ceux qui constituent l'exogranite.

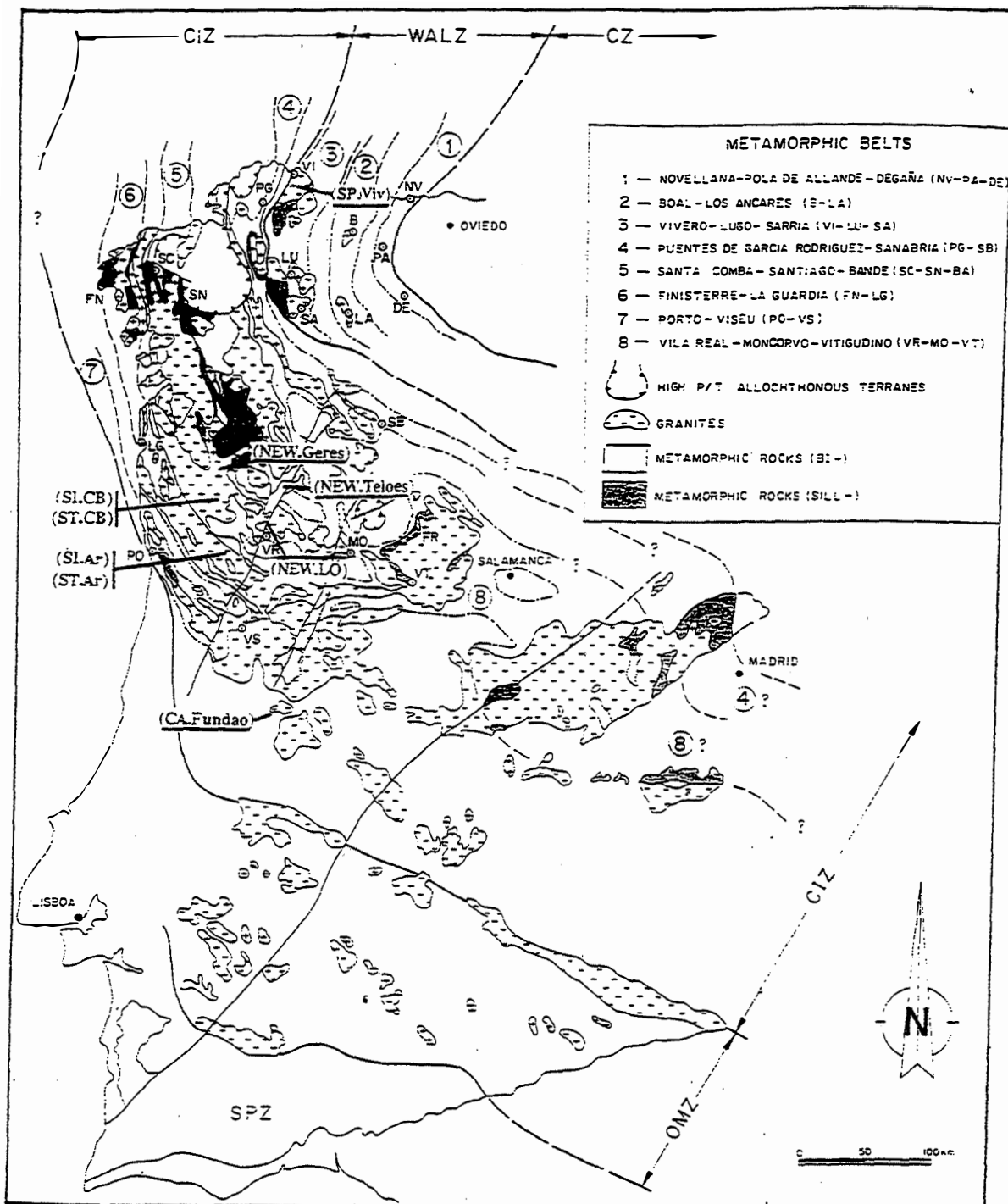


Figure VII-34 : Caractérisation du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto. Comparaison avec quelques suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal. Localisation de ces dernières dans une carte simplifiée montrant le métamorphisme et le magmatisme hercynien de la Péninsule ibérique d'après Martínez et al. (1990).

IV Caractérisation du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto - Comparaison avec le magmatisme hercynien du Nord du Portugal

1 Introduction

Dans cette partie ont été éliminées les roches nettement cumulatives ou celles ayant subi une altération hydrothermale. Ainsi, dans le cas des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto, n'ont pas été retenus les leucodiorites présentant une forte accumulation du plagioclase et les granites fins peralumineux fortement albitisés et greisénisés. De la même façon, certaines adamellites hydrothermalisées à muscovite secondaire du massif de Lamas de Olo ont été écartées.

Dans la mesure du possible, ce même type de tri préalable a été effectué sur quelques autres suites magmatiques à partir des données bibliographiques disponibles.

Dans les diagrammes où la dispersion n'est pas trop forte, on peut définir des trends de variations régulières assimilables à des courbes. Ce type de représentation permet d'obtenir des diagrammes clairs ou peuvent être reportées un grand nombre de données et facilite la comparaison et la caractérisation des granitoïdes.

2 Données sur quelques suites hercyniennes du Nord du Portugal

Pour la localisation, se reporter à la carte de la figure VII-34.

Données de Ait Saadi (1984) et de Stussi (CRPG) dans Garcia et al (1985)

- Symbole: **NEW.Teloés**

Concernent le massif circonscrit, post-tectonique de Teloés. Cette intrusion différenciée à caractère calco-alcalin potassique est constituée de rares granodiorites et d'adamellites à hornblende et biotite ou à biotite seule.

Données de Albuquerque (1971, 1978)

- Symbole : **ST.Ar**

Concernent des tonalites et des granodiorites potassiques associées à des granites post-tectoniques modérément peralumineux du batholite de Aregos-Amarante. Le secteur étudié (Zone de Aregos) est situé au SW de Peso da Regua.

Données de Derre et al. (1988)

- Symbole: **CA.Fundao**

Dans le secteur de Fundao (Beira Baixa, plusieurs suites calco-alkalines à tendance potassique se mettent en place entre le Dévonien et le début du Permien. Les données utilisées concernent le massif circonscrit post-tectonique de Fundao constitué d'une suite de faciès tonalitiques (en enclaves), dioritiques, granodioritiques et granitiques.

Données de Cottard (1979) et Noronha (1982)

- Symbole: **NEW.Geres**

Concernent le massif de Geres, situé à la frontière Portugal-Espagne (30 km au Nord de la zone de Celorico de Basto). Cette intrusion post-tectonique, différenciée est constituée d'adamellites calco-alkalines et potassiques comparables à celles du massif de Lamas de Olo. Des gisements filoniens à Mo-W sont associés à ce massif.

FACIES = ● Gabbro ▽ Dio1 ▼ Dio2 ▲ Sdio.Ca ○ G2 ▼ Fafe ● Sfin.Ca □ Sfin.Lu
 ■ Sfin.VP ○ Seix ⊕ Oute ○ APse:

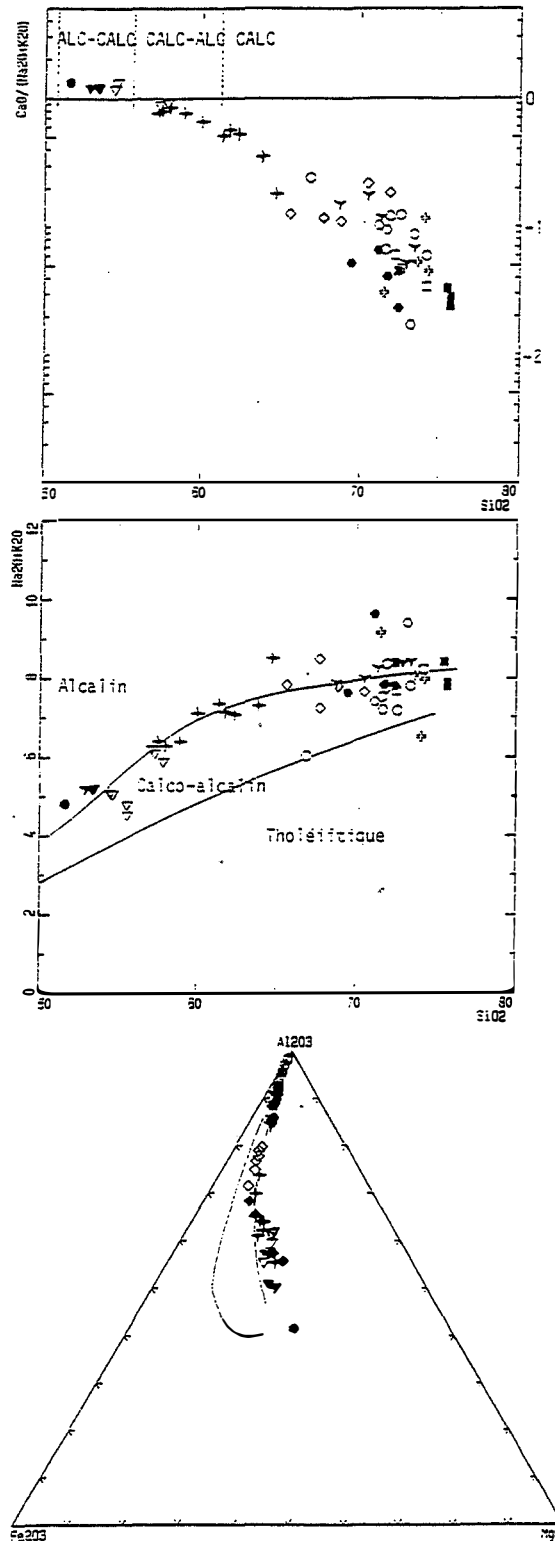


Figure VII-35 : Caractérisation chimique des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto.

Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Kuno, 1968) : enclaves gabbronoritiques et dioritiques des granodiorites (termes les moins différenciés de la série basique de Celorico), champ des séries alcalines et shoshonitiques ; termes les moins magnésiens de G2, champ des séries calco-alcalines ; termes les plus magnésiens de G2 (cumulatifs en biotite), champ des séries alcalines et shoshonitiques ; granodiorites hybrides (mélanges entre des termes dioritiques de la série basique de Celorico et un magma acide proche de G2), intermédiaire entre calco-alcalin et alcalin ou shoshonitique.

Diagramme $\log(\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}))$ versus SiO_2 (indice de Peacock, 1931) : granodiorites hybrides et leurs enclaves basiques, intermédiaire entre "calco-alcalin" et "alcali-calcique" ; indice de Peacock inutilisable pour les granites.

Diagramme ALFM : les granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto définissent un trend courbe caractéristique d'une suite d'affinité calco-alcaline. les granodiorites hybrides et leurs enclaves basiques se distinguent des granitoïdes calco-alcalins par leur caractère plus magnésien.

Données de Galan (1987)

- Symbole: SP.Viv

Concernent le massif syntectonique précoce de Vivero (Galice, NW de l'Espagne) constitué de diorites, tonalites, monzodiorites calco-alkalines et potassiques auxquelles sont associées des roches ultramafiques.

3 Données sur des suites plutoniques et des séries volcaniques de référence

Données de Salemink et Verkaeren (1989)

- Symbole: MK.Crêtes

Concernent les granites magnésio-potassiques (parfois désignés comme "subalkalins") des Crêtes (Vosges, France).

Données (roches volcaniques) de Kuno (1954) et Aramaki (1963) dans Fonteilles (1976)

- Symbole: CA.Japon, série calco-alkaline

- Symbole: Th.Japon, série tholeiitique du Japon

4 Caractéristiques principales du magmatisme tardi-hercynien de la zone de Celorico de Basto

Dans ce qui suit, les enclaves basiques à intermédiaires du granite porphyroïde modérément peralumineux G2 ne seront reportés dans les diagrammes que lorsque ceux-ci concernent des éléments inertes lors des rééquilibrages G2-enclaves.

Dans le diagramme de Brown (1961), des liquides magmatiques cogénétiques doivent théoriquement former une courbe. L'intersection de cette courbe avec la droite d'équation $\text{CaO}/\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 1$ désigne une valeur de SiO_2 (indice de Peacock, 1931) et donne ainsi le caractère du magmatisme.

Les termes gabbronoritiques et dioritiques (enclaves basiques des granodiorites post-tectoniques du batholite de Basto) de la série basique de Celorico ont un caractère intermédiaire entre "calco-alkalin" et "alkali-calcique" (fig. VII-35). Comme les granodiorites résultent du mélange entre les termes dioritiques de cette série basique et le granite post-tectonique modérément peralumineux G2 elles ont aussi un caractère intermédiaire entre "calco-alkalin" et "alkali-calcique". La dispersion observée pour le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux ne permet pas de définir l'indice de Peacock.

Dans le cas du massif de Lamas de Olo (fig. VII-36), l'absence de termes basiques à intermédiaires et la greisénisation pervasive subie par les adamellites les plus différenciées qui constituent l'endogranite de ce massif ne permettent pas de définir l'indice de Peacock. Malgré l'absence de termes basiques à intermédiaires, les microgranites du stock (VRmgSt) situé à l'Est du massif de Lamas de Olo et les aplites associées définissent un bon alignement et ont un caractère calco-alkalin bien marqué (fig. VII-36).

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (fig. VII-35), les termes gabbronoritiques et dioritiques de la série basique de Celorico tombent dans le champ des séries alcalines et shoshonitiques. Les termes les moins magnésiens (ou les plus siliceux) de G2 ne présentent pas d'accumulation de la biotite se placent dans le champ des séries à hypersthène (série

FACIES = VRmgSt VRmg

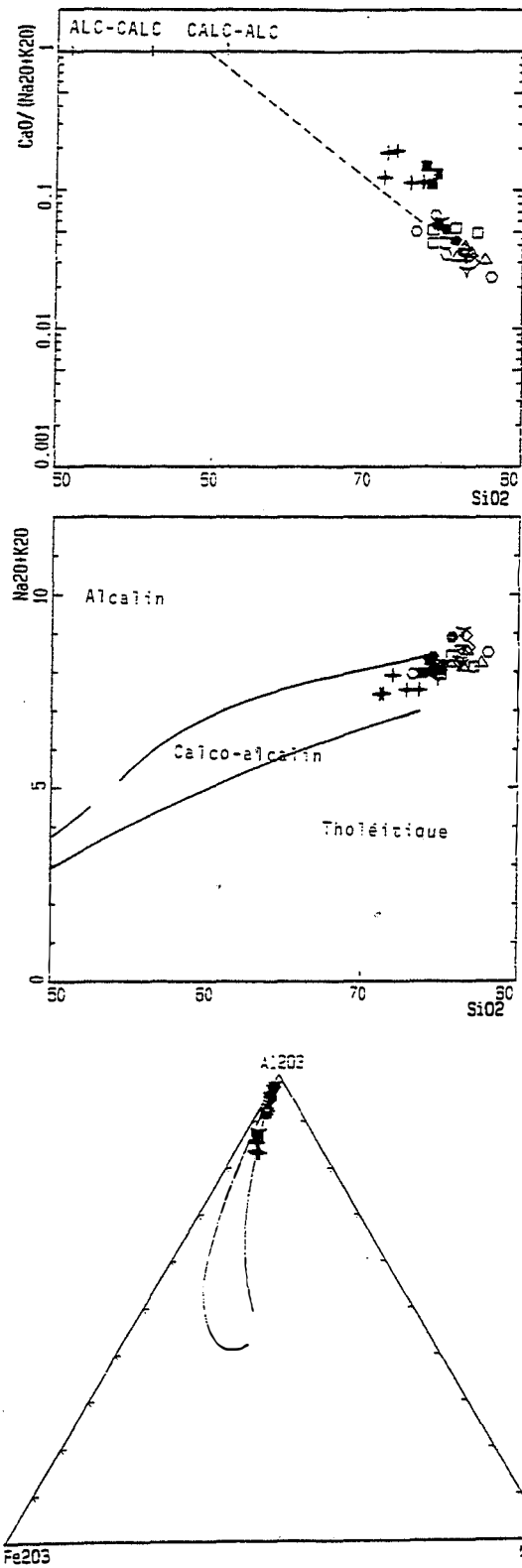


Figure VII-36 : Caractérisation chimique des adamellites du massif post-tectonique de Lamas de Olo.

Diagramme $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ versus SiO_2 (Kuno, 1968) et diagramme ALFM : adamellites du massif de Lamas de Olo, caractère calco-alcalin ; microgranites (et aplites associées) du stock (VRmgSt) situé à l'Est du massif de Lamas de Olo, caractère calco-alcalin.

La greisénisation pervasive subie par les adamellites du massif de Lamas de Olo les plus différenciées (constituent l'endogranite de ce massif) ne permettent pas de définir l'indice de Peacock. Malgré l'absence de termes basiques à intermédiaires, les microgranites (VRmgSt) et les aplites associées (VRmg) définissent un bon alignement et ont un caractère calco-alcalin bien marqué.

calco-alcaline) de Kuno (1968) alors que les termes les plus magnésiens de G2 cumulatifs en biotite se placent dans le champ des séries alcalines et shoshonitiques. En conséquence les granodiorites ont un caractère intermédiaire entre calco-alcalin et alcalin ou shoshonitique.

Les granites fins peralumineux tombent à cheval entre le domaine des séries alcalines et shoshonitiques et celui des séries calco-alcalines (série à hypersthène) de Kuno (1968).

Les adamellites du massif de Lamas de Olo, ainsi que les microgranites du stock VRmgSt et les aplites associées se placent dans le domaine des séries calco-alcalines (fig. VII-36).

L'ensemble des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto définissent, dans le diagramme AIFM (fig. VII-35), un trend dont la courbure est caractéristique d'une suite d'affinité calco-alcaline. Les granodiorites et leurs enclaves basiques (termes les moins différenciés de la série basique de Celorico) se distinguent toutefois des granitoïdes calco-alcalins par leur caractère plus magnésien (rapport Mg/Fe plus élevé). Dans le détail, on note une légère discontinuité au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux.

Les adamellites du massif de Lamas de Olo, ainsi que les microgranites du stock VRmgSt et les aplites associées se superposent au trend des séries calco-alcalines (fig. VII-36).

5 Comparaison avec le magmatisme hercynien du Nord du Portugal

5-1 Teneur en MgO des termes saturés en alumine des différentes suites

La linéarité des variations du taux de saturation en alumine des échantillons du granite porphyroïde modérément peralumineux G2 est remarquable (fig. VII-37). Les échantillons les moins magnésiens sont justes saturés en alumine alors que les échantillons les plus magnésiens sont nettement peralumineux en raison de l'accumulation de biotite alumineuse. La pente des variations du degré de saturation en alumine en fonction de MgO est forte parce que le caractère peralumineux des roches présentant une accumulation de biotite a été renforcé à cause de la croissance post-magmatique d'un peu de muscovite.

Les analyses des granites porphyroïdes, modérément peralumineux (à biotite dominante), tardi à post-tectoniques des batholites de Celorico de Basto (SI.CB) et de Aregos-Amarante (SI.Ar) se superposent parfaitement aux échantillons du granite modérément peralumineux G2 ne présentant d'accumulation de la biotite (termes les moins magnésiens). En raison de leur caractère hybride, les granodiorites post-tectoniques du batholite de Basto se caractérisent par une augmentation régulière du taux de saturation en alumine : les granodiorites mélanocrates (granodiorites les plus magnésiennes) ont un rapport A/CNK proche de celui de leurs enclaves dioritiques (pôles basiques des mélanges) alors que les granodiorites leucocrates (granodiorites les moins magnésiennes) ont un rapport A/CNK proche de celui des termes non cumulatifs (en biotite) du granite modérément peralumineux G2 (pôle acide des mélange). L'ensemble des granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto définissent une suite tardive différenciée dans laquelle les granodiorites assurent la transition entre le domaine métaalumineux et le domaine peralumineux. La même continuité est observé pour les granitoïdes tardifs du batholite de Aregos-Amarante (suite tardive de Aregos-Amarante, ST.Ar). Toutefois la suite tardive de Aregos-Amarante ne comportent pas de termes aussi basiques que dans la suite tardive du batholite de Celorico de Basto.

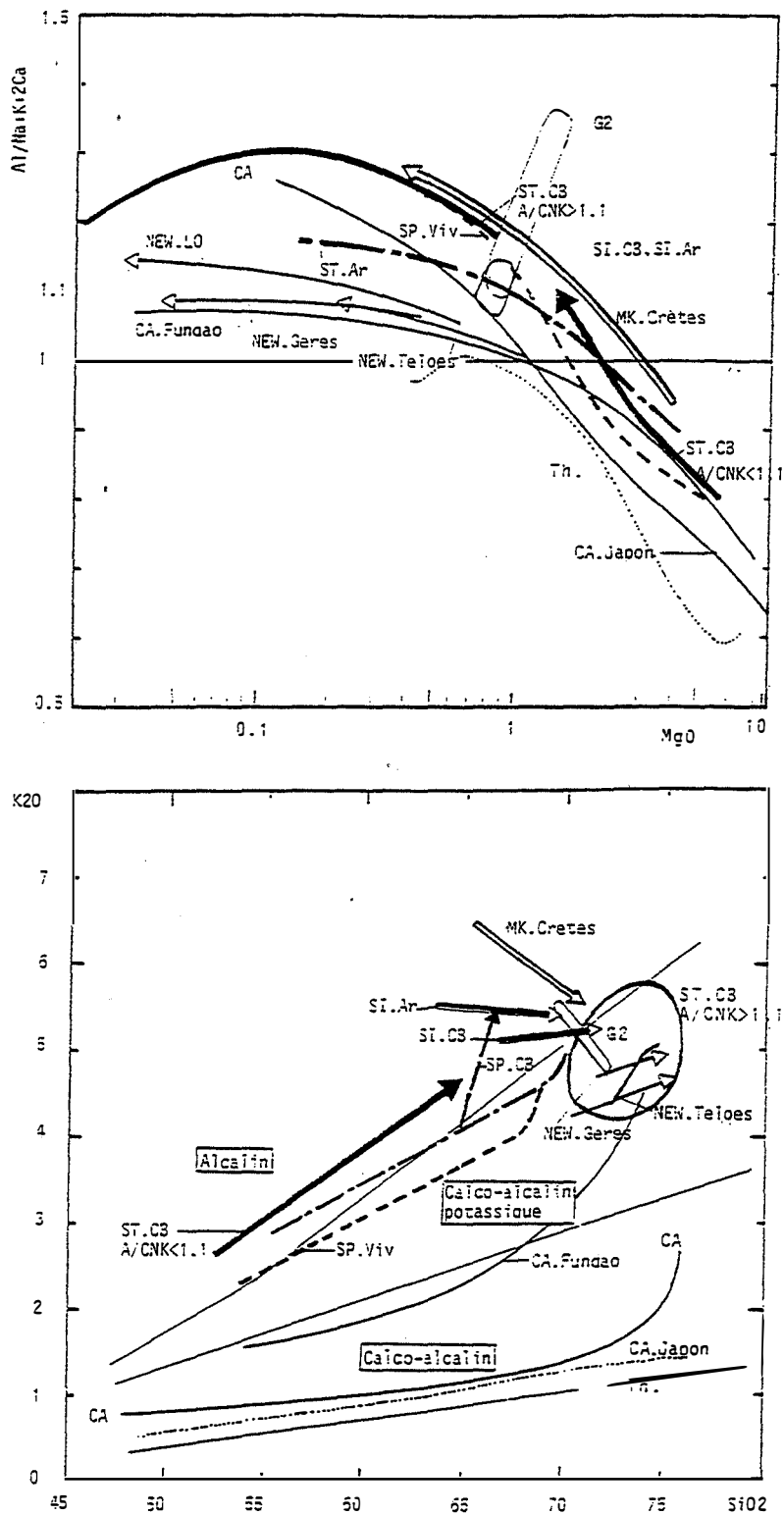


Figure VII-37 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence.

Diagramme $Al/Na+K+2Ca$ versus $\log MgO$: dans les différentes suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal, la saturation en alumine est atteinte ($Al/Na+K+2Ca=1$) pour une teneur en MgO variable d'une suite à l'autre. Les granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto se caractérisent par un caractère à la fois alumineux et magnésien.

Diagramme K_2O versus MgO : tous les granitoïdes hercyniens du Nord du Portugal sont potassiques. Les termes justes saturés en alumine ($Al/Na+K+2Ca=1$) des différentes suites sont d'autant plus potassiques qu'ils sont magnésiens. Les granites des Crêtas montrent le plus nettement cette tendance, ce qui justifie leur appellation de granites magnésio-potassiques.

Les granites fins peralumineux du stock de Fafe sont peu altérés et se caractérisent par un taux de saturation en alumine modéré et très peu variable. Dans le stock de granite fin de Carvalho (Gfin.Ca), l'échantillon non altéré (105A1), à biotite seule a un taux de saturation en alumine comparable à celui des granites fins du stock de Fafe alors que les échantillons à biotite et muscovite secondaire ont un taux de saturation en alumine très élevé (1.45 en moyenne). Les granites fins peralumineux plus ou moins albitisés et greisénisés du stock de Seixoso (Seix) ont de la même façon un taux de saturation en alumine très élevé. Le taux de saturation en alumine est donc un paramètre très sensible à la croissance post-magmatique de la muscovite ou à l'accumulation de biotite alumineuse qui tendent à accentuer le caractère peralumineux des roches.

Les adamellites des massifs de Lamas de Olo (NEW.LO), Teloos (NEW.Teloos) et Geres (NEW.Geres) se superposent pratiquement aux termes les plus différenciés de la suite calco-alkaline à tendance potassique de Fundao. Cependant, de petites différences apparaissent entre ces massifs. Le massif de Teloos est en moyenne le moins différencié et comportent, en plus des adamellites à biotite seule, des granodiorites à hornblende et biotite métaalumineuses. Le massif de Lamas de Olo est constitué de faciès plus différenciés et comportent même des adamellites franchement peralumineuses. Ce caractère est en partie acquis lors de l'évolution post-magmatique (greisénisation pervasive) du massif.

Le diagramme $Al/Na+K+2Ca$ versus LogMgO (fig. VII-37) montre que dans toute les suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal, le taux de saturation en alumine ($Al/Na+K+2Ca$) augmente avec le degré de différenciation (la baisse des teneurs en MgO). Au contraire, on observe une nette tendance à la baisse du taux de saturation en alumine avec l'évolution (baisse des teneurs en MgO) à la transition entre les granites fins peralumineux post-tectoniques de Celorico de Basto et les aplopegmatites associées. Cette baisse est due à la cristallisation de l'andalousite et des phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrazite dans les aplopegmatites. C'est aussi une conséquence de la richesse en phosphore des feldspaths des apogranites et des aplopegmatites associées en raison de la forte activité du constituant berlinite ($AlPO_4$) dans les magmas : le phosphore est introduit de manière couplée avec l'alumine dans les feldspaths ($2SiO_2=AlPO_4$).

Dans les différentes suites de granitoïdes portugais, la saturation en alumine est atteinte ($Al/Na+K+2Ca=1$) pour une teneur en MgO variable d'une suite à l'autre.

A saturation en alumine égal à 1 ($Al/Na+K+2Ca=1$) ont a, à MgO croissant :

- $MgO=1.55$: suite calco-alkaline à tendance potassique de Fundao (CA.Fundao) (les termes les plus différenciés de cette suite sont tout juste saturés en alumine) ; adamellites des massifs de Lamas de Olo (NEW.LO), Teloos (NEW.Teloos), Geres (NEW.Geres) ; suites intermédiaires (granites porphyroïdes, modérément peralumineux, à biotite dominante, tardi- à post-tectoniques) du batholite de Celorico de Basto (SI.CB) et de Aregos-Amarante (SI.Ar).

- $MgO=2.05$: suite précoce de Vivero (SP.Viv).

- $MgO=2.6$: suite tardive du batholite de Celorico de Basto (ST.CB) et suite tardive de Aregos -Amarante (ST.Ar).

- $MgO=3.2$: granites magnésio-potassiques des Crêtes (MK.Crêtes).

On remarque sur ce diagramme qu'à taux de saturation en alumine égal à 1, les granitoïdes de la suite tardive de Celorico de Basto et les granites magnésio-potassiques des

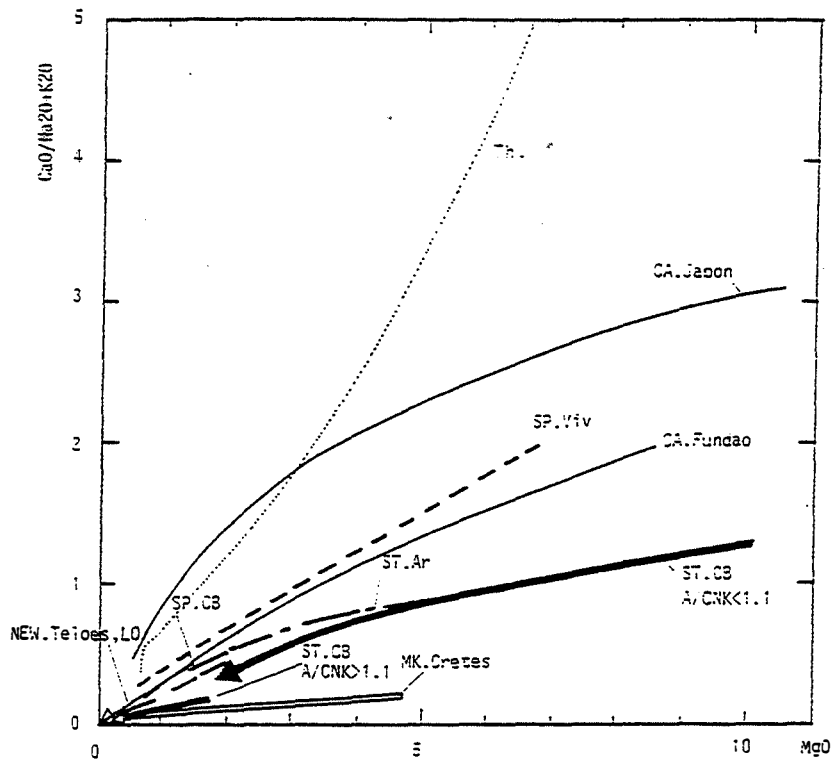
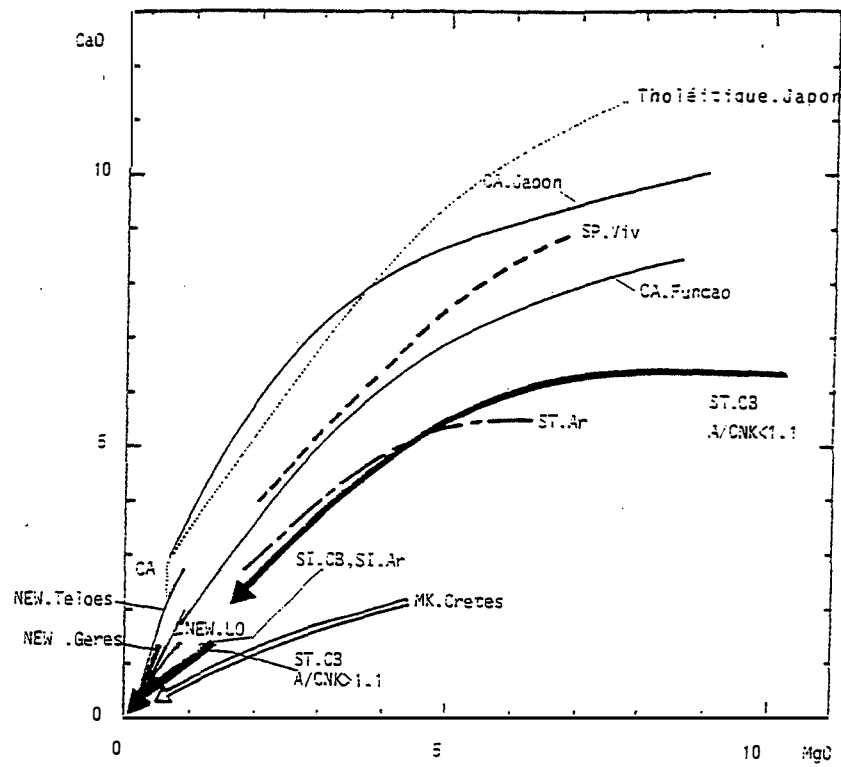


Figure VII-38 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence.

Diagrammes CaO versus MgO et $\text{CaO}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus MgO : les séries sont d'autant plus potassiques (voir figure précédente) qu'elles sont peu calciques.

Crêtes (Vosges) sont les plus riches en MgO et se distinguent donc par leur caractère à la fois alumineux et magnésien.

5-2 Caractère plus ou moins potassique des suites

Tous les granitoïdes hercyniens du Nord du Portugal se caractérisent par un caractère potassique assez marqué (fig. VII-37).

La suite calco-alcaline de Fundao a un caractère potassique relativement modéré. Comme dans le diagramme $Al/Na+K+2Ca$ versus $LogMg$, les adamellites des massifs de Lamas de Olo (NEW.LO), Teloës (NEW.Teloës), Geres (NEW.Geres) se superposent aux termes différenciés de la suite calco-alcaline à tendance potassique de Fundao (CA.Fundao).

Un point important est la convergence entre les termes les plus différenciés des suites calco-alcalines potassiques et ceux de la suite magnésio-potassique des Crêtes.

Remarquons que les termes justes saturés en alumine ($Al/Na+K+2Ca=1$) des différentes suites ou séries sont d'autant plus potassiques qu'ils sont magnésiens. Les granites des Crêtes étant ceux qui montrent le plus nettement cette tendance, ce qui justifie leur appellation de granites magnésio-potassiques.

5-3 Caractère plus ou moins calcique des suites

La position des granitoïdes des différentes suites ou séries dans les diagrammes K_2O versus MgO (fig. VII-37) et CaO versus MgO (fig. VII-38) montre que les séries sont d'autant plus potassiques qu'elles sont peu calciques et réciproquement.

Dans le diagramme CaO versus MgO comme dans les autres diagrammes présentés, les adamellites des massifs de Geres (NEW.Geres) et Lamas de Olo (NEW.LO) prolongent l'évolution de la suite calco-alcaline de Fundao (CA.Fundao). Cependant, les adamellites du massif de Teloës (NEW.Teloës) apparaissent légèrement plus calcique.

Dans les diagrammes CaO versus MgO et CaO/Na_2O+K_2O versus MgO (fig. VII-38), une discontinuité apparaît entre le granite modérément peralumineux G2 (ST.CB, $A/CNK < 1.1$) et les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto (ST.CB, $A/CNK > 1.1$) qui apparaissent nettement moins calciques (rapport Ca/MgO nettement plus faible).

Les rapports Ca/MgO et CaO/Na_2O+K_2O des granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto sont proches de ceux des granites magnésio-potassiques des Crêtes.

5-4 Rapport TiO_2/MgO des suites

Dans le diagramme TiO_2 versus MgO (fig. VII-39), les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto (ST.CB, $A/CNK > 1.1$) se distinguent des granites magnésio-potassiques des Crêtes (MK.Crêtes) par leur relative richesse en TiO_2 .

Dans toutes les suites présentées, TiO_2 s'appauvrit parallèlement à MgO (rapport MgO/TiO_2 constant) à partir de $MgO=2.5\%$ ce qui correspond au début de la cristallisation précoce de la biotite et des oxydes de titane (ilménite dans les granitoïdes portugais).

On remarquera que dans cette partie de l'évolution ($MgO < 2.5\%$), l'ensemble des granitoïdes de la zone de Celorico de Basto se caractérisent par un rapport MgO/TiO_2 (égal à 2) identique à celui de la série calco-alcaline de référence (CA-Japon).

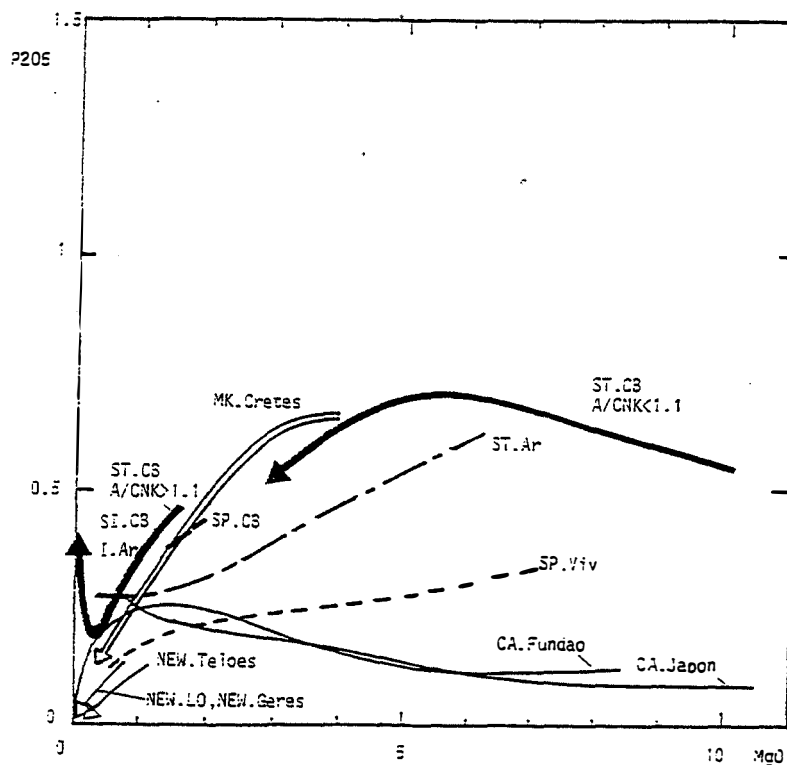
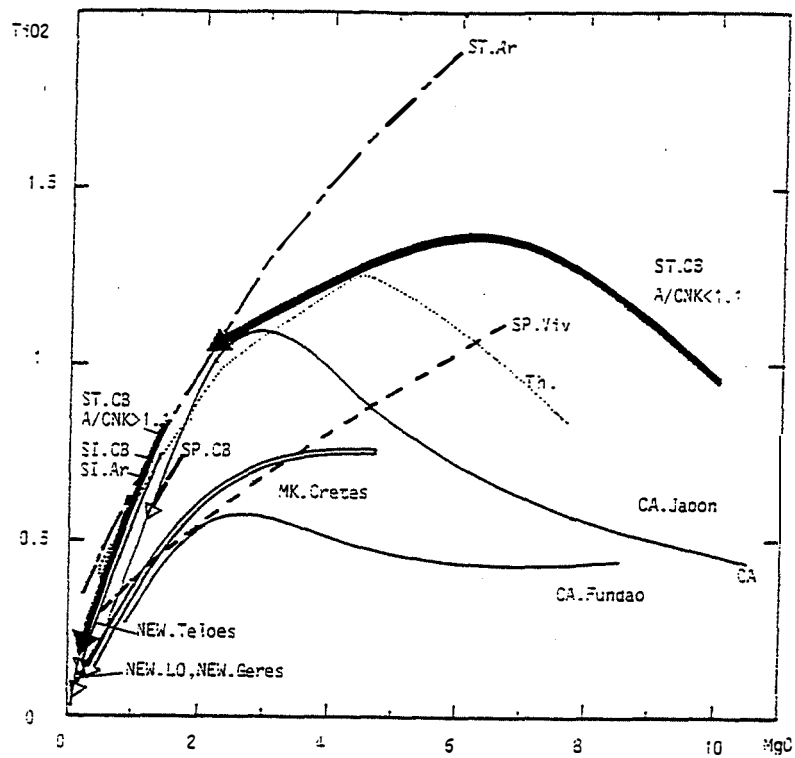


Figure VII-39 : Comparaison des granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto avec diverses suites plutoniques hercyniennes du Nord du Portugal et avec des séries volcaniques de référence.

Diagramme TiO_2 versus MgO : le rapport MgO/TiO_2 a été proposé par Bilal et Fontelles (1991) pour distinguer différents types de granitoïdes : le rapport MgO/TiO_2 des séries calco-alkalines est généralement voisin de 2. L'ensemble des granitoïdes de la zone de Celorico de Basto ont un rapport MgO/TiO_2 (égal à 2) identique à celui de la série calco-alkaline de référence (CA-Japon).

Diagramme P_2O_5 versus MgO : les teneurs en P_2O_5 des termes les moins différenciés des différentes suites sont d'autant plus fortes que les séries auxquelles ils appartiennent sont peu calciques et que leur caractère potassique est marqué. Dans les séries calco-alkalines P_2O_5 chute fortement jusqu'à des teneurs très faibles dans les termes les plus différenciés alors que dans les granites hypocalciques, P_2O_5 baissent puis s'enrichit dans les stades terminaux de l'évolution.

Les termes à MgO inférieur à 2.5% de la suite calco-alcaline à tendance potassique de Fundao (CA.Fundao) et les granites magnésio-potassiques des Crêtes se caractérisent par un rapport MgO/TiO₂ nettement plus élevé (MgO/TiO₂=4).

Rappelons que le rapport MgO/TiO₂ a été proposé par Bilal et Fonteilles (1991) pour distinguer différents types de granitoïdes. Ainsi, le rapport MgO/TiO₂ des séries calco-alcaline est généralement voisin de 2 et diffère très nettement de celui des granites subalcalins à alcalins pour lesquels ce rapport est voisin de 0.5.

5-5 Teneurs en phosphore des termes différenciés des suites

Les teneurs en P₂O₅ des termes les moins différenciés des différentes suites sont d'autant plus fortes que les séries auxquelles ils appartiennent sont peu calciques et que leur caractère potassique est marqué (fig. VII-39).

Dans tous les diagrammes présentés précédemment, on observe une convergence entre les termes les plus différenciés des suites calco-alcalines et les granites magnésio-potassiques des Crêtes (MK.Crêtes).

Le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto (ST.CB, A/CNK > 1.1) sont, comme les granites magnésio-potassiques des Crêtes (MK.Crêtes), mais à un degré moindre, hypocalciques et potassiques. Ils se distinguent très nettement des termes les plus évolués des suites calco-alcalines même potassiques, comme les adamellites des massifs de Lamas de Olo (NEW.LO), Geres (NEW.Geres) et Teloos (NEW.Teloos), par leurs teneurs élevées en P₂O₅.

Dans les séries calco-alcalines P₂O₅ chute fortement jusqu'à des teneurs très faibles dans les termes les plus différenciés alors que dans les granites hypocalciques, P₂O₅ baissent puis s'enrichit dans les stades terminaux de l'évolution représentés par des "apogranites" et des aplopegmatites (type aplopegmatites de Seixoso) riches en phosphates alumineux en raison de la très faible quantité d'apatite qui cristallise à la fin de l'évolution des granites malgré la richesse en P₂O₅ des magmas (voir VII.1.6-8.5 Fractionnement d'apatite et enrichissement en phosphore). Cet enrichissement en P₂O₅ est aussi une des particularités de l'évolution qui conduit des tuffs peralumineux aux obsidiennes peralumineuses à andalousite de la région de Macusani (SE du Pérou) qui peuvent être considérés comme des équivalents volcaniques des aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto (ST.CB, A/CNK > 1.1).



SYNTHESE

ET

CONCLUSIONS GENERALES



1 Le batholite hercynien de Celorico de Basto

1-1 Le batholite dans son cadre géologique régional

Dans la péninsule ibérique, et en particulier dans la zone Centro-Ibérique qui forme l'ossature de la chaîne varisque, le magmatisme hercynien donne lieu à la production abondante de granitoïdes (fig. I-11, p.26). Les granites modérément peralumineux à biotite dominante, désignés comme calco-alcalins par Capdevilla et Floor (1970), sont les plus abondants en volume. L'essentiel de ces granites se mettent en place après la tectogenèse sous la forme de massifs circonscrits dont la coalescence forme d'énormes batholites allongés parallèlement aux structures majeures hercyniennes.

La zone de Celorico de Basto (fig. I-11, p.26) est pour une bonne partie occupée par la terminaison SE d'un de ces batholites : le batholite hercynien de Celorico de Basto. Ce batholite est allongé parallèlement à l'accident majeur de Vigo-Amarante-Regua, actif dès les phases précoces de l'orogénèse hercynienne.

1-2 Les différentes étapes d'édification du batholite : mise en évidence de la suite tardive différenciée de Celorico de Basto

Le batholite de Celorico de Basto est essentiellement constitué par le granite porphyroïde à biotite dominante tardi à post-tectonique de Celorico de Basto (fig. I-10, p.18). Ce granite contient des enclaves métasédimentaires et de très rares enclaves basiques.

Des granitoïdes franchement post-tectoniques se mettent en place sous la forme d'intrusions bien individualisées dans le granite de Celorico de Basto ou dans son auréole de métamorphisme de contact. La mise en place de ces granitoïdes post-tectoniques s'est faite pendant et sous le contrôle de la fracturation tardi-hercynienne qui a accompagné la période de surrection finale de la chaîne hercynienne (Pereira, 1987). Cette fracturation affecte tant le granite de Celorico de Basto que son encaissant métasédimentaire.

L'association étroite entre tous les granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto, l'identité des structures qui contrôlent leur mise en place, leurs relations âge de mise en place-degré d'évolution, ainsi que la ligne évolutive unique définie par SiO_2 , et un certain nombre de constituants compatibles (fig. VII-10, p.293 ; VII-12, p.295) nous ont conduit, dans un premier temps, à les considérer comme des termes d'une même suite tardive très différenciée.

2 Caractéristiques principales de la suite tardive de Celorico de Basto

2-1 Nature des différents termes de la suite

Les granitoïdes post-tectoniques de la zone de Celorico de Basto constituent une suite remarquable par sa longueur en termes de variations chimiques et par le fait qu'elle comprend à la fois des termes métaalumineux et des termes modérément à fortement peralumineux (fig. VII-1, p.268).

Des granodiorites hétérogènes à enclaves basiques sont les termes métaalumineux les plus importants en volume.

Le granite porphyroïde, modérément peralumineux, à biotite dominante G2 forme une intrusion de taille importante. Ce granite est chimiquement et pétrographiquement comparable au granite tardi à post-tectonique de Celorico de Basto. Des processus d'accumulation différentielle entre minéraux ferromagnésiens et feldspaths sont à l'origine

de l'essentiel de la variabilité chimique de ces granites qui correspondent en fait à des granodiorites et à des monzogranites (Streckeisen, 1976). Toutefois, G2 se distingue du granite de Celorico de Basto par une composition plus "basique", une moins grande abondance des enclaves métasédimentaires et par la présence de nombreux essaims d'enclaves microgrenues basiques à intermédiaires. G2 contient de rares lentilles de granite fin (Gfin.VP). La faible extension latérale de ces lentilles qui par ailleurs présentent des contacts diffus avec le granite G2 indiquent une dérivation à partir de celui-ci, probablement par cristallisation "in situ".

Des granites fins peralumineux sans enclaves sont les dernières manifestations du magmatisme hercynien dans la moitié Ouest de la zone de Celorico de Basto. Ces granites sont intrusifs dans les granitoïdes tardifs précédents et dans l'auréole de métamorphisme de contact du granite tardi à post-tectonique de Celorico de Basto (fig. I-10, p.18). Dans ce dernier cas, les zones apicales des intrusions (caractérisées par un litage magmatique et une intense évolution post-magmatique) et le cortège filonien de ces granites sont conservés : les granites fins peralumineux sont associées à des aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li apparentées à certains granites à métaux rares du Massif Central français.

2-2 Zonation normale des intrusions de granodiorites

Les granodiorites hétérogènes forment des intrusions bien individualisées qui présentent des associations "acide"-basique et une zonation normale caractéristiques des intrusions de granitoïdes calco-alcalins :

- les bordures des intrusions sont occupées par des granodiorites mélanocrates, métaalumineuses, à biotite et amphibole à reliques de pyroxène. Ces granodiorites mélanocrates contiennent des essaims d'enclaves gabbronoritiques (clinopyroxène, orthopyroxène, biotite et amphibole) à dioritiques (biotite, amphibole à reliques de pyroxène) ;

- on passe progressivement à des granodiorites intermédiaires métaalumineuses à biotite, amphibole et à rares enclaves grenues à microgrenues dioritiques ;

- le coeur des intrusions est occupé par des granodiorites leucocrates à biotite qui se distinguent des granodiorites précédentes par leur caractère porphyroïde en feldspath potassique, par l'absence d'amphibole et d'enclaves basiques ainsi que par leur composition légèrement peralumineuse, ce qui se traduit par l'apparition discrète de la muscovite secondaire et par la composition assez alumineuse de la biotite.

3 Transition entre les domaine métaalumineux (granodiorites et leurs enclaves basiques) et peralumineux (granite G2) - Origine hybride des granodiorites

3-1 Zonation chimique des intrusions de granodiorites

La longueur en termes de variations chimiques de la suite tardive de Celorico de Basto est pour l'essentiel une conséquence de la grande variabilité chimique des granodiorites. Les granodiorites mélanocrates des bordures des intrusions ont une composition chimique et une paragenèse proches de celles de leurs enclaves dioritiques alors que les granodiorites leucocrates qui occupent le coeur des intrusions ont des caractéristiques pétrographiques (caractère porphyroïde, biotite alumineuse et présence discrète de la muscovite) et chimiques (caractère modérément peralumineux) comparables à celles du granite G2. Ce sont donc les granodiorites qui assurent la transition entre les domaines métaalumineux et peralumineux et qui conduisent à envisager un cogénéisme entre des granites modérément

peralumineux et des magmas basiques d'origine mantellique conservés en enclaves en bordure des intrusions de granodiorite.

3-2 Incohérences avec une différenciation par cristallisation fractionnée pour les granodiorites

Nous avons testé l'hypothèse d'une origine des granodiorites par différenciation des magmas dioritiques enclavés. Chimiquement, la zonation des intrusions de granodiorites se traduit par des variations linéaires pour la plupart des éléments. La baisse progressive et continue des teneurs en MgO (et des autres constituants compatibles) des granodiorites est corrélée à une augmentation extrêmement régulière de SiO₂, K₂O, Rb, Pb, Na₂O, Li (fig. VII-10 à VII-13, p.293 à 296) et du taux de saturation en alumine (rapport Al/Na+K+2Ca, noté A/CNK) (fig. VII-1, p.268). Ces variations montrent de nombreuses incohérences avec une hypothèse de différenciation par cristallisation. En particulier, la baisse des teneurs en P₂O₅ des granodiorites parallèlement à MgO indique que la saturation en apatite est atteinte, ce qui permet d'estimer la température d'extraction des liquides qui seraient à l'origine des granodiorites en utilisant les données expérimentales de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite en fonction de la température (fig. VII-23, p.329). La saturation en apatite des magmas métaalumineux est exprimée par la teneur en P₂O₅, dont la concentration est considérée comme le facteur limitant la solubilité de l'apatite. Les températures d'extraction des magmas qui seraient à l'origine des granodiorites augmentent alors que MgO diminue ce qui est contradictoire avec le fait que les magmas sont d'autant plus chauds qu'ils sont magnésiens. Par ailleurs, le fractionnement relativement important de la biotite indiqué par sa cristallisation précoce et relativement abondante dès le stade gabbroïque (enclaves basiques des granodiorites hybrides) ainsi que par la légère baisse de Zn et l'appauvrissement en titane et Ba (alors que le feldspath potassique intervient peu : Pb et K₂O s'enrichissent) est en contradiction totale avec l'enrichissement en Li et avec l'augmentation de A/CNK.

3-3 Les granodiorites sont des mélanges entre des magmas basiques différenciés (conservés en enclave) et un magma acide de composition proche du granite modérément peralumineux G2

Etant données les incohérences avec une hypothèse de différenciation par cristallisation pour les granodiorites, et pour rendre compte de la linéarité des variations de composition des granodiorites entre un pôle basique de composition proche de celle de leurs enclaves de diorite mélanocrate et un pôle acide de composition proche du granite modérément peralumineux G2, nous avons testé l'hypothèse d'une origine hybride pour les granodiorites. Un modèle de mélange simple est bien vérifié sauf pour les éléments qui s'enrichissent fortement (à teneurs en MgO décroissantes) dans les enclaves dioritiques des granodiorites, suggérant ainsi que le mélange fait intervenir plusieurs magmas dioritiques différenciés. On remarquera que cette origine hybride des granodiorites rend bien compte de l'enrichissement en Li, de l'augmentation du taux de saturation en alumine et des variations de P₂O₅ puisque le granite G2 est modérément peralumineux et riche en Li et P₂O₅. De même, elle explique l'aspect hétérogène des granodiorites et les nombreuses figures de mélanges, visibles à toutes les échelles d'observation, qui les caractérisent.

3-4 Complexité des processus de mélange - Figures de mélanges dans les granodiorites

Dans les granodiorites, l'amphibole (hornblende actinolitique ou actinolite) forme des agrégats polycristallins ovoïdes qui donnent à ces roches un aspect ponctué caractéristique (planche II-2, ph.2, p.44). L'amphibole est chromifère et constellée de petites inclusions de quartz, ce qui suggère qu'elle remplace un pyroxène précoce. Dans les granodiorites intermédiaires, ces agrégats à amphibole sont entourés par une couronne réactionnelle de biotite. Les granodiorites leucocrates, contiennent des taches biotitiques (planche II-3, ph.1, p.52) qui semblent résulter de la transformation complète de l'amphibole instable dans ces granodiorites légèrement peralumineuses. Des agrégats à amphibole du même type sont présents dans les enclaves basiques des granodiorites. La richesse en chrome des amphiboles et des biotites de ces agrégats, la présence de quartz en gouttes dans l'amphibole et la déstabilisation du plagioclase au contact de ces agrégats indiquent que ces derniers résultent de la déstabilisation de la paragenèse anhydre précoce (pyroxènes et plagioclase) au contact d'un liquide résiduel enrichi en eau et en alcalins (planche II-1, ph.2, p.38). Par analogie, les agrégats à amphibole des granodiorites semblent être le produit de la cristallisation de gouttes (forme ovoïde) de magma basique désagrégé dans un magma hybride intermédiaire lors d'un épisode de mélange. Ces gouttes de magma basique sont trempées, ce qui conduit à la cristallisation d'une paragenèse comparable à la paragenèse précoce des enclaves de gabbronorite, puis réagissent (suite réactionnelle pyroxène-amphibole-biotite) avec leur magma hybride hôte jusqu'à ce que l'équilibre soit réalisé produisant ainsi une paragenèse typiquement granodioritique à amphibole et biotite ou à biotite seule lorsque le magma hybride devient peralumineux.

La suite réactionnelle entre minéraux ferromagnésiens dans les granodiorites est en accord avec le fait que les xénocristaux de quartz que l'on peut y observer présentent une couronne réactionnelle d'amphibole dans les diorites mélanocrates, et de biotite dans les granodiorites intermédiaires et leucocrates. Ces couronnes réactionnelles montrent, par ailleurs, que les magmas hybrides à l'origine des granodiorites n'étaient pas encore saturés en quartz, et donc qu'ils étaient encore assez basiques, au moment où les xénocristaux de quartz ont été incorporés.

Les plagioclases sont les minéraux qui fournissent les données les plus précises sur les processus de mélange à l'origine des granodiorites. Ces roches contiennent en effet des plagioclases complexes (planche II-1, ph.4, p.38) qui se caractérisent par la présence d'un (ou de plusieurs) coeur relique de composition sodique, entouré d'une couronne de plagioclase à zonation normale et automorphe identique à celle des plagioclases banals. L'aspect corrodé, la discontinuité des macles polysynthétiques et la présence de nombreuses inclusions de quartz en gouttes à la limite avec le plagioclase banal montrent que ces coeurs acides ont subi une fusion partielle dans les magmas hybrides à l'origine des granodiorites. On peut comparer la structure de ces coeurs reliques à celles obtenues par Johannes (1989) dans ces expériences de fusion partielle de plagioclase. Ces coeurs reliques sont des xénocristaux représentant une phase de cristallisation précoce dans le magma acide impliqué dans les mélanges ou dans un magma hybride plus acide.

L'ensemble de ces observations pétrographiques indique clairement que les granodiorites ne sont pas issues d'un simple mélange entre deux ou plusieurs magmas miscibles mais sont le résultat de toute une série d'interactions complexes qui font intervenir l'assimilation de magmas acides plus ou moins largement cristallisés par des magmas basiques plus ou moins différenciés (coeurs reliques des plagioclases complexes) et la

fragmentation d'injections plus tardives de ces mêmes magmas basiques dans des magmas hybrides plus acides (agrégats à amphibole).

4 Mise en évidence de la série basique de Celorico : enclaves basiques des granodiorites - enclaves basiques à intermédiaires du granite modérément peralumineux G2

4-1 Origine magmatique des enclaves du granite G2

Le caractère hybride des termes intermédiaires granodioritiques, suggèrent, à priori, qu'il y a au moins bimagmatisme basique et acide. Avant de conclure sur ce point, nous avons recherché s'il existait des termes intermédiaires, entre le granite G2 et les enclaves basiques des intrusions de granodiorite, pouvant être considérés comme des liquides.

Les enclaves microgrenues dioritiques du granite G2 ont une gamme de variation des teneurs en MgO assez large. La présence de ces enclaves qui peuvent être très magnésiennes (MgO atteint près de 5.7%) dans un granite peralumineux est assez remarquable. Les teneurs élevées en éléments de transition (Cr et Ni atteignent respectivement 549 et 160ppm) de ces enclaves montrent qu'elles ont cristallisé à partir de magmas basiques à intermédiaires. L'origine magmatique de ces enclaves est d'ailleurs attestée par leur caractère microgrenu, leur texture doléritique et par l'abondance des textures typiquement magmatiques (planche II-3, ph.4, p.38). Ces enclaves de G2 définissent une ligne évolutive unique dans les diagrammes Sc, Co, TiO₂ versus MgO qui prouve leur étroite parenté. Pour ces éléments ainsi que pour Zr, Th, Nb et les terres rares, les enclaves du granite G2 prolongent l'évolution amorcée par les enclaves dioritiques des granodiorites ce qui suggère un cogénéisme entre ces deux types d'enclaves.

4-2 Déstabilisation des xéno-cristaux provenant du granite G2 - Image précoce des processus de mélange à l'origine des granodiorites

La présence occasionnelle d'une bordure figée dans les enclaves de petite taille du granite modérément peralumineux G2 et l'habitus aciculaire de leurs apatites montrent que les magmas à l'origine de ces enclaves ont subi un refroidissement assez rapide au contact du granite G2. Des xéno-cristaux pluricentimétriques provenant de ce dernier se détachent du fond microgrenu des enclaves ce qui montre que le magma à l'origine du granite modérément peralumineux G2 était largement cristallisé lorsque les magmas basiques à intermédiaires à l'origine des enclaves se sont mis en place probablement sous la forme de dykes fragmentés lors des derniers mouvements de l'ensemble magma + cristaux à l'origine de G2. Les xéno-cristaux provenant du granite G2, et qui étaient en déséquilibre avec les magmas basiques à intermédiaires à l'origine des enclaves, ont subi une déstabilisation dont le caractère incomplet permet à ces enclaves de fixer une image précoce des processus de mélange à l'origine des granodiorites :

- les xéno-plagioclases centimétriques automorphes ne montrent plus la zonation automorphe des plagioclases de G2 mais montrent systématiquement un "patchy zoning" alors que les plans de macles deviennent discontinus. Ces plagioclases présentent de nombreuses similitudes avec les coeurs reliques acides des plagioclases complexes des granodiorites et de leurs enclaves basiques ;

- les xéno-biotites provenant de G2 (planche II-3, ph.3, p.38) sont facilement reconnaissables à leur grande taille et à leur cortège de minéraux accessoires. Elles sont parfois incluses dans des quartz globuleux qui sont caractéristiques de G2. Ces biotites sont identiques aux xéno-biotites que l'on observe dans les granodiorites leucocrates ;

- les xéno-phénocristaux de feldspath potassique maclés Carlsbad sont partiellement résorbés dans les enclaves de G2 où ils sont systématiquement entourés par une couronne plagioclasique (texture rapakivi). Ces xéno-phénocristaux de feldspath potassique sont absents des granodiorites mélanocrates et intermédiaires et de leurs enclaves basiques probablement parce qu'ils ont été complètement résorbés dans les magmas basiques déjà plus ou moins hybridés à l'origine de ces roches. En effet, ces magmas étaient initialement sous-saturés en feldspath potassique comme le prouve la cristallisation interstitielle de ce minéral. Les granodiorites leucocrates sont porphyroïdes en feldspath potassique probablement parce que ce minéral était stable dans le magma (+ cristaux) hybride à partir duquel elles ont cristallisé et qui contenait déjà une importante contribution acide.

En toute rigueur, les enclaves de G2 devraient être considérées comme des hybrides au même titre que les granodiorites, mais le refroidissement rapide des magmas à partir desquels elles ont cristallisé a limité les processus de mélange avec le magma acide à l'origine du granite G2.

4-3 Rééquilibrages entre enclaves et granite G2 hôte - Identification des éléments inertes

Les teneurs en CaO et en Sr des enclaves du granite G2 sont anormalement basses et comparables à celles de ce dernier malgré la large gamme de variation des teneurs en MgO (fig. VII-7, p.284) ce qui montre que des rééquilibrages se sont produits entre enclaves et granite hôte. Avant de discuter d'un éventuel cogénéisme avec les enclaves basiques des granodiorites, nous avons identifié les éléments inertes lors de ces rééquilibrages et les mécanismes par lesquels ces derniers se sont produits.

Les plagioclases des enclaves du granite G2 ne sont pas zonés et ont une composition acide et constante malgré la large gamme de variation des teneurs en MgO des enclaves. L'absence de dispersion pour Na₂O, qui définit pour les enclaves de G2 une ligne évolutive compatible avec ce que l'on est en droit d'attendre d'une évolution magmatique (fig. VII-11, p.294), suggère que Na a eu un comportement plus ou moins inerte lors de ces rééquilibrages. L'absence d'enrichissement en Na₂O indique que les plagioclases des enclaves n'ont pas été albitisés et que le lessivage de Ca s'est produit à un stade magmatique. Cette absence d'enrichissement en Na₂O dans les enclaves est en accord avec les données expérimentales de Watson et Jurewicz (1984) qui montrent que le partage de Na entre un magma basique et un magma granitique coexistant se fait en faveur de ce dernier. Le fait que les enclaves ont une paragenèse identique à celle du granite hôte G2 est de toute évidence le résultat des rééquilibrages avec ce dernier. Ainsi, les taches à biotite seule ou à biotite et quartz visibles dans ces enclaves résultent de la rétro-morphose de deux types de minéraux ferromagnésiens de cristallisation précoce. La biotitisation des enclaves est plus intense dans les enclaves initialement les plus riches en ces minéraux ferromagnésiens primaires et conduit à une augmentation du rapport Fe/Mg des enclaves parce que la biotite néoformée a un rapport Fe/Mg identique à celui des biotites du granite G2 hôte (fig. VII-7, p.284). MgO est inerte lors de cette biotitisation et donc la quantité de biotite néoformée est fixée par la teneur en MgO initiale de chaque enclave. Les enclaves les plus biotitisées sont les plus fortement enrichies en éléments portés par la biotite, c'est-à-dire Mn, Zn, Li, Rb (fig. VII-7, p.284). Al₂O₃ a un comportement inerte et l'apport en K₂O est proportionnellement plus faible que pour Rb (Rb est généralement plus mobile que K) ce qui indique que Al et K nécessaires à la biotitisation proviennent pour l'essentiel du constituant feldspath potassique dans le magma à l'origine des enclaves de G2 ce qui

explique l'absence de ce minéral dans ces dernières. Les enclaves de G2 dont les magmas étaient initialement les plus riches en constituant plagioclase, donc les plus riches en alumine, ont un caractère peralumineux très marqué (fig. VII-1, p.268). Elles ont acquis ce caractère lors des rééquilibrages avec le granite hôte G2 par lessivage de Ca. La biotitisation des minéraux ferromagnésiens primaires et le lessivage en Ca se sont produits à un stade magmatique en faisant intervenir la diffusion. C'est la raison pour laquelle les éléments inertes lors de ces rééquilibrages sont certains constituants compatibles tels que Mg, Cr, Ni, Sc, Co, Ti dont la concentration est trop élevée dans les enclaves pour être sensiblement modifiée et, étant donné le refroidissement assez rapide des enclaves, les éléments ou constituants incompatibles dont les coefficients de diffusion dans les magmas sont très faibles (P_2O_5), ou faibles à modérés comme Zr, Th et les terres rares. Les éléments inertes lors des rééquilibrages entre enclaves et granite G2 hôte permettent de définir une tendance évolutive unique pour les enclaves basiques des intrusions de granodiorite et les enclaves basiques à intermédiaires de ce granite ce qui nous ont conduit à envisager que ces enclaves soient des termes d'une même série magmatique dite "série basique de Celorico. Il est à noter que les magmas basiques et intermédiaires à l'origine de ces deux types d'enclaves se sont trouvés en contact avec un magma acide plus ou moins largement cristallisé du type granite G2 avec lequel des interactions plus ou moins intenses se sont produites.

4-4 Evolution par cristallisation fractionnée pour la série basique de Celorico

Les enclaves basiques des granodiorites et les enclaves basiques à intermédiaires de G2 les moins biotitisées définissent dans un diagramme $Al_2O_3-Fe_2O_3-MgO$ (fig. VII-1, p.268) un trend qui présente une courbure et une absence d'enrichissement en fer caractéristiques des suites d'affinité calco-alkaline. La série basique de Celorico de Basto se caractérise par une évolution marquée par des enrichissements spectaculaires en Zr, Th, terres rares légères, P_2O_5 et Nb (fig. VII-12 et 13, p.295 et 296) qui contraste avec l'évolution définie par les granodiorites. Ce contraste apparaît aussi dans le fait que l'évolution de la série basique ne montre aucune contradiction avec une évolution par cristallisation plus ou moins fractionnée. P_2O_5 baisse et donc la saturation en apatite est atteinte à partir des enclaves de G2 de composition intermédiaire. A partir de ces enclaves les températures d'extraction des magmas baissent normalement avec leur teneur en MgO. De même, l'enrichissement en Zr des enclaves de G2 est en accord avec la cristallisation tardive du zircon dans les enclaves dioritiques des granodiorites. On remarquera que le caractère cumulatif des enclaves gabbronoritiques des granodiorites témoigne de l'évolution des liquides de la série basique de Celorico par cristallisation plus ou moins fractionnée.

Un point important, et d'une portée assez générale, est qu'une distinction aisée entre des termes hybrides et des liquides n'est possible que dans les diagrammes où les points représentatifs des liquides définissent des lignes évolutives ayant une courbure importante ce qui conduit les termes hybrides à s'écarter de l'évolution des liquides (diagramme P_2O_5 versus SiO_2 par exemple, fig. VII-23, p.329).

Les granodiorites pour lesquelles la contribution acide était la plus faible, et qui sont le plus à même de refléter la composition des magmas basiques impliqués dans les mélanges, sont les granodiorites mélanocrates. Ces granodiorites présentent parfois des teneurs "anormalement" (relativement aux granodiorites banales) élevées en éléments qui s'enrichissent fortement dans la série basique de Celorico. Cette simple constatation montre

que les enrichissements en P_2O_5 , Zr, Th et en terres rares légères de la série basique de Celorico sont magmatiques et indépendants des processus de mélange à l'origine des granodiorites.

Ces processus de mélange sont complexes et résultent de toute une série d'interactions complexes entre des magmas acides plus ou moins largement cristallisés et des injections successives de magmas basiques. Les magmas basiques les moins modifiées et qui, de ce fait, permettent de définir la série basique de Celorico, sont conservés en bordure des intrusions de granodiorites hybrides ou se mettent en place tardivement dans le granite modérément peralumineux G2 sous forme de dykes fragmentés. Ces enclaves sont vraisemblablement des témoins des injections basiques les plus tardives et probablement les moins modifiées au niveau profond où débute les mélanges.

4-5 Nature et origine des magmas parents de la série basique de Celorico

Les termes les moins différenciés de la série basique de Celorico de Basto sont les enclaves de gabbronorites. La légère accumulation des minéraux ferromagnésiens précoces (pyroxènes) qui caractérisent ces roches (planche II-1, ph.1, p.38) ne permet pas d'utiliser directement leur composition pour discuter de l'origine des magmas parents de la série basique de Celorico de Basto. Toutefois leur caractère cumulatif explique la préservation de la paragenèse anhydre (pyroxènes et plagioclase) caractéristique des stades précoces de la cristallisation des termes gabbroïques et probablement dioritiques de cette série. La nature et la composition des phases qui constituent cette paragenèse fournissent des données primordiales sur l'origine des magmas parents de la série basique de Celorico.

L'abondance de l'orthopyroxène dans les enclaves gabbronoritiques suggère une affinité calco-alcaline pour le magma parent de la série basique de Celorico. La pauvreté en Al et Ti des clinopyroxènes indiquent que ce magma était un basalte relativement riche en silice qui ne peut être typiquement alcalin. La présence de l'orthopyroxène ne permet pas d'exclure la possibilité que ce magma est une légère affinité alcaline comme le suggère les teneurs en Na un peu élevées des clinopyroxènes ; l'orthopyroxène est d'ailleurs une phase normale des magmas alcalins dès qu'ils sont saturés (Bédart et al, 1987; Léger, 1980). Par ailleurs, la richesse en Cr des pyroxènes des enclaves gabbronoritiques montre que le magma parent de la série basique de Celorico était un basalte peu différencié.

4-6 Affinité shoshonitique et contribution crustale pour la série basique de Celorico

La séquence de cristallisation de la paragenèse précoce des enclaves de gabbronorites (clinopyroxène, orthopyroxène puis plagioclase) et l'absence de l'olivine indiquent une différenciation des magmas parents de la série basique de Celorico dans des conditions de haute pression et de sous-saturation en H_2O , en accord avec les principales caractéristiques des termes dioritiques de la série : comparées aux diorites calco-alcalines, les enclaves dioritiques des intrusions de granodiorites ont un faible rapport Ca/Mg (fractionnement du clinopyroxène au lieu de l'olivine) et des rapports Sr/Ca (le plagioclase cristallise après le clinopyroxène) et K_2O/SiO_2 élevés. Malgré le fractionnement précoce du Ni par des sulfures de nickel (pyrrhotite nickélique cumulus dans les enclaves gabbronoritiques) le rapport Ni/Mg est légèrement plus élevé que celui des diorites calco-alcaline. L'ensemble de ces caractères suggèrent que la série basique de Celorico pourrait être un équivalent plutonique des séries shoshonitiques dont la principale caractéristique est d'apparaître en contexte de croûte épaisse, ce qui est d'ailleurs en accord avec la cristallisation à haute

pression des magmas parents de la série basique de Celorico. Comme les laves basiques potassiques en général (shoshonites, certains lamprophyres, lamproïtes, kimberlites), la série basique de Celorico présentent des teneurs élevées, à la fois en éléments compatibles, et en éléments incompatibles. Quelque soit le mécanisme envisagé (assimilation, contamination sélective), une contamination crustale ne peut rendre compte de cette richesse en éléments incompatibles. Les teneurs élevées en P_2O_5 , par exemple, sont primaires et les magmas parents de la série basique de Celorico sont probablement issus d'un manteau subcontinental métasomatisé (à phlogopite) enrichi en éléments incompatibles, par recyclage de matériel crustal lors d'une phase de subduction ou en liaison avec des grands chevauchements intra-crustaux caractéristiques des chaînes de collision.

Cependant, une contamination crustale de la série basique de Celorico est très probable à cause de son caractère plutonique et des interactions avec les magmas granitiques comme l'indique le caractère hybride des granodiorites, ce qui peut expliquer les quelques différences avec les séries shoshonitiques comme la richesse en Zr de la série basique de Celorico.

4-7 Comparaison entre les termes dioritiques de la série basique de Celorico et les vagnérîtes du Massif Central français

Les associations entre les granodiorites et leurs enclaves basiques (termes les moins différenciés observables de la série basique de Celorico de Basto) d'une part, et entre le granite porphyroïde modérément peralumineux G2 et ses essaims d'enclaves dioritiques (termes différenciés de la série basique de Celorico) d'autre part, sont comparables aux associations acide-basique des complexes calco-alkalins caractéristiques des zones orogéniques. Cependant, l'ensemble des caractéristiques chimiques des termes dioritiques de la série basique de Celorico les rapprochent des vagnérîtes associées aux granites magnésio-potassiques de la chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. De même, le granite G2 est de type calco-alkalin mais présente certaines caractéristiques, comme un faible rapport Ca/Mg, des teneurs élevées en terres rares légères, Zr et Th, des granites magnésio-potassiques. Cette consanguinité entre le granite modérément peralumineux G2 et ses enclaves indique une certaine forme de cogénéisme.

Dans le cas des granodiorites, l'affinité magnésio-potassique est une conséquence obligée de leur caractère hybride puisque les granodiorites résultent de l'hybridation entre un magma acide de composition proche de G2 et plusieurs termes dioritiques plus ou moins différenciés de la série basique de Celorico.

5 Origine mixte des granites porphyroïdes, modérément peralumineux, à biotite dominante du type de G2

On dispose d'une datation par la méthode Rb/Sr des granites à biotite dominante du batholite de Amarante-Aregos (série intermédiaire) qui sont très comparables au granite de Celorico de Basto ou au granite G2. Priem et al. (1970) obtiennent une isochrone avec un rapport $^{87}Sr/^{86}Sr$ initial de 0.704. D'autres datations par cette même méthode ont été effectuées par Pinto (1983, 1985) sur des granites comparables de la zone Centro-Ibérique avec des rapports $^{87}Sr/^{86}Sr$ initiaux inférieurs ou égaux à 0.708 qui indiquent une origine profonde (Capdevilla, 1973) et ne plaident pas en faveur d'une origine par fusion partielle de matériel mésocrustal telle que l'a proposée Albuquerque (1973, 1978). Le caractère post-tectonique et la mise en place épizonale de ces granites, ce qui implique une sous-

saturation en H_2O des magmas, ainsi que leur composition souvent granodioritique rend difficilement acceptable une origine purement anatectique puisque ces granites sont tardifs par rapport au pic du métamorphisme régional. Ceci pose le problème de l'origine de la chaleur et conduit à envisager l'intervention de magmas basiques de haute température comme le suggère les relations isotopiques initiales (Pinto, 1983 ; 1985) et l'association systématique avec des masses ou des enclaves de roches basiques à intermédiaires.

L'ensemble de ces données et le fait que le granite G2 prolonge l'évolution définie par la série basique de Celorico suggèrent que : le granite modérément peralumineux G2 est un simple terme différencié de la série basique de Celorico (hypothèse 1), ou que ce granite est un produit de fusion contenant une contribution des termes différenciés de la série basique de Celorico (hypothèse 2).

Dans les diagrammes où les enclaves de G2 définissent un trend ayant une courbure nette (diagramme TiO_2 versus MgO par exemple, fig. VII-10, p.293), le granite G2 se situe dans le prolongement de ses enclaves les plus leucocrates : dans le diagramme TiO_2 versus MgO par exemple, le granite G2 a un rapport TiO_2/MgO identique à celui de ses enclaves les plus leucocrates. Dans la seconde hypothèse, cela implique que G2 contient une contribution des termes les plus différenciés de la série basique de Celorico mais ne contient pas de contribution des termes basiques de cette même série ce qui est difficilement admissible puisque les enclaves de G2 ont une composition basique à intermédiaire. On ne peut donc pas raisonnablement envisager que le granite modérément peralumineux G2 soit un produit de fusion contenant une contribution des magmas de la série basique de Celorico.

Dans la première hypothèse, étant donné le caractère peralumineux de G2 et le caractère métaalumineux de ces magmas parents potentiels (les enclaves de G2 étaient métaalumineuses avant les rééquilibrages avec G2), il faut que la différenciation fasse intervenir l'amphibole qui est le seul minéral ferromagnésien conduisant à une augmentation du taux de saturation en alumine qui peut être stable dans un liquide modérément peralumineux (Cawthorn et Brown, 1976). Ce fractionnement de l'amphibole n'est possible que si le champ de stabilité de la biotite est réduit par rapport à celui de l'amphibole, ce qui ne se produit que si les magmas parents sont sodiques (rapport $Na/Na+K$ élevé), que la pression est relativement élevée (Gribble et O'Hara, 1967) et P_{H_2O} relativement faible (Cawthorn et Brown, 1976).

La biotitisation des enclaves de G2 ne permet pas d'identifier les minéraux ferromagnésiens primaires rétro-morphosés. De plus, la biotitisation a modifié le rapport $Na/Na+K$ des enclaves du granite G2. Cependant, les variations de Sc, Co, Cr en fonction de MgO (fig. VII-22, p.327) dans ces enclaves et la courbure dans le diagramme TiO_2 versus MgO indiquent que la biotite a joué un rôle important dans la différenciation de la série basique de Celorico. La biotite cristallise abondamment dès le stade gabbroïque (enclaves basiques des granodiorites hybrides). Ceci montre que les magmas de la série basique de Celorico avait un caractère potassique et que contrairement à la biotite, l'amphibole n'a pas joué un rôle important dans la différenciation de cette série. L'étude pétrographique des termes basiques de cette série (enclaves basiques des granodiorites) a d'ailleurs montré que l'essentiel de l'amphibole résulte de la rétro-morphose à basse température des pyroxènes. Le granite modérément peralumineux G2 ne peut donc être un simple terme différencié de la série basique de Celorico que si son caractère peralumineux est acquis par assimilation de matériel crustal ce qui expliquerait la présence d'enclaves métasédimentaires.

Il faut que cette contamination ait eu lieu avant que ne se produisent les mélanges avec les termes dioritiques de la série basique de Celorico puisque les granodiorites qui

résultent de ces mélanges se caractérisent par une augmentation extrêmement régulière du taux de saturation en alumine avec la baisse des teneurs en MgO. Cette assimilation s'est donc produite à un niveau relativement profond et non au niveau final de mise en place du granite G2. En conclusion, G2 aurait donc une origine mixte, à la fois mantellique et crustale. On remarquera que cette assimilation crustale est probablement la raison pour laquelle le granite G2 a un caractère calco-alcalin potassique alors que les termes basiques à intermédiaires de la série basique de Celorico ont une affinité shoshonitique.

6 Granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto et de son auréole de métamorphisme de contact

6-1 Zonation et évolution post-magmatique des zones apicales des intrusions

Les granites fins peralumineux sans enclaves et les aplopegmatites à éléments rares associées sont les dernières manifestations du magmatisme hercynien dans la moitié Ouest de la zone de Celorico de Basto. Ces granites fins peralumineux forment des intrusions différenciées qui se caractérisent par un litage magmatique horizontal : les faciès les plus évolués (apogranites) occupent les zones hautes des intrusions. Cette zonation verticale a été accentuée par une albitisation acide et une greisénisation pervasives qui deviennent de plus en plus intenses vers les zones apicales. Les faciès les moins différenciés sont à biotite seule lorsqu'ils ne sont pas altérés et sont caractéristiques des zones profondes des intrusions. Les faciès les plus évolués, qui occupent les zones apicales (apogranites), sont plus ou moins altérés et généralement à deux micas, parfois même à muscovite et tourmaline. Toutefois, des apogranites peu altérés sont exceptionnellement conservés dans les zones apicales des intrusions. Etant donnée leur composition chimique intermédiaire entre celle des granites fins peralumineux et celle des aplopegmatites associées ces apogranites peu altérés sont d'un grand intérêt en ce qui concerne la genèse des aplopegmatites.

Le caractère relativement "acide" de l'albitisation, on n'observe jamais le remplacement du quartz par de l'albite et les plagioclases albitisés sont constellés de séricite, suggère que l'albitisation et la greisénisation ne constituent pas obligatoirement des étapes indépendantes. Les données expérimentales sur les réactions entre fluides aqueux et minéraux des granites montrent d'ailleurs que ces altérations peuvent être provoquées par un même fluide relativement chaud et de faible molalité totale en chlorures (fig. VII-9, p.290), initialement en équilibre avec les minéraux du granite, qui subi un refroidissement isobare le long de son trajet des zones profondes vers les zones apicales froides des intrusions (mise en place dans l'épizone). Il faut envisager un véritable flux de fluides, probablement issus des granites sous-jacents en cours de cristallisation, pour rendre compte de l'altération des zones apicales des intrusions et de la greisénisation de l'encaissant à leur toit.

Les altérations hydrothermales qui affectent les granites fins peralumineux sont généralement modérées. Les textures primaires des granites sont respectées et les variations de volume sont négligeables. L'étude des variations de composition des granites à albitisation et greisénisation croissantes (fig. VII-8, p.288) a montré que P_2O_5 (apatite toujours présente), Nb et Ti (initialement porté par la biotite et l'ilménite se retrouve dans les rutilés niobifères caractéristiques des granites altérés) ont un comportement inerte lors de ces altérations. L'albitisation et la greisénisation des granites peralumineux sont des phases stériles et entraînent une réduction du nombre de phases.

Les échantillons non altérés à biotite seule, prélevés dans les zones profondes des intrusions, se caractérisent par un taux de saturation en alumine plus faible que celui des échantillons plus ou moins altérés à deux micas, à teneur en MgO équivalente. Le caractère peralumineux des granites fins est primaire mais a été accentué par les altérations hydrothermales post-magmatiques. La muscovite est essentiellement secondaire ce qui est attesté par l'importance de la substitution phengitique (cristallisation à basse température).

6-2 Différenciation par cristallisation fractionnée

En ne tenant compte que des roches les moins altérées et des éléments inertes lors des altérations hydrothermales, l'évolution des granites fins peralumineux, depuis les termes les moins évolués jusqu'aux termes les plus évolués caractéristiques des zones apicales des intrusions (apogranites), se marque par de fortes variations relatives simultanées en constituants compatibles (appauvrissements) et en constituants incompatibles en fin d'évolution (appauvrissements puis enrichissements) qu'il est raisonnable d'attribuer à une différenciation par cristallisation fractionnée, sans préjuger de l'origine du magma parent des granites fins peralumineux. Aucune contradiction n'a pu être mise en évidence lorsque nous avons testé l'hypothèse d'une évolution par cristallisation fractionnée en évaluant qualitativement les assemblages minéralogiques à fractionner (fig. VII-20 et 21, p.324 et 325). Cet assemblage comprend le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite, le quartz, la monazite, l'apatite et le zircon, c'est-à-dire la paragenèse actuelle de ces granites.

Pour ce faire, nous avons utilisé les éléments réellement en traces dont le comportement est contrôlé par les phases minérales majeures et qui ne sont jamais minéralogiquement exprimés, ce qui permet d'utiliser la loi de Henry et de considérer que les coefficients de partage sont constants pour une composition de magma donnée. Dans la partie granitique de l'évolution, seuls les éléments de transition, les alcalins et les alcalino-terreux rares peuvent donc être utilisés. Près de l'équilibre, la hiérarchie des coefficients de répartition des éléments traces ou majeurs est essentiellement contrôlée par les structures cristallines hôtes et n'est que peu affectée par la composition des magmas (Matsui et al., 1977) ce qui permet de s'affranchir de la dépendance entre les coefficients de partage et la composition des magmas. Dans le cas des éléments de transition, l'évaluation des assemblages minéralogiques à fractionner a été menée en utilisant la hiérarchie des coefficients de partage de ces éléments par rapport à Mg qui est un constituant majeur des minéraux ferromagnésiens et qui a été utilisé comme indice de différenciation pour les granitoïdes du batholite de Celorico de Basto.

6-3 Origine crustale pour les magmas parents des granites fins peralumineux

Les relations de terrain et la continuité observée dans de nombreux diagrammes inter-éléments nous ont conduit, tout naturellement, à envisager une origine des termes les moins différenciés des granites fins peralumineux par différenciation du granite modérément peralumineux G2.

Les diagrammes Cr versus MgO et Sc versus MgO (fig. VII-21, p.325) montrent qu'une dérivation des granites fins peralumineux à partir de G2 doit faire intervenir le clinopyroxène ce qui est contradictoire avec l'absence de ce minéral dans G2 et avec la discontinuité observée dans le diagramme Co versus MgO.

La faible anomalie en Eu caractéristique des termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux contraste avec l'anomalie négative prononcée en Eu de G2 et des granites

fins (Gfin.VP) associés. Cette anomalie rend difficilement acceptable une dérivation directe des granites fins peralumineux par cristallisation de G2, puisque pour ces granites le plagioclase et même le feldspath potassique interviennent obligatoirement.

Sc et les terres rares lourdes montrent une discontinuité très nette au passage entre le granite modérément peralumineux G2 et les granites fins peralumineux. Pour des teneurs en MgO équivalentes (environ 0.75%), ces derniers sont beaucoup plus pauvres en Sc et en terres rares lourdes ce qui indique que la différenciation de G2 devrait faire intervenir le grenat. Ce qui apparaît peu naturel puisque le grenat n'a jamais été observé. De plus, la cristallisation du grenat devrait entraîner une baisse du taux de saturation en alumine ce qui est contradictoire avec le caractère peralumineux marqué des granites fins peralumineux même non altérés.

Contrairement aux granites fins peralumineux, les granites en lentilles (Gfin.VP) dans le granite modérément peralumineux G2 semblent dériver de ce dernier par fractionnement de biotite, de plagioclase et de feldspath potassique (accentuation de l'anomalie en Eu) ainsi que par fractionnement de monazite et d'allanite (minéraux observés en inclusion dans la biotite et l'ilménite de G2) comme le montre la forte baisse des teneurs en terres rares légères. Les teneurs en terres rares et en Y lourdes des termes les plus magnésiens des granites Gfin.VP restent à un niveau relativement élevé, identique à celui de G2 (environ 30 ppm), ce qui est classique dans les séries calco-alkalines banales. Ce type d'évolution pour les terres rares lourdes est comparable à celui des adamellites du massif de Lamas de Olo qui sont toutefois plus riches en ces éléments (Y reste à un niveau constant et élevé voisin de 40 ppm).

En conclusion, les granites fins peralumineux ne peuvent dériver, par cristallisation, ni du granite modérément peralumineux G2 ni d'aucun des granites observables dans toute la zone de Celorico de Basto. Le plus raisonnable est donc d'envisager une origine anatectique avec le grenat comme minéral réfractaire (rétention de Sc et des terres rares lourdes) pour les termes les plus magnésiens des granites fins peralumineux. Dans ce cas, la richesse en phosphore de ces granites indique que l'apatite avait un comportement réfractaire peu marqué ce qui est en accord avec les données expérimentales récentes (Pichavant et al., 1992) qui montrent que la solubilité de l'apatite est nettement plus élevée dans les magmas peralumineux que dans les magmas métaalumineux en raison de la formation du constituant berlinite ($AlPO_4$) dans les premiers.

La mise en place épizonale, franchement post-tectonique des granites fins peralumineux, et la différenciation extrême qui les caractérisent impliquent une sous-saturation en H_2O . Une anatexie "humide" de la croûte moyenne telle que l'a proposé Capdevilla pour les granites à deux micas syn-tectoniques portugais (désignés comme "alcalins") ne peut être acceptée pour les granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto. Le mode de genèse qui s'accorde le mieux avec leurs caractéristiques et leur mode de gisement est la fusion partielle dans des conditions de sous-saturation en fluide ce qui nécessite une température élevée. Le caractère tardif par rapport au pic du métamorphisme régional pose le problème de l'origine de la chaleur et conduit à envisager l'intervention de magmas basiques de haute température.

Les granites fins peralumineux sont étroitement associés aux autres granitoïdes post-tectoniques du batholite de Celorico de Basto. Cette association n'est probablement pas fortuite. La composition des granites fins peralumineux permet d'exclure une contribution de la part des magmas de la série basique de Celorico. Le rôle de ces derniers dans la genèse des granites fins peralumineux s'est probablement limité à celui de source thermique.

Les données expérimentales de Harrison et Watson (1984) sur la solubilité de l'apatite et celles de Watson et Harrison (1983) sur la solubilité du zircon permettent d'estimer la température des magmas saturés en ces minéraux. Les enclaves de G2 de composition intermédiaire peuvent donc nous fournir une indication sur la température des magmas de la série basique de Celorico. Ces températures voisines de 1000°C sont déjà très élevées pour des termes relativement différenciés. Les magmas de la série basique de Celorico sont donc des sources de chaleur assez importantes pour déclencher une fusion partielle de la croûte à un niveau relativement profond. Leur rôle dans les processus de granitisation et dans l'évolution thermique de la croûte au cours de l'orogénie hercynienne est donc probablement primordial.

7 Aplopegmatites associées aux granites fins peralumineux

7-1 Relations avec les granites - Description

Les aplopegmatites minéralisées en Sn-Nb-Ta-Li sont étroitement associées aux zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux et souvent même s'y enracinent. Cette relation étroite entre granites et aplopegmatites est particulièrement claire dans le cas du secteur de Seixoso. Cette association, en raison de sa taille réduite et de la qualité des affleurements, permet de documenter tous les termes intermédiaires entre les granites et les aplopegmatites à éléments rares, tant du point de vue minéralogique que géochimique. Elle est donc d'un grand intérêt pour la compréhension des processus magmatiques qui interviennent aux stades ultimes de la différenciation des granites.

Les aplopegmatites de Seixoso ont une texture typiquement granitique comparable à celle de certains granites à métaux rares de la chaîne hercynienne : granite à albite de Montebras (Aubert, 1969), granite à albite de Beauvoir-Echassières (Aubert, 1969; Cuney, 1984; Cuney et al., 1986 et 1987).

Les aplopegmatites ne montrent pas de zonation bien définie. L'essentiel de ces aplopegmatites est représenté par un faciès leucocrate à texture granitique et au caractère porphyroïde bien marqué : le GSP (faciès granitique saccharoïde porphyroïde). Le GSP est composé d'une matrice à grain fin à moyen, localement grossier, d'aspect saccharoïde constituée d'un enchevêtrement de lattes d'albite, de quartz et d'un peu de feldspath potassique interstitiel. La muscovite a une abondance très variable et est fréquemment absente. Dans cette matrice, "flottent" des mégacristaux de feldspath potassique perthitique, maclés Carlsbad, d'une taille allant de quelques centimètres à plusieurs décimètres autour desquels on peut souvent observer des textures de flux définies par une orientation préférentielle des lattes d'albite.

De fortes variations de grain sont observées à l'intérieur de ce faciès. Ces variations sont progressives, ou au contraire brutales, et donnent aux aplopegmatites un aspect rubané caractéristique bien mis en relief par l'altération superficielle.

Le contact aplopegmatite-encaissant est systématiquement souligné par le développement d'un faciès de bordure assez particulier caractérisé par de grandes albites allongées (plusieurs cm) dont la croissance s'est faite perpendiculairement au contact avec l'encaissant (croissance centripète). Ce faciès rappelle les stocksheiders qui jalonnent fréquemment les contacts endogranite-exogranite.

Les minéraux porteurs des éléments rares, c'est-à-dire la cassitérite, les niobotantalates, les phosphates lithinifères et alumineux de la série amblygonite-montebrasite et la fluorapatite sont disséminés de manière homogène dans les aplopegmatites. Ils sont très peu abondants ou absents dans le faciès de bordure.

7-2 Les aplopegmatites sont des termes extrêmement différenciés des granites fins peralumineux - Comparaison avec les obsidiennes peralumineuses de Macusani (SE du Pérou)

La morphologie filonienne, le métamorphisme de contact de leur encaissant immédiat montrent que les aplopegmatites ont une origine magmatique. Les aplopegmatites ont subi une albitisation relativement "acide" et une greisénisation modérées comparables à celles qui affectent les zones apicales des stocks de granites fins peralumineux dans lesquelles elles s'enracinent ce qui confirme le lien étroit entre aplopegmatites et granites fins peralumineux.

Une origine par albitisation et greisénisation de filons de granites fins peralumineux ne peut être retenue : l'albite magmatique est zonée (An₄-An₀), limpide, riche en phosphore et se distingue nettement de l'albite d'albitisation qui est pure, sans zonation et constellée de séricite et de phosphates secondaires liés à l'exsolution du phosphore initialement en solution solide dans le plagioclase. L'intensité des altérations est généralement modérée (le feldspath potassique est le plus souvent préservé) et les zones non altérées ne sont pas rares. L'hypothèse métasomatiste ne rend pas compte du nombre important de phases qui caractérise les aplopegmatites alors que l'albitisation et la greisénisation des zones apicales des intrusions de granite fin se marquent, au contraire, par une diminution du nombre de phases. De plus, elle n'explique pas le fort enrichissement en P₂O₅ et en Nb des aplopegmatites et leur pauvreté en éléments compatibles (fig. VII-15, p.304), dont Ti, puisque ces éléments sont inertes lors de albitisation acide et de la greisénisation modérées.

La composition des apogranites les moins altérés, dont le cogénéisme avec les termes les moins évolués des granites fins peralumineux ne peut être mis en doute, ont une composition proche de celle des aplopegmatites. Ces dernières prolongent l'évolution définie par les granites fins peralumineux pour de nombreux constituants compatibles tels que Fe, Ti, Co, Cr (fig. VII-15, p.304). A la transition entre granites et aplopegmatites, Th, Zr et les terres rares légères d'une part, les terres rares lourdes d'autre part, continuent de s'appauvrir (fig. VII-16, p.305) en raison du fractionnement de la monazite et du zircon. Les aplopegmatites ont donc une origine essentiellement magmatique et sont des termes extrêmement différenciés des granites fins peralumineux. Leur origine magmatique directe est attestée par l'existence de roches volcaniques de composition comparable : les obsidiennes peralumineuses à andalousite de la région de Macusani (SE du Pérou). Ces macusanites sont, selon Pichavant et al. (1987), des liquides résiduels de séries peralumineuses. De même que les macusanites, les apogranites et les aplopegmatites de Seixoso sont des roches extrêmement évoluées, modérément siliceuses, très pauvres en éléments de transition, Ca (sauf dans les échantillons riches en apatite hydrothermale), Zr, Hf, Th, U et riches en Sn, Nb, Ta, Li, et F (fig. VII-19, p.314). Comme les macusanites, les apogranites et les aplopegmatites de Seixoso diffèrent très nettement des termes différenciés métaalumineux ou juste saturés en alumine des séries calco-alcalines par leur richesse remarquable en phosphore qui les distinguent aussi très nettement des rhyolites d'affinité alcaline qui par ailleurs sont riches en Zr, Th.

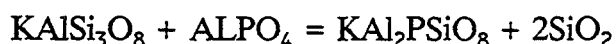
Les aplopegmatites de Seixoso peuvent donc être considérées comme des équivalents plutoniques des obsidiennes peralumineuses de Macusani.

7-3 Transition entre les granites fins peralumineux et les aplopegmatites - Influence des volatils sur les taux de différenciation et l'enrichissement en éléments rares

Contrairement aux éléments de transition (Mg, Fe, Ti, Co, Cr...), à Zr, Th et aux terres rares, plusieurs éléments changent de comportement à la transition granite-apogranites et aplopegmatites. Les éléments dont les cations sont fortement chargés comme Ta⁵⁺, Nb⁵⁺ et Sn⁴⁺, ainsi que certains alcalins et alcalino-terreux rares tels que Li et Be deviennent nettement incompatibles. Un peu avant la transition granite-apogranites et aplopegmatites, P₂O₅ perd son comportement compatible et s'enrichit dans les liquides. SiO₂ et K₂O montrent une nette tendance à la baisse alors que Al₂O₃ et Na₂O s'enrichissent dans les liquides (fig. VII-18, p.307) en contraste flagrant avec l'évolution (poursuite de l'enrichissement en SiO₂ et appauvrissement en Al₂O₃) qui conduit du granite porphyroïde modérément peralumineux G2 aux granites fins (Gfin.VP), qui en dérivent par cristallisation "in situ", et qui est d'un type banal dans les séries calco-alcalines.

L'évolution terminale particulière des granites fins peralumineux est due à la forte influence des volatils F, B, Li et de P₂O₅ sur les relations de phases et les propriétés chimiques et physiques des magmas et donc sur la valeur des coefficients de partage de nombreux éléments puisque ceux-ci dépendent de la composition et de la structure des magmas. Les volatils et P₂O₅ s'enrichissent dans cette partie de l'évolution et atteignent des teneurs élevées en raison du caractère très différencié et de la composition particulière des magmas résiduels peralumineux, hypocalcique et très pauvres en Fe et Mg.

P₂O₅ est le premier élément à changer de comportement. L'enrichissement en phosphore n'est pas lié à une sous-saturation en apatite, puisqu'une fluorapatite, qui se distingue très clairement des hydroxylapatites hydrothermales riches en Mn et Sr, cristallise très précocement dans les aplopegmatites, mais est dû au fait que l'on cristallise une moindre proportion d'apatite dans cette partie de l'évolution malgré les teneurs élevées en P₂O₅. Dans les magmas peralumineux, P₂O₅ réagit avec Al en excès des alcalins pour former des complexes aluminophosphatés de type berlinite (AlPO₄) (Mysen et al, 1981; Gan et Hess, 1992; Pichavant et al., 1992) isolés de la structure aluminosilicatée. L'espèce AlPO₄ est favorisée par rapport à l'espèce (PO₄)³⁻ associée à Ca²⁺ (apatite) en raison de la forte activité de l'alumine. La forte activité du constituant berlinite dans les magmas à l'origine des aplopegmatites est prouvée par la cristallisation magmatique des phosphates alumineux de la série amblygonite-montebrazite, qui peuvent être considérés comme de la berlinite hydratée et lithinifère, et par la forte teneur en phosphore des feldspaths primaires. Celle-ci est d'ailleurs, en première approximation, une mesure de l'activité du constituant berlinite dans le magma puisque le phosphore est introduit dans les feldspaths suivant la substitution suivante déjà proposée par Simpson (1977) :



Le fluor, le bore et le lithium sont souvent concentrés dans les liquides résiduels différenciés. La richesse en fluor des aplopegmatites de Seixoso est attestée par la composition de l'apatite primaire (fluorapatite), la cristallisation magmatique de l'amblygonite et l'existence de filonnets tardifs de fluorine enracinés au toit des aplopegmatites subhorizontales. Ces filonnets montrent qu'une partie du fluor a été lessivée à la fin de la cristallisation des aplopegmatites. L'intense tourmalinisation des épontes des aplopegmatites et la présence de la tourmaline le long de zones verticales qui recoupent nettement le litage magmatique des zones apicales de certaines intrusions de granites fins

peralumineux montrent que les magmas à l'origine des apogranites et des aplopegmatites étaient riches en bore. Quant au Li, la cristallisation magmatique de phosphates alumineux et lithinifères de la série amblygonite-montebrazite prouve que les magmas à l'origine des aplopegmatites de Seixoso étaient riches en cet élément.

L'enrichissement en fluor et en lithium à la fin de la différenciation des granites fins peralumineux est lié à la pauvreté en Fe et Mg des magmas résiduels. La biotite ne cristallise plus et la muscovite est essentiellement secondaire en raison de la mise en place superficielle des intrusions de granites fins peralumineux : la pression était trop faible pour permettre la cristallisation magmatique de la muscovite. La cristallisation en faible quantité de l'apatite est une raison supplémentaire à l'enrichissement en fluor qui s'explique aussi par le fait que F est stabilisé dans les liquides (caractère hygromagmaphile) où il forme des complexes avec Al. Le caractère peralumineux des magmas est d'ailleurs une condition favorable à la formation de ces complexes. De même, l'enrichissement en bore est une conséquence de la pauvreté en Fe et Mg des liquides résiduels qui n'a pas permis de stabiliser la tourmaline au stade magmatique et qui a donc empêché toute possibilité de fractionnement de cet élément. Le bore n'a pas été fixé dans les aplopegmatites et s'est échappé par l'intermédiaire d'une phase fluide (démixtion tardive d'une phase vapeur riche en bore) qui a entraîné la tourmalinisation des éponges riches en Fe et Mg.

L'enrichissement en fluor et en phosphore, qui forment des complexes avec l'aluminium (Manning, 1981 ; Mysen, 1981 ; Schaller et al., 1992) ce qui a pour conséquence une dépolymérisation des magmas, ainsi qu'en bore et en lithium réduit la viscosité des magmas granitiques évolués (Pichavant, 1987 ; Dingwell, 1990) et conduit à une diminution de la température de leur liquidus et de leur solidus (Wyllie et Tuttle, 1964 ; Manning, 1981 ; Pichavant, 1983 ; Mysen, 1988) ce qui permet la poursuite des processus de différenciation par cristallisation fractionnée qui eux-mêmes entraînent un enrichissement en ces éléments. Un point important à noter est que l'appauvrissement en SiO_2 à la transition granites-apogranites et aplopegmatites et qui a pour conséquence une diminution de la viscosité des magmas va dans le même sens.

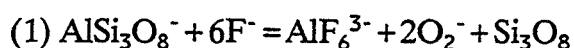
Les apogranites et les aplopegmatites de Seixoso sont pauvres en Ca, Fe, Mg, Ti, ont plus de 95% de Qtz+Ab+Or normatif (norme CIPW) et ont cristallisé à une pression comprise entre 1.5 et 2kb ce qui permet d'utiliser les résultats expérimentaux obtenus sur le système haplogranitique dans ces conditions (fig. VII-28, p.356).

La transition granites-apogranites est marquée par une augmentation du rapport Na/K et une baisse des teneurs en Si. Dans le diagramme Qtz-Ab-Or normatifs, les points représentatifs des aplopegmatites sont décalés vers le pôle albite par rapport aux apogranites qui se situent entre le minimum à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1\text{kb}$ et le minimum à $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1.5\text{kb}$. Ce décalage est en fait plus important si l'on tient compte que le calcul des normes CIPW tend à augmenter la proportion de quartz normatif dans le cas de compositions peralumineuses puisque l'alumine non feldspathisable est calculée sous la forme de corindon et non sous la forme de muscovite ou de silicate d'alumine (Burnham et Nekvasil, 1986).

Ce décalage vers le pôle albite des points représentatifs des aplopegmatites de Seixoso est en accord avec leur richesse en F, B, Li et avec le rôle primordial joué par ces volatils dans leur genèse puisque leur effet conjugué sur la composition des minima du système Qtz-Ab-Or- H_2O est de dilater le domaine de stabilité de l'association quartz+liquide. Ceci entraîne une cristallisation précoce et abondante du quartz, retarde la cristallisation de l'albite et conduit à la formation de magmas riches en albite.

Dans le cas du fluor, la dilatation du domaine de stabilité de l'association quartz+liquide est probablement liée, comme le propose Manning (1981), au fait que F

forme des complexes avec Al initialement en position tétraédrique dans le constituant albite du magma suivant la réaction :



Etant donnée la dépolymérisation entraînée par l'ajout de P_2O_5 (réaction (2) ; Mysen, 1988) dans les magmas fortement polymérisés, P_2O_5 a probablement un effet similaire à celui du fluor en conduisant à une augmentation de l'activité de SiO_2 et donc à une dilatation du domaine de stabilité de l'association quartz+liquide :



L'effet du bore est beaucoup moins important que celui de F (Pichavant et Manning, 1984) alors que l'ajout de Li conduit à la formation de magmas riches en Albite et Quartz normatifs.

Dans les aplopegmatites de Seixoso, l'essentiel du quartz du GSP (faciès principal des aplopegmatites) cristallise sous la variété polymorphique de basse température mais il existe un quartz précoce (cristaux bipyramidés, faces du prisme absentes) en inclusion dans l'albite du faciès de bordure (cristallisation à une température proche du liquidus) qui résulte de la transformation polymorphique de la forme de haute température du quartz ce qui indique que la courbe de la transition polymorphique a été franchie rapidement. La température du liquidus des aplopegmatites était donc voisine de 625°C à 2kb ou voisine de 610°C à 1.5kb et donc nettement inférieure à celle du système haplogranitique ce qui confirme le rôle important joué par les volatils.

Le chrysobéryl est le principal porteur du Béryllium dans les zones internes des aplopegmatites. Il présente une forte zonation en Ti et Sn (TiO_2 et SnO_2 peuvent atteindre respectivement 2.5 et 2% en poids au coeur des cristaux) qui suggère une cristallisation au stade magmatique. De même, les relations texturales avec les minéraux constitutifs des aplopegmatites indiquent que l'andalousite cristallise à un stade magmatique et que le caractère peralumineux du magma à l'origine des aplopegmatites est primaire.

Contrairement au chrysobéryl, le béryl est un minéral hydraté. Barton (1986) montre qu'une réduction de la pression fluide réduit considérablement le champ de stabilité de l'association béryl+silicate d'alumine au profit de l'association chrysobéryl+quartz (dans des conditions anhydres l'association chrysobéryl+quartz pourrait être stable jusqu'à 550°C environ). La stabilité de l'association chrysobéryl+quartz dans les aplopegmatites à des températures très inférieures à 700°C suggère que le magma à l'origine des aplopegmatites n'était pas saturé en H_2O au stade de cristallisation du chrysobéryl.

Il existe un autre argument en faveur d'une évolution terminale des granites fins peralumineux dans des conditions de sous-saturation en H_2O . A saturation en H_2O , le bore est fortement partagé en faveur de la phase fluide exsolvée. Une perte en fluide et donc en bore est inévitable lorsque la saturation en fluide est atteinte ce qui s'accorde mal avec la richesse initiale (au stade magmatique) en bore des aplopegmatites. Il faut remarquer que cette différenciation dans des conditions de sous-saturation en eau s'accordent bien avec le caractère peu hydraté (même en tenant compte d'un éventuel dégazage) des verres peralumineux riches en volatils de Macusani que l'on peut considérer comme des équivalents volcaniques des aplopegmatites de Seixoso.

Cette sous-saturation en H_2O ne signifie pas une pauvreté en H_2O et le rôle du bore est alors essentiel puisqu'il augmente la miscibilité entre phase vapeur et magma (Pichavant, 1983).

L'absence de phase fluide exsolvée même à un stade avancé de la cristallisation des aplopegmatites indique que le mode de genèse proposé par Jahns et Burnham (1969) et qui suppose une cristallisation à partir d'un liquide silicaté granitique et d'une phase fluide aqueuse, saline et de faible densité (très peu de silicates dissous) coexistante ne peut être appliqué aux aplopegmatites de Seixoso.

London et al. (1988, 1989) ont mené des expériences de cristallisation fractionnée sur les verres peralumineux de Macusani. Dans des conditions de saturation en eau, London et al. (1988) obtiennent toujours une cristallisation à l'équilibre sans possibilité d'évolution des liquides. Dans des conditions de sous-saturation en eau et d'"undercooling" qui conduisent à une cristallisation en complet déséquilibre, London obtient des textures comparables à celles des aplopegmatites de Seixoso et une différenciation interne qui se marque par des variations de composition conformes avec les tendances évolutives à la transition entre granites et aplopegmatites de Seixoso, c'est-à-dire une évolution de la composition des liquides vers des activités plus fortes en F, Li, P, une baisse de Si et une augmentation de Al et du rapport Na/K (trend sodolithique).

Les données expérimentales de London appuient l'idée que les aplopegmatites de Seixoso représentent des magmas extrêmement différenciés issus de la cristallisation hors d'équilibre dans des conditions de sous-saturation en eau de magmas évolués dont les apogranites caractéristiques des zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux sont des témoins.

Etant donné la mise en place épizonale des intrusions de granites fins peralumineux et donc le déséquilibre thermique avec leur encaissant, une différenciation hors d'équilibre des termes les plus évolués et donc les plus tardifs est très vraisemblable. Une cristallisation des magmas à l'origine des aplopegmatites dans des conditions d'"undercooling" est d'ailleurs une conséquence obligée de leur faible viscosité liée à leur richesse en volatils. En effet, les magmas aplopegmatitiques, très mobiles, se mettent en place sous la forme de filons (pouvant atteindre 400m de long) à des distances assez importantes des zones apicales des intrusions de granites fins peralumineux et donc dans un environnement relativement froid.

Les volatils (et probablement P_2O_5), de par leur effet sur le minimum du système haplogranitique qui conduit à une évolution de type sodolithique, la baisse de la température et de la viscosité des magmas et l'augmentation des coefficients de diffusion qu'ils provoquent et qui permettent des taux de différenciation extrêmes, sont indispensables à la genèse des aplopegmatites à éléments rares de Seixoso. C'est la richesse en volatils de même que la composition peralumineuse et hypocalcique particulière des magmas parents qui expliquent l'originalité de l'évolution ultime des granites fins peralumineux comparée à l'évolution terminale des séries calco-alcalines banales.

Le rôle du bore dans l'obtention d'un trend du type sodolithique est moindre que celui du fluor, mais sa présence est probablement nécessaire puisqu'il augmente la miscibilité entre phase vapeur et magma (Pichavant, 1983) et retarde donc l'arrivée à saturation en eau ce qui permet aux systèmes granitiques d'atteindre des degrés extrêmes de différenciation qui conduisent à des enrichissements remarquables en éléments rares. Les données expérimentales récentes montrent d'ailleurs que les volatils ont aussi un rôle direct dans l'enrichissement en éléments rares. Ainsi, la solubilité des niobotantalates dans les magmas haplogranitiques augmente avec les teneurs en fluor (Keppler, 1993).

7-4 Origine essentiellement magmatique de la minéralisation en éléments rares

Le caractère magmatique de l'essentiel de minéralisation à métaux rares est confirmée par la chimie des minéraux porteurs.

La cassitérite et les niobotantalates sont des minéraux accessoires disséminés en cristaux isolés dans les aplopegmatites. On distingue une cassitérite précoce et une cassitérite interstitielle qui cristallise plus tardivement, mais en continuité. Dans les zones du GSP (faciès principal des aplopegmatites) à tendance pegmatitique, la cassitérite, comme les autres minéraux, est de plus grande taille. Comme pour la cassitérite, on distingue des niobotantalates automorphes et des niobotantalates interstitiels plus tardifs. Les relations texturales avec les minéraux constitutifs du GSP indiquent que les cassitérites et les niobotantalates disséminés cristallisent à un stade magmatique.

Dans les greisens qui se développent au dépens du GSP et du faciès de bordure des aplopegmatites la cassitérite, associée à des niobotantalates qu'elle englobe souvent, forme des agrégats à inclusions de muscovite.

Les teneurs en Nb et Ta des cassitérites disséminées sont modérées, les teneurs en Mn pratiquement nulles. Nb et Ta sont introduits de manière couplée avec Fe^{2+} . Ces cassitérites sont tantalifères, mais les bordures des cassitérites interstitielles peuvent être niobifères malgré le contrôle cristallographique du rapport Ta/Nb par le constituant tapiolite ($Fe \gg Mn$)($Ta \gg Nb$) $_2O_6$ en solution solide dans la cassitérite, ce qui indique une fin de cristallisation dans un milieu à Nb dominant.

Les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique sont niobifères comme les bordures des cassitérites interstitielles, ce qui suggère que les zones du GSP à tendance pegmatitique cristallisent plus tardivement que les zones à texture plus granitique. Ces cassitérites ont une forte zonation oscillatoire et contiennent de nombreuses exolutions de niobotantalates dans les zones pauvres en Nb et Ta. La zonation oscillatoire initiale a été accentuée en raison de l'exsolution plus facile de Nb, Ta et Fe dans les zones initialement riches en Nb du fait du fractionnement préférentiel de Ta dans la cassitérite en conditions réductrices.

Les cassitérites des zones greiséniées du GSP sont pauvres en (Ta+Nb) et sont à Nb dominant. L'introduction de Nb et Ta est couplée à celle de Fe^{2+} (solution solide entre cassitérite et tapiolite) et à celle de Fe^{3+} (solution solide entre cassitérite et un composé du type $(Nb > Ta)Fe^{3+}O_4$, ce qui indique un milieu de cristallisation assez oxydant en contraste avec le caractère réduit des magmas à l'origine des aplopegmatites, même à la fin de la cristallisation des zones à tendance pegmatitique. C'est le caractère oxydant et probablement la composition du milieu de cristallisation qui explique le caractère niobifère des cassitérites des greisens en favorisant l'introduction couplée de Fe^{3+} avec Nb. Cette prédominance de Fe^{3+} sur Fe^{2+} et de Nb sur Ta est généralement observée dans les cassitérites hydrothermales.

Les teneurs en (Nb+Ta) des cassitérites des greisens sont basses malgré leur coexistence avec d'abondants niobotantalates ce qui montre qu'elles se sont équilibrées avec ces derniers à une température nettement inférieure à celles de la cristallisation magmatique des cassitérites et des niobotantalates disséminés dans les aplopegmatites.

Tous les niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso sont relativement riches en Ti et Sn et doivent être décrits par une formule du type $(Nb, Ta, Ti, Sn, W, Fe, Mn)_3O_6$ qui correspond aux columbotantalites de type désordonnées (pseudo-ixiolites). La richesse en

Ti des niobotantalates disséminés est probablement due à l'absence des minéraux titanifères habituels des granites.

Les niobotantalates disséminés sont presque aussi riches en Sn que les niobotantalates en inclusion dans les cassitérites ce qui indique qu'un équilibre s'est instauré, à relativement haute température (au stade magmatique), entre cassitérite et niobotantalates.

Les niobotantalates des greisens ont un rapport Ta/Ta+Nb proche de celui des niobotantalates interstitiels disséminés dans le GSP ce qui suggère que le rapport Ta/Ta+Nb des fluides hydrothermaux responsables de la greisénisation des aplopegmatites et de leurs épontes a été fixé par le magma à la fin de la cristallisation magmatique des aplopegmatites et donc que ces fluides ont une origine essentiellement magmatique. Ces niobotantalates hydrothermaux sont relativement manganésifères et niobifères et tendent par leur composition à se rapprocher des niobotantalates hydrothermaux des greisens du massif de Lamas de Olo.

Les cassitérites disséminées dans les aplopegmatites sont le plus souvent irrégulièrement colorées (couleur brun-rouge, pléochroïque) malgré leur fréquent automorphisme. Ces zones colorées sont riches en Nb, Ta et Fe²⁺. Une de ces cassitérites présente une de ces zones colorées mais de forme parfaitement circulaire et centré (halo) sur une micro-inclusion arrondie de niobotantalate presque complètement résorbé (planche III-2, ph.3, p.73). Cette micro-inclusion n'est pas une exsolution puisque dans les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique, les exsolutions sont incluses dans les zones claires à composition de cassitérite presque pure.

Le halo est enrichi en Nb, Ta et Fe²⁺ et résulte de la résorption de l'inclusion de niobotantalate par diffusion de Nb, Ta, Fe dans le réseau de la cassitérite en conservant un rapport Fe/Nb+Ta de 0.5 (solution solide entre cassitérite et tapiolite). Cette résorption des inclusions de niobotantalates ne se produit que dans les cassitérites magmatiques précoces qui ont cristallisé à relativement haute température. Elles n'est jamais observé dans les cassitérites hydrothermales des greisens pourtant riches en inclusions de niobotantalates. Les zones colorées de forme irrégulière résultent probablement de la coalescence de plusieurs halos de résorption.

La résorption des inclusions de niobotantalates dans les cassitérites magmatiques indique que cassitérite et niobotantalates ne sont pas complètement en équilibre au stade magmatique, sinon il faudrait invoquer un élargissement du domaine de solution solide entre cassitérite et niobotantalates à basse température ce qui est contredit par la présence des exsolutions dans les cassitérites des zones du GSP à tendance pegmatitique : ces dernières cristallisent plus tardivement que les cassitérites des zones à texture plus granitique. Ceci implique que les zonations observées dans les cassitérites magmatiques sont de nature cinétique : lorsque la croissance de la cassitérite est rapide, ses teneurs en Nb et Ta sont faibles ; lorsque la croissance est lente, la cassitérite est riche en Nb et Ta parce que l'équilibre entre la cassitérite et les niobotantalates (par l'intermédiaire du magma) est mieux réalisé.

Quand la cassitérite est le principal porteur de Ta et Nb (niobotantalates très peu abondants) sa cristallisation au stade magmatique induit une baisse du rapport Ta/Nb du magma à cause du fractionnement préférentiel de Ta par la cassitérite quand le milieu de cristallisation est réduit. Le fractionnement entre Nb et Ta sera donc plus marqué lorsque la cassitérite cristallise lentement (équilibre avec le magma). Une cristallisation rapide en complet déséquilibre se marquera par une quasi-absence de fractionnement entre Nb et Ta.

Dans le cas des aplopegmatites de Seixoso, le fractionnement de Nb et Ta est en grande partie assuré par les niobotantalates disséminés. L'évolution globale de la

composition des cassitérites et des niobotantalates correspond à une diminution du rapport Ta/Nb. Ce type d'évolution a un certain caractère de généralité. Elle est par exemple observée par Kosakévitch (1980) depuis les cassitérites de cristallisation précoce et disséminées dans le granite à albite de Montebbras jusqu'aux cassitérites des greisens qui se développent au dépens du granite. La cause en est peut être une stabilité à plus haute température du pôle tantalifère des niobotantalates. Ce point mériterait d'ailleurs d'être vérifié expérimentalement.

7-5 Les altérations hydrothermales aux épontes des aplopegmatites

7-5.1 Diversité des altérations

Les altérations hydrothermales développées aux épontes des aplopegmatites ont une ampleur assez modeste. Les zones altérées sont plus développées au toit des aplopegmatites (quantité de fluide plus importante) et lorsque celles-ci sont sécantes sur la stratification de l'encaissant (circulation des fluides expulsés plus facile).

L'encaissant aux épontes des aplopegmatites, généralement de nature pélitique ou grésopélitique (riche en biotite et en ilménite), a subi une recristallisation post-plissement (texture équante) sur une épaisseur de 2 à 3 cm. Il montre la superposition de quatre épisodes principaux d'altération hydrothermale dont la chronologie relative a été établie sur la base des relations texturales entre les minéraux :

- développement de phosphates ferromagnésiens souvent riches en fluor au dépens des biotites de l'encaissant ;
- tourmalinisation et développement du faciès marginal à quartz, andalousite, sillimanite, chrysobéryl et nigérite ;
- greisénisation (développement de la muscovite au dépens de la biotite et des silicates d'alumine) ;
- argilisation.

La zone enrichie en phosphate est toujours très limitée et souvent absente. Le faciès marginal à quartz, andalousite, sillimanite, chrysobéryl et nigérite est généralement inclus dans la zone recristallisée alors que la zone tourmalinisée à une épaisseur décimétrique. La zone greisénisée est la plus développée avec une épaisseur pouvant atteindre 1 m et plus. Exceptionnellement, lorsque l'encaissant est légèrement calcique, de l'apatite se développe dans le faciès de bordure des aplopegmatites. Cette zone interne à apatite rappelle certains endoskarns.

Le caractère assez particulier des altérations de l'encaissant métasédimentaire aux épontes des aplopegmatites est une conséquence du contraste de composition entre encaissant et aplopegmatites ce qui se marque par la néoformation de minéraux rares et de composition souvent originales.

7-5.2 Rutiles riches en Fe, Nb, Ta et Sn

Dans la zone où la greisénisation est la plus forte, l'encaissant des aplopegmatites contient de très nombreux rutiles riches en Sn, Ta, Nb et Fe (planche III-4, p.85) qui sont le produit de l'altération des minéraux titanifères primaires : la biotite est transformée en un assemblage à muscovite et rutilite alors que l'ilménite est oxydée en rutilite et hématite accessoire. La greisénisation de l'encaissant s'accompagne d'un enrichissement en Sn, Nb, Ta fixés par le rutilite néoformé. L'ilménite n'est que très rarement complètement oxydée et les fluides, initialement oxydants, acquièrent très rapidement, après un court trajet dans

l'encaissant, un caractère plus réduit. L'ilménite tamponne efficacement le rapport $Fe^{2+}/Fe^{3+} + Fe^{2+}$ des rutiles. L'introduction de Nb et Ta dans le rutil est couplée à celle de Fe^{2+} (solution solide entre rutil et tapiolite) et on note l'absence de rutiles riches en Fe^{3+} tels que ceux associés aux oxydes de fer dans les zones greisénisées des granites fins peralumineux associés aux aplopegmatites. La richesse en fer des fluides est au moins en partie une conséquence du remplacement de la biotite par une muscovite dont le rapport Mg/Fe est nettement plus élevé.

L'étude des variations de la composition des rutiles en fonction de l'éloignement du contact aplopegmatite-encaissant montre que les teneurs en Nb et Ta des rutiles diminuent alors que les teneurs en Sn restent constantes ce qui indique une mobilité moindre de Nb et Ta par rapport à Sn en contexte hydrothermal.

Le rapport Ta/Ta+Nb des rutiles des épontes des aplopegmatites augmente avec les teneurs en Nb et Ta. Dans des conditions réductrices, le constituant tapiolite ($Ta \gg Nb$) en solution solide dans le rutil impose un rapport Ta/Ta+Nb élevé. La fixation préférentielle de Ta par le rutil conduit à une plus grande mobilité de Nb par rapport à Ta dans ces conditions. Cette moindre mobilité de Ta par rapport à Nb est très souvent observée en environnement hydrothermal ce qui, d'après nos observations, pourrait être lié à la présence du rutil.

Les rutiles des épontes des aplopegmatites sont saturés en Sn qui se substitue de manière isomorphe à Ti, ce qui n'est jamais le cas des rutiles des zones greisénisées des granites peralumineux associés aux aplopegmatites où la cassitérite est absente. La cassitérite des aplopegmatites joue le rôle de tampon pour Sn (elle fixe le potentiel de Sn à saturation) : un équilibre s'est instauré entre cassitérite des aplopegmatites, en amont, et rutiles de l'encaissant transformé aux épontes des aplopegmatites, en aval, par l'intermédiaire des fluides responsables de la greisénisation.

Les rapports élémentaires Nb/Ta, Sn/W et Fe/Nb+Ta des rutiles hydrothermaux peuvent fournir une aide précieuse en prospection minière comme outil d'exploration et de sélection des cibles les plus favorables. Le rutil est facilement détectable par recherche alluvionnaire en raison de sa résistance aux altérations superficielles et au transport. D'autre part, les rutiles sont caractéristiques des halos d'altération liés aux pegmatites et peuvent donc être utiles à la découverte de gîtes cachés.

Nous avons mis en évidence que les rutiles hydrothermaux associés aux pegmatites minéralisées en Nb et Ta se caractérisent par un rapport Fe/Nb+Ta voisin de 0.5 (équilibre entre rutil et niobotantalates en conditions réductrices) quelques soient leurs teneurs en Nb et Ta. De même les rutiles associés aux pegmatites minéralisées en cassitérite présentent un rapport Sn/W élevé. Les rutiles hydrothermaux associés aux pegmatites stériles ou qui cristallisent au dépens des granites se caractérisent par un rapport Fe/Nb+Ta élevé lié à une plus forte proportion de fer ferrique, et par un caractère niobifère marqué (introduction préférentielle de Nb par rapport à Ta en conditions oxydantes). Ces rutiles contiennent souvent W en quantité appréciable.

7-5.3 La nigérite dans le secteur de Seixoso

La nigérite a été découverte par Jacobson et Webb (1947) dans des veines à quartz-sillimanite associées à des pegmatites à cassitérite du Nigéria et dans les faciès de bordure à quartz-muscovite de ces pegmatites. La relative rareté de la nigérite est due à sa composition chimique particulière dans laquelle Sn, Zn, Al et Fe sont des constituants majeurs.

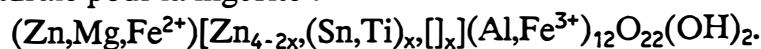
La nigérite est un minéral très alumineux systématiquement associée à des silicates d'alumine ou à la muscovite, ou bien encore à la tourmaline. Dans le secteur de Seixoso, la nigérite est toujours observée aux épontes altérées des aplopegmatites et dans les xénolithes métasédimentaires altérés des apogranites du stock de granites fins peralumineux de Outeiro (planche VI-1, p.254). La nigérite est absente des granites fins peralumineux du stock de Seixoso pour lesquels la greisénisation s'accompagne de la formation de sulfures dont la sphalérite. Ce stock de taille relativement importante a pu créer une anomalie thermique suffisante pour engendrer un circuit convectif hydrothermal. La participation de fluides de l'encaissant localement riche en sulfures expliquerait la présence de la sphalérite et l'absence de la nigérite dans cette intrusion en raison de l'affinité de Zn pour S.

Les relations avec la muscovite de la greisénisation, en particulier la présence d'inclusions de nigérite dans les muscovite en flaqes remplaçant les silicates d'alumine, indiquent que la nigérite est un minéral secondaire qui résulte de l'interaction entre des roches pélitiques et des fluides riches en Sn et Zn et pauvres en S, initialement en équilibre avec des magmas granitiques ou aplopegmatitiques évolués. La nigérite cristallise localement au stade magmatique dans les aplopegmatites lorsque celles-ci sont contaminées par l'encaissant grésopélitique. La nigérite, comme la tourmaline à laquelle elle est souvent associée, est normalement absente des aplopegmatites à cause de la trop faible activité du fer qui a empêchée sa stabilisation au stade magmatique.

Comparée à la nigérite des autres gisement connus, la nigérite du secteur de Seixoso est riche en titane à cause de son association systématique avec le rutile, et a une gamme de variation du rapport Sn/Zn plus large. La nigérite magmatique des aplopegmatites a un rapport Sn/Zn élevé à cause de son association avec la cassitérite. Le rapport Sn/Zn élevé de la nigérite des épontes des aplopegmatites, où la cassitérite est absente, montre que la cassitérite des aplopegmatites a joué le rôle de tampon pour Sn dans les fluides expulsés des aplopegmatites à la fin de leur cristallisation, ce qui est en accord avec le fait que les rutilés hydrothermaux développés aux épontes des aplopegmatites sont saturés en Sn. Dans les xénolithes du stock de Outeiro, la nigérite à un rapport Sn/Zn faible parce que la cassitérite est absente.

La grande variabilité du rapport Sn/Zn de la nigérite est possible à cause de la substitution de Sn par 2Zn dans le site B : $(\text{Sn}, \text{Ti})^{4+} + \square = 2\text{Zn}^{2+}$

Ce mécanisme de substitution nous a conduit à proposer une nouvelle formule structurale pour la nigérite :



8 Le magmatisme tardi-hercynien de type calco-alcalin potassique dans le Nord du Portugal : exemple du massif post-tectonique de Lamas de Olo

8-1 Caractéristiques chimiques des adamellites du massif de Lamas de Olo

L'histoire du magmatisme hercynien de la zone de Celorico de Basto et semble-t-il de l'ensemble du Nord du Portugal se termine avec la mise en place relativement tardive des massifs de Lamas de Olo, Teloos, Geres (fig. VII-34, p.374). Ces massifs essentiellement constitués d'adamellites sont les manifestations d'un magmatisme acide au caractère calco-alcalin potassique très marqué. Ces adamellites se distinguent nettement des granites tardifs du batholite de Celorico de Basto par leur caractère plus calcique et par leur pauvreté remarquable en P_2O_5 . Leur relative richesse en terres rares lourdes et en Y se marque par la

présence du xénotime qui, par ailleurs, n'a jamais été observé dans les granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto.

8-2 Architecture du type exogranite-endogranite à stocksheider et minéralisation en Mo-W-Be

Le massif de Lamas de Olo se caractérise par une architecture du type exogranite-endogranite à stocksheider. La minéralisation en W-Mo-Be est étroitement liée à l'apex principal d'une coupole endogranitique. L'adamellite qui constitue l'endogranite est plus leucocrate et a un caractère plus évolué que les adamellites qui lui servent d'encaissant et qui constituent l'exogranite. L'absence de bordures figées montre que l'endogranite se met en place dans l'exogranite alors que celui-ci n'était pas encore froid.

Cette architecture exogranite-endogranite est comparable à celles de nombreux gisements des provinces stanno-wolframifères de l'Erzgebirge ou de la Cornouaille. Contrairement aux gisements de ces provinces à Sn dominant et où l'albitisation et la greisénisation sont très intenses, Sn est absent et l'albitisation n'est que très rarement observée dans le massif de Lamas de Olo.

L'activité hydrothermale se marque, dans le massif de Lamas de Olo par une greisénisation pervasive modérée de l'endogranite, par des filons quartzeux (presque toujours partiellement enracinés dans l'apex principal de l'endogranite) à épontes greisénisées minéralisés en W-Mo-Be et des altérations apparemment tardives de type épsyénite (bien développées dans l'exogranite) que l'on peut considérer comme des manifestations d'un circuit convectif hydrothermal lié à l'apex principal de l'endogranite. Une des originalités du massif de Lamas de Olo est l'existence de roches remarquables que nous avons désigné sous le terme de "béryllites" par analogie avec les muscovites. Ces "béryllites" observées dans des zones rubéfiées, au SE de l'apex principal de l'endogranite, sont en tout point identiques aux muscovites, mais le minéral alumineux qui se développe au dépens des feldspaths n'est pas la muscovite mais le béryl.

La nature des minéralisations (W-Mo-Be), leur expression filonienne et la succession paragénétique qui les caractérisent sont étonnamment similaires dans le massif de Lamas de Olo et dans les gisements du massif de la Serra do Geres au Nord du Portugal (étudiés par Cottard, 1979) qui par ailleurs, semblent étroitement liés à des coupoles de type endogranite.

L'éloignement géographique des deux massifs, la différence de nature de leur encaissant montrent que les métaux de la minéralisation ont une origine essentiellement magmatique. Le rôle des préconcentrations magmatiques est probablement important mais les gisements sont de toute évidence liés à des circulations hydrothermales engendrées par des endogranites qui sont constitués de faciès légèrement plus évolués que ceux qui constituent l'exogranite.

Le rôle des processus hydrothermaux est nettement moindre dans le cas des gisements liés aux granites fins peralumineux du batholite de Celorico de Basto, puisque la minéralisation est disséminée dans la masse des faciès les plus différenciés (aplopegmatites). La richesse en volatils permet à la différenciation par cristallisation fractionnée de se poursuivre bien au delà de ce qui est observé dans le massif de Lamas de Olo. L'enrichissement au stade magmatique est alors suffisant pour engendrer des gisements.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES



- Aïssa, M., Marignac, C., Weisbrod, A. (1987). Le stockwerk à ferbélite d'Echassières: évolution spatiale et temporelle: cristallographie des ferbélites. Dans: Forage scientifique d'Echassières. Une clé pour la compréhension des mécanismes magmatiques et hydrothermaux associés aux granites à métaux rares. Ouvrage coordonné par Cuney, M. et Autran, A. *Géologie de la France, B.R.G.M.*, n° 2-3, 311-313.
- Ait Saadi, S. (1984). Caractères pétrographiques et chimico-minéralogiques des granitoïdes de la région de Vila Real (Portugal). *D.E.A., Nancy I.*
- Albuquerque, C.A.R. (de). (1971). Petrochemistry of a series of granitic rocks from Northern Portugal. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, 2783-2798.
- Albuquerque, C.A.R. (de) (1973). Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 37, 1779-1802.
- Albuquerque, C.A.R. (de) (1974). Geochemistry of actinolitic hornblendes from tonalitic rocks, Northern Portugal. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 38, 789-803.
- Albuquerque, C.A.R. (de) (1978). Rare earth elements in "Younger" granites, Northern Portugal. *Lithos.*, 11, 219-222.
- Arculus, R.J., Wills, K.J. (1980). The petrology of plutonic blocks and inclusions from the Lesser Antilles Island Arc. *J. Petrol.*, 21, 743-799.
- Arth, J.G. (1976). Behaviour of trace elements during magmatic processes - a summary of theoretical models and their applications. *J. Res. US Geol. Surv.*, 4, 41-47.
- Arutyunyan, L.A. (1974). Possibilities of migration of molybdenum in the form of haloid compounds. *Internat. Geology Rev.*, 11, n°10, 1200-1203.
- Aubert, G. (1969). Les coupes granitiques de Montebrias et d'Echassières (Massif Central français) et la genèse de leur minéralisations (Sn, Li, W et Be). *Mémoires du B.R.G.M.* n° 46, 1-345.
- Aubert G., Autran A., Burnol L. (1965). L'albite quartzique à lépidolite de Beauvoir. *C. R. Acad. Sci. Fr.*, 260, 6158-6161.
- Autran, A., Fonteilles, M., Guitard, G. (1970). Relations entre les intrusions de granitoïdes, l'anatexie et le métamorphisme régional considérés principalement du point de vue du rôle de l'eau: cas de la chaîne hercynienne des Pyrénées Orientales. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7) XII, 4, 673-731.
- Bahezere, C., Capitant, M., Duong, P.K. (1961). Analyse ponctuelle d'une cassitérite zonée. *Bull. Soc. fr. Mineral. Cristallogr.*, LXXXIV, 321-322.
- Bailey, J.C (1977). Fluorine in granitic rocks and melts : a review. *Chem. Geol.*, 19, 1-42.
- Balda, M.D., Vegas, R., Gonzales, L. (1990). Structure. In: Pre-Mesozoic geology of Iberia. *Springer-Verlag.*, 172-188.
- Bannister, F.A., Hey, H.M., Stadler, H.P. (1947). Nigerite a new tin mineral. *Mineral. Mag.*, 28, 129-136.
- Barrière, M. (1977). Le complexe de Ploumanac'h. Essai sur la mise en place et l'évolution pétrologique d'une association plutonique subalcaline tardi-orogénique. *Thèse d'Etat, Université Brest.* 220 p.
- Barton, M.D. (1986). Phase equilibria and thermodynamic properties of minerals in the system BeO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O (BASH) system, with petrologic applications. *Am. Mineral.*, 71, 277-300.
- Bazhenova, L.N. (1955). On gahnite from the pegmatites of the western Azov region. *Mineral. Sbornik Lvov. Geol. Obshtch.*, 9, 330-334.

- Bédard, J.M., Ludden, J.N., Francis, D.M. (1987). The Megantic intrusive complex, Quebec: a study of the derivation of silica-oversaturated anorogenic magmas of alkaline affinity. *J. Petrol.*, 28, 355-388.
- Beddoe-Stephens, B., Fortey, N.J. (1981). Columbite from the Carrock Fell tungsten deposit. *Mineral Mag.*, 44, 217-223.
- Benard, F., Moutou, P., Pichavant, M. (1985). Phase relations of tourmaline leucogranites and the significance of tourmaline in silicic magmas. *J. Geol.*, 93, 271-291.
- Beus, A.A., Severov, E.A., Sitnin, A.A. (1962). Granites albitisés et greisénisés (apogranites). *Izd. Akad. Nauk. S.S.S.R. Moscou*, 1, 196 p.
- Blaxland, A.B. (1970). Occurrence of zinc in granitic biotites. *Master's thesis: Washington University St. Louis, Missouri (USA)*.
- Blundy, J.D., Holland, T.J. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 208-224.
- Bonin, B. (1982). Les granites des complexes annulaires. *B.R.G.M., Manuels et méthodes*, 4.
- Brown, G.M. (1957). Pyroxenes from the early and middle stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *Mineral. Mag.*, 31, 511-543.
- Brown, C.C. (1961). Space and time in granite plutonism. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A 301, 321-336.
- Brown, G.C. (1982). Calk-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution and relation to volcanic arcs. In: Andesites, Thorpe R.S. ed., *J. Wiley and Sons*, 437-461.
- Brown, G.M., Vincent, E.A. (1963). Pyroxenes from the late stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. *J. Petrol.*, 4, 175-197.
- Burnham, C.W., (1967). Hydrothermal fluids at the magmatic stage. In: H.L. Barnes (Editor), *Geochemistry of hydrothermal Ore deposits. Holt, Rinehart and Winston, New York*, 34-76.
- Burnham, C.W., Jahns, R.H. (1962). A method for determining the solubility of water in silicate melts. *Am. J. Sci.*, 260, 721-745.
- Burnham, C.W., Davis, N.F. (1974). The role of H₂O in silicate melts: II. Thermodynamic and phase relations in the system NaAlSi₃O₈-H₂O to 10 kilobars, 700° to 1100°C. *Am. J. Sci.*, 274, 902-940.
- Burnham, C.W., Nekvasil, H. (1986). Equilibrium properties of granite pegmatite magmas. *Amer. Mineral.*, 71, 293-263.
- Burt, D.M., Sheridan, M.F., Bikun, J.V., Christiansen, E.H. (1982). Topaz rhyolites-distribution, origin and significance for exploration. *Econ. Geol.*, 77, 1818-1836.
- Cantagrel, J.M., Didier, J., Gourgaud, A. (1984). Magma mixing : origin of intermediate rocks and enclaves from volcanism to plutonism. *Physics of the Earth and Planet. Ints.*, 35, 63-76.
- Capdevila, R., Corretge, G., Floor, P. (1973). Les granitoïdes varisques de la Meseta ibérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 15 (3-4), 209-228.
- Capdevila R., Floor, P. (1970). Les différents types de granites hercyniens et leur distribution dans le Nord-Ouest de l'Espagne. *Boletín Geológico y Minero.*, T. LXXXI-II-III, 215-225.
- Carlson, R.W., Lugmair, G.W., McDouglas, J.D. (1981). Columbia River volcanism: the question of mantle heterogeneity or crustal contamination. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45, 2483-2499.
- Caruba, R., Baumer, A., Turco, G. (1975). Etude comparative des propriétés respectives des zircons hydroxylés synthétiques et de zircons métamictes naturels, hypothèse de genèse des malacons. *Pétrologie*, 1, 57-70.

- Cathelineau, M. (1981). Les gisements d'uranium liés spatialement aux leucogranites sudarmoricaïns et à leur encaissant métamorphique: relations et interactions entre les minéralisations et divers contextes géologiques et structuraux. *Thèse 3^e cycle, I.N.P.L.*
- Cawthorn, R.G. (1976). Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 40, 1319-1328.
- Cawthorn, R.G., O'Hara, M.J. (1976). Amphibole fractionation in calc-alkaline magma genesis. *Am. J. Sci.*, 276, 309-329.
- Cawthorn, R.G., Brown, P.A., (1976). A model for the formation and cristallization of corundum-normative calc-alkaline magmas through amphibole fractionation. *J. Geol.*, 84, 467-476.
- Cerna, I, Cerny, P., Ferguson, R.B. (1972). The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. III. Amblygonite-montebrazite. *Canad. Mineral.*, 11, 643-659.
- Cerny, P. (1972). The Tanco pegmatite at Bernic Lake, Manitoba. VIII. Secondary minerals from the spodumene-rich zones. *Can. Mineral.*, 11, 714-726.
- Cerny, P. (1982). The tanco pegmatite at Bernic Lake, Southern Manitoba. *Mineral. Assoc. Canada, Short Course Handboock*, 8, 527-543.
- Cerny, P. (1986). Ore minerals of niobium and tantalum. Dans: Lanthanides, tantalum and niobium. Mineralogy, geochemistry, characteristics of primary ore deposits, prospecting, processing and applications. *S.G.A. Worckshop, Berlin, Extended Abstracts*, 1-7.
- Cerny, P., Hawthorne, F.C. (1982). Selected peraluminous minerals. In: Cerny, P. (Ed), *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, 8, 163-186.
- Cerny, P., Ercit, T.S. (1985). Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites. *Bull. Mineral.*, 108, 499-532.
- Cerny, P., Turnock, A.C. (1971). Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites at Greer Lake, southeastern Manitoba. *Can. Mineral.*, 10, 755-772.
- Cerny, P., Cech, F., Povondra, P. (1964). Review of ilmenorutile-strüverite minerals. *N. Jahrb. Miner. Abh.*, 101, 142-172.
- Chappel, B.W., White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, Tokyo, 8, 173-174.
- Chappel, B.W., White, A.J.R., Wyborn, D. (1987). The importance of residual source material (restite) in granite petrogenesis. *J. Petrol.*, 28, 1111-1138.
- Chatterjee, N.D. (1972) The upper stability limit of the assemblage paragonite + quartz and its natural occurrences. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 288-303.
- Chatterjee, N.D., Johannes, W.S. (1974). Thermal stability and standard thermodynamic properties of synthetic 2M₁-muscovite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 89-114.
- Chayes, F. (1955). Potash feldspar as a by-product of the biotite-chlorite transformation. *J. Geol.*, 63, 75-82.
- Chen, Y.D., Price, C.R., White, A.J.R. (1989). Inclusions in three S-type granites from Southeastern Australia. *J. Petrol.*, 30, 1181-1218.
- Cheilletz, A., Giuliani, G. (1982). Role de la déformation du granite dans la genèse des épisyénites feldspathiques des massifs de Lovios-Gerès (Galice) et des Zaer (Maroc Central). *Mineral. Deposita*, 17, 387-400.
- Chevremont, P., Rossi, Ph. (1986) - Proposition pour une actualisation de la représentation cartographique du plutonisme acide et du plutonisme intermédiaire à basique associé à 1/50 000. *Rapport BRGM 86 SGN 548. GEO.*

- Christiansen, E.H., Burt, D.M., Sheridan, M.F., Wilson, R.T. (1983). The petrogenesis of topaz rhyolites from the Western United States. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 83, 16-30.
- Clarck, D.B. (1981). The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
- Clarck, D.B., Mc Kenzie, C.B., Muecke, G.K., Richardson, S.W. (1976). Magmatic andalusite from the South Mountain Batholith, Nova Scotia. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 279-287.
- Clarck, A.M., Fejer, E.E., Donaldson, J.D., Silver, J. (1976). The ^{119}Sn Mössbauer spectra, cell dimensions and minor elements contents of some cassiterites. *Mineral. Mag.*, 40, 895-898.
- Clemens, J.D., Wall, V.J. (1981). Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral.*, 19, 111-131.
- Clemens, J.D., Wall, V.J. (1988). Controls on the mineralogy of S-type volcanic and plutonic rocks. *Lithos*, 21, 53-66.
- Cocherie, A. (1984). Interactions manteau croûte: son rôle dans la genèse d'associations plutoniques calco-alkalines, contraintes géochimiques (éléments en traces, isotopes du strontium et de l'oxygène). *Thèse d'Etat, Univ. Rennes I, Mémoire B.R.G.M.*, n° 90, 250 p.
- Cogné, J. (1971). L'arc ibéro-armoricain. *Publ. Inst. Fr. Pétrole, Coll. et Sémin.*, n°22 (Histoire structurale du golfe de Gascogne, t.1), p. I.1-1 à I.1-23.
- Cohen, L.H., Klement, W.Jr. (1967). High-low quartz inversion: determinations to 35 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 72, 4245-4251.
- Condie, K.C. (1978). Geochemistry of Proterozoic granite plutons from New Mexico, U.S.A. *Chem. Geol.*, 21, 131-149.
- Cottard, F. (1979). 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 de l'Université de Nancy I*, 226 p.
- Couturie, J.P. (1977). Le massif granitique de la Margeride. *Annales scientifiques de l'université de Clermont-Ferrand*, n° 62, 319 p.
- Cuney, M., Autran, A., Burnol, L. (1985). Premiers résultats apportés par le sondage G.P.F. de 900m réalisé sur le granite de Beauvoir, sodolithique et fluoré à minéralisation disséminée (complexe granitique d'Echassières, Massif Central, France). *Chron. Recherche minière*, n° 481, 59-63.
- Cuney, M., Autran, A., Burnol, L., Brouand, M., Dudoignon, P., Feybesse, J.L., Gagny, C., Jacquot, T., Kosakevitch, A., Martin, P., Meunier, A., Monier, G., Tegye, M. (1986) - Résultats préliminaires apportés par le sondage GPF sur la coupole de granite albitique à topaze-lépidolite de Beauvoir (Massif central, France). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, 303, 569-574.
- Czamanske, G.K., Wones, D.R. (1973). Oxidation during magmatic differentiation in Finmarka complex, Oslo Area, Norway, part 2: the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14, 349-380.
- Czamanske, G.K., Force, E.R., William, J.M. (1981). Some geologic and potential resource aspects of rutile in porphyry copper deposits. *Economic Geol.*, 76, 2240-2256.
- Czamanske, G.K., Ishihara, S., Atkin, S.A. (1981). Chemistry of rock-forming minerals of the cretaceous-paleocene batholith in southwestern Japan and implications for magma genesis. *J. Geoph. Res.*, 86, N°B11, 10431-10469.

- De Wall, S.A. (1986). The stanniferous Ouis granite, precursor magma of the Uis pegmatites, Uis, South West Africa, *Fortschr. Mineral.*, vol 64(2), 135-149.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (1986). Rock-forming minerals, 2^e édition, Non-silicates. *Longmann (Ed), London.* 11-117.
- Demange, M. (1975). Zonation métasomatique autour des albitites de la région de Saint-Chély d'Apcher (Lozère). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 98, 186-190.
- Derre, C., Lecolle, M., Roger, G. (1981). Processus de concentration dans les magmas granitiques à étain-tungstène. *Doc. B.R.G.M.*, n° 47, 169-222.
- Derre, C., Lecolle, M., Noronha, F., Roger, G. (1982). Minéralisations à Sn-W liées aux granitoïdes dans le Nord du Portugal; importance des processus magmatiques et métasomatiques hydrothermaux. *Comun. Serv. Geol. Portugal.*, T.68, fasc.2, 191-211.
- Derre, C., Roger, G. (1984). Filons à étain-tungstène dans la moitié nord du Portugal. Guides de recherche. *Chron. Rech. Min.*, 475, 35-50.
- Dickenson, M.P., Hess, P.C. (1986). The structural role and homogeneous redox equilibria of iron in peraluminous, metaluminous and peralkaline silicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 207-217.
- Didier, J. (1973). Granites and their enclaves. *Developments in Petrology, Elsevier (ed.)*, Amsterdam. 393 p.
- Didier, J., Lameyre, J. (1969). Les granites du Massif Central français : étude comparée des leucogranites et granodiorites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 24, 219-238.
- Dingwell, D.B., Scarce, C.M., Cronin, D.J. (1985). The effect of fluorine on viscosities in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$: implications for phonolites, trachytes and rhyolites. *Am. Mineral.*, 70, 80-87.
- Dingwell, D.B., Harris, D.M., Scarfe, C.M. (1984). The solubility of H_2O in the system $\text{SiO}_2-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ at 1 to 2Kbar. *J. Geol.*, 92, 387-395.
- Dodge, F.C.W., Papike, J.J., Mays, R.E., (1968). Hornblendes from granitic rocks of the Central Sierra Nevada batholith, California. *J. Petrol.*, 9, 378-410.
- Dolase, W. (1971). Refinement of the crystal structures of epidote, allanite and hancockite. *Am. Mineral.*, 56, 447-464.
- Doremus, R.H. (1973). Glass Science, New York, John Wiley and Sons (Ed.), 349pp.
- Ebadi, A., Ziegenbein, D., Johannes, W. (1987). Schmelzbildung im granitsystem Qz-Ab-Or bein. Wasseraktivitäten Kleiner 1. *Fortschritte der Mineralogie*, 65, 41.
- Edgar, A.D., Vukadinovic, D. (1992). Implications of experimental petrology to the evolution of ultrapotassic rocks. *Lithos*, 28, 205-220.
- Eggler, D.H. (1972a). Water saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of the water content in the natural magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 34, 261-271.
- Eggler, D.H. (1972b). Amphibole stability in H_2O undersaturate calc-alkaline melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 15, 28-34.
- Eggler, D.H. (1974). Effect of CO_2 on the melting of peridotite. *Carnegie Inst. Washington Yearb.*, 73, 215-224.
- Eugster, H.P., Wones, D.R. (1962). Stability relations of the ferruginous biotite, annite. *J. Petrol.*, 3, 82-125.
- Evans, B.W. (1965). Application of a relation-rate method to the breakdown equilibria of muscovite plus quartz. *Am. J. Sci.*, 263, 657-667.

- Evans, B.W. (1982). Amphiboles in metamorphosed ultramafic rocks. In: Veblen, D.R., Ribbe, P.H. (eds) Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. *Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, 9B, 98-113.
- Ewart, A. (1976). Mineralogy and chemistry of modern orogenic lavas. Some statistics and implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 31, 417-432.
- Exley, R.A. (1980). Microprobe studies of REE-rich accessory minerals: implications for Skye granite petrogenesis and REE mobility in hydrothermal systems. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 48, 97-110.
- Fabriès, J. (1978). Les types paragénetiques des amphiboles sodiques dans les roches magmatiques. *Bull. Mineral.*, 101, 155-165.
- Fersman, A.E. (1940). Pegmatites (reprinted 1960 ; selected works VI). *Acad. Sci. U.S.S.R., Moscow* (in Russian).
- Fleisher, M. (1980). Glossary of mineral species. *Mineralogical Record*, P.O. Box 35565, Tucson, Arizona 85740. 192pp.
- Flinter, B.H. (1959). Re-examination of "strüverite" from Salak North, Malaya. *Amer. Min.*, 44, 620-632.
- Fodor, R.V. (1971). Fe content in pyroxenes from a calc-alkalic volcanic suite, New Mexico, USA. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 5, 385-390.
- Foit, F.F., Jr., Rosenberg, P.E. (1979). The structure of vanadium-bearing tourmaline and its implications regarding tourmaline solid solutions. *Am. Mineral.*, 64, 788-798.
- Foley, S. (1992). Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints. *Lithos*, 28, 187-204.
- Fonteilles, M. (1976). Essai d'interprétation des compositions chimiques des roches d'origines métamorphique et magmatique du massif hercynien de l'Agly (Pyrénées orientales). *Thèse, Paris VI*.
- Fonteilles, M. (1978). Les mécanismes de la métasomatose. *Bull. Mineral.*, 101, 166-194.
- Fonteilles, M., Garcia, D. (1985). Le grenat mixte grossulaire-almandin (spessartine) comme indicateur d'une source magmatique proche dans les gîtes de skarns à tungstène. *C. R. Acad. Sci. Paris.*, t.300, série II, 16, 807-810.
- Fonteilles, M., Pascal, M.L. (1985). Greisens, veines à quartz-muscovite et zones feldspathisées comme éléments d'une même colonne métasomatique. *C. R. Acad. Sci. Paris.* t.300, série II, 15, 755-758.
- Foord, E.E. (1976). Mineralogy and petrogenesis of layered pegmatite-aplite dykes in the mesa grande district, San Diego County, California: *Unpublished Ph. D thesis, Stanford Univ.*
- Foord, E.E. (1982). Minerals of tin, titanium, niobium and tantalum. In: Cerny, P. (ed.), granitic pegmatites. In: *granitic pegmatites in Sciences and Industry*, Mineral. Assoc. Can., short course handbood, 8, 187-238.
- Forbes, W.C., Flower, M.F.J. (1974). Phase relations of titan-phlogopite, $K_2Mg_4TiAl_2Si_7O_{20}(OH)_4$: A refractory phase in the upper mantle ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22, 60-66.
- Fourcade, S. (1981). Géochimie des granitoïdes. *Thèse d'Etat, Univ. Paris VII.*, 189 p.
- Fourcade, J., Allègre, C.J. (1981). Trace element behaviour in granite genesis: a case study the calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 177-195.
- Franz, G., Morteani, G. (1981). The system $BeO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$: Hydrothermal investigation of the stability of beryl and euclase in the range from 1 to 6 kb and 400 to 800°C. *Neues Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen*, 140, 273-299.

- Fron del, C. (1953). Hydroxyl substitution in thorite and zircon. *Am. Mineral.*, 38, 1007-1018.
- Galan, G. (1987). Le massif hercynien de Vivero (Espagne) : une association de roches ultramafiques et de granites. Comparaison avec d'autres exemples des orogènes hercynien et calédonien. *Thèse de l'Université de Paris VI*, 400 p.
- Garcia, D., Fonteilles, M. (1985b). Evolution du chimisme des biotites et des muscovites dans une série de granitoïdes (Nord Portugal); implications pétrologiques et métallogénique. *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 301, série II, 11, 819-822.
- Garcia, D., Ouin, M.C., Fonteilles, M. (1985). Géologie et géochimie des minéralisations en étain-tungstène de la région de Vila Real (Nord Portugal) et des granitoïdes associés. *Rapport non publié*, 164 p.
- Gaudette, H.E., Vitrac-Michard, A., Allegre, C.J. (1981). North American Precambrien history recorded in a single sample: high-resolution U-Pb systematics of the Postam Sandstone detrital zircons, New York state. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 248-260.
- Ginzburg, A.I., Nazarova, A.S., Sukhomazova, L.L. (1961). Nigerite from Siberian pegmatites. In, New data on rare mineralogy,, 42. Translation 1963, New York.
- Ginzburg, A.I., Timofeyev, I.N., Feldman, L.G. (1979). Principles of geology of the granitic pegmatites : *Nedra, Moscow*, in Russian.
- Giret, A. (1983). Le plutonisme océanique intraplaque : exemple de l'Archipel Kerguelen (TAAF). *Thèse Doctorat d'Etat, Université Paris VI*, 300 p.
- Giret, A., Bonin, B., Léger, J.M. (1980). Amphibole composition trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Can. Mineral.*, 18, 481-495.
- Gorzhevskaya, S.A., Sidorenko, G.A. (1974). About the crystallochemical peculiarities of the mineral group columbite-ixiolite-wodginite. *Konst. i Svoist. Mineralov.*, 8, 30-36.
- Gourgaud, A. (1985). Mélanges de magmas dans les séries alcalines et calco-alcalines : leur rôle dans la genèse des laves intermédiaires et leur influence sur les mécanismes éruptifs. Exemples pris dans le Massif Central Français (Mont-Dore, Chaîne des Puys). A la Martinique (Montagne Pelée, Fissure Burgos-Diamant) et au Mexique (Pico de Orizaba). *Ann. Sci. de l'Univers. de Clermont-Ferrand II*, 86, 522 p.
- Grambling, J.A. (1981). Kyanite, andalusite, sillimanite and related mineral assemblages in the Truchas Peaks region, New Mexico. *Amer. Mineral.*, 66, 702,722.
- Green, T.H., Ringwood, A.E. (1968). Genesis of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 18, 105-162.
- Green, T.H., Watson, E.B. (1982). Crystallization of apatite in natural magmas under high pressure, hydrous conditions, with particular reference to "orogenic" rock series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 79, 96-105.
- Grey, I.E., Reid, A.F. (1975). The structure of pseudorutile and its role in the natural alteration of ilmenite. *Am. Mineral.*, 60, 898-906.
- Gromet, L.P. (1979). Rare earths abundances and fractionations and their implications for batholithic petrogenesis in Peninsular Ranges Batholith, California, USA, and Baja California, Mexico. *Ph. D. Thesis, Caltech*.
- Gromet, L.P., Silver, L.T. (1983). Rare earth element distributions among minerals in a granodiorite and their petrogenetic implications. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 47, 925-929.

- Grove, T.L., Bryan, W.B. (1983). Fractionation of pyroxene-phyric MORB at low pressure : an experimental study. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 84, 293-309.
- Guidotti, C.V. (1978). Compositional variation of muscovite in medium- to high-grade metapelites of Northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 63, 878-884.
- Guidotti, C.V., Cheney, J.T., Guggenheim, S. (1977). Distribution of titanium between coexisting muscovite and biotite in pelitic schists from Northwestern Maine. *Am. Mineral.*, 62, 438-448.
- Gupka, A.K., Onuma, K., Yagi, K., Lidiak, E.G. (1973). Effect of silica concentration in the diopsidic pyroxenes in the system $\text{CaMgSO}_2\text{O}_6 - \text{CaTiAl}_2\text{O}_6\text{SiO}_2$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 41, 333-344.
- Gust, D.A., Perfit, M.R. (1987). Phase relations of a high-Mg basalt from the Aleutian Island Arc : Implications for primary island arc basalts and high-Al basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 7-18.
- Gwinn, R., Hess, P.C. (1989). Iron et titanium solution properties in peraluminous and peralkaline rhyolitic liquids. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 101, 326-338.
- Hall, A. (1967). The chemistry of Appinitic rocks associated with the Ardara Pluton, Donegal, Ireland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 16, 156-171.
- Hall, M.R., Ribbe, P.H. (1971). An electron microprobe study of luminescence centers in cassiterite. *Am. Mineral.*, 56, 31-45.
- Hammarstrom, J.M., Zen, E. (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
- Hanson, G.N. (1978). The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 38 26-43.
- Harrison, T.M., Watson, E.B. (1984). The behaviour of apatite during crustal anatexis : equilibrium and kinetic considerations. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 48, 1467-1477.
- Harry, W.T. (1950). Aluminium replacing silicon in some silicate lattices. *Mineral. Mag.*, 29, 142.
- Hart, S.R., Davis, K.E. (1978). Nickel partitioning between olivine and silicate melt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 203-219.
- Hawkes, D.D., Littlefair, M.J. (1981). An occurrence of molybdenum, copper, and iron mineralization in the Argentine Islands, West Antarctica. *Economic Geol.*, 76, 898-904.
- Heltz, R.T. (1973). Phase relations of basalts in their melting ranges at $P(\text{H}_2\text{O}) = 5\text{kb}$ as a function of oxygen fugacity I: mafic phases. *J. Petrol.*, 14, 249-302.
- Heltz, R.T. (1982). Phase relations and composition of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. In: Amphiboles: Petrology and Experimental Phase Relations. *Reviews in Mineralogy*. Vol. 9b.
- Hibbard, M.J. (1981). The magma mixing origin of mantled feldspars. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 158-170.
- Hildreth, W. (1979). The bishoop Tuff : evidence for the origin of compositional zonation in silicic magma chambers. *Geol. Soc. Am. Sp. paper.* 180, 43-75.
- Hildreth, W., Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of Central Chile. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 455-489.
- Hofmann, A.W. (1980). Diffusion in natural silicate melts: a critical review. In: Hargrave, R.B., (Ed.), *Physics of Magmatic Process*, Princeton, Princeton University Press, 385-417.
- Holdaway, M.J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagram. *Am. J. Sci.*, 271, 97-131.

- Holland, H.D. (1972). Granites, solutions, and base metal deposits. *Econ. Geol.*; 67, 281-301.
- Hollister, L.S., Grissom, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B. (1987). Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *Am. Mineral.*, 72, 231-239.
- Holloway, J.R., Burnham, C.W. (1972). Melting relations of basalt with equilibrium water pressure less than total pressure. *J. Petrol.*, 13, 1-29.
- Holtz, F., Johannes, W., Barbey, P., Pichavant, M. (1988). Liquidus phase relations in the system Qz-Ab-Or at 2kbar: the effect of aH₂O. EOS, Transactions, *American Geophysical Union*, 69, 513.
- Holtz, F., Barbey, P., Johannes, W., Pichavant, M. (1989) : Composition and temperature at the minimum point in the Qz-Ab-Or system for H₂O- undersaturated conditions : experimental investigation. *Terra Cognita*, 1, 271-272.
- Huffman, M., Navrotsky, A., Pintchovski, F.S. (1986). Thermochemistry and structure of low pressure chemically vapor deposited and bulk SiO₂-P₂O₅ and SiO₂-GeO₂ glasses. *J. Electrochem. Soc.*, 133, 431-439.
- Huppert, H.E., Sparks, S.J. (1988). The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust. *J. Petrol.*, 29, 599-624.
- Iglesias, M., Ribeiro, M.L., Ribeiro, A. (1983). La interpretacion aloctonista de la estructura del Noroeste Peninsular. In *Geologia de Espana. Libro Jubilar J.M. Rios*, 459-467.
- Ishihara, S. (1977) - The magnetite series and ilmenite series granitic rocks. *Mining Geol.*, 27, 293-305.
- Izoret, L., Marnier, G., Dussaussoy, Y. (1985). Caractérisation cristallographique de la cassitérite des gisements d'étain et de tungstène de Galice, Espagne. *Can. Mineral.*, 23, 221-231.
- Izuk, E.E., Carman, J.H. (1981). The system Na₂Si₂O₅-K₂Si₂O₅-MoS₂-H₂O with implications for molybdenum transport in silicate melts. *Economic Geol.*, 76, 2222-2235.
- Jacobson, R., Webb, J.S. (1947). The occurrence of nigerite, a new tin mineral in quartz-sillimanite rocks from Nigéria. *Mineral. Mag.*, 28, 118-128.
- Jahns, R.H. (1982). Internal evolution of pegmatite bodies. In: Cerny, P. (Ed), *Short Course in Granitic Pegmatites in Science and Industry*, Mineralogical Association of Canada, 8, 293-327.
- Jahns, R.H., Burnham, C.W. (1969). Experimental studies of pegmatite genesis : I. A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites. *Economic Geol.*, 64, 843-864.
- Jensen, B.B. (1973). Patterns of trace element partitioning. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 37, 2227-2242.
- Johannes, W. (1978). Melting of plagioclase in the system Ab-An-H₂O and Qz-Ab-An-H₂O at P_{H₂O} = 5kbar, an equilibrium problem. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 295-303.
- Johannes, W. (1980). Metastable melting in the granite system Qz-Ab-An-H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 73-80.
- Johannes, W. (1989). Melting of plagioclase-quartz assemblages at 2kbar water pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103, 270-276.

- Johannes, W., Holtz, F.** (1990) : Formation and composition of H₂O-undersaturated granitic melts. In : Ashworth J.R., Brown M. (Eds), High temperature metamorphism and crustal anatexis, Unwin Hyman, London, pp 87-104.
- Johnston, A.D., Wyllie, P.J.** (1988). Interaction of granitic and basic magmas: experimental observations on contamination processes at 10kbar with H₂O. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 98, 352-362.
- Kaczor, S.M., Gilbert, N.H., Peterman, Z.E.** (1988). Disequilibrium melting of granite at the contact with a basic plug: a geochemical and petrographic study. *J. Geol.*, 96, 61-78.
- Keppler, H.** (1993). Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 114, 479-488.
- Kerrick, D.M.** (1990). The Al₂SiO₅ polymorphs. Ribbe, P.H. (ed). *Reviews in Mineralogy*, 22, 406pp.
- Khvostova, V.A., Stretenskaya, N.G.** (1963). Tin-containing strüverite from rare-metals granitic pegmatites. *Tr. Inst. Mineralog., Geokhim. i Kristallokhim. Redkikh Elementov. Akad. Nauk SSSR*, 16, 137-140.
- Kilinc, I.A., Burnham, C.W.** (1972). Partitioning of chloride between a silicate melt and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kbars. *Econ. Geol.*, 67, 231-235.
- Kloosterman, J.B.** (1974). Nigerite in the tin-tantalum pegmatites of Amapa, Brazil. *Mineral. mag.*, 39, 837-845.
- Knutson, J., Green, T.H.** (1975). Experimental duplication of a high-pressure megacryst/cumulate assemblage in a near-saturated Hawaiite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 121-132.
- Koide, H., Bhattacharji, S.** (1975). Formation of fractures around magmatic intrusions and their role in ore localization. *Economic Geol.*, , 781-799.
- Korzhinskii, D.S.** (1970). Theory of metasomatic zoning. *Oxford univ. press, London*.
- Kovalenko, V.I.** (1974). On the genesis of rare-metal granites and their mineralization. Dans: M. Strepok (Ed), *Metallization Associated with Acid Magmatism, 1, Geological Survey, Prague*, 197-200.
- Kovalenko, V.I., Kovalenko, N.I.** (1976). Ongonites (Topaz-Bearing Quartz-Kératophyres) Subvolcanic Analogues of Rare-Metal Li-F Granites. *Nauka Moscow*, 124pp.
- Kretz, R.** (1963). Distribution of magnesium and iron between orthopyroxene and calcic pyroxene in natural mineral assemblage. *J. Geol.*, 71, 773-785.
- Kuno, H.** (1968). Differentiation of basaltic magma. In: Hess, H.H. et Poldervaart, A. (Eds.), Basalts, 623-688. *Intersci. Publ. New York*.
- Kushiro, I.** (1969). The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressure. *Am. J. Sci.*, 267A, 269-294.
- Kushiro, I.** (1972). Effect of water on the compositions of magmas formed at high pressures. *J. Petrol.*, 13, 311-334.
- Kushiro, I.** (1975). On the nature of silicate melt and its significance in magma genesis : Regularities in the shift of the liquidus boundaries involving olivine, pyroxene, and silica minerals. *Am. J. Sci.*, 275, 411-432.
- Lacroix, A.** (1922). *Minéralogie de Madagascar*.
- Lagache, M., Weisbrod, A.** (1977). The system two alkali feldspars-KCl-NaCl-H₂O at moderate to high temperatures and low pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 77-101.
- Lameyre, J.** (1966). Leucogranites et muscovitisation dans le Massif Central Français. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont Ferrand*. N° 29, 264 p.

- Larsen, L.M., Rex, D.C. (1992). A review of the 2500 Ma span of alkaline-ultramafic, potassic and carbonatitic magmatism in West Greenland. *Lithos*, 28, 367-402.
- Leake, B.E. (1971). On aluminous and edenitic amphiboles. *Mineral. Mag.*, 38, 389-407.
- Leake, B.E. (1978). Nomenclature of amphiboles. *Am. Mineral.*, 63, 1023-1053.
- Le Bas, M.J. (1962). The role of Aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, 267-288.
- Leeman, W.P., Ma, M.S., Marali, A.V., Schmitt, R.A. (1978). Empirical estimation of magnetite/liquid distribution coefficients for some transition elements. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 65, 269-272.
- Le Fort, P. (1973). Les leucogranites à tourmaline de l'himalaya sur l'exemple du granite de Manaslu (Népal central). *Bull. Soc. Géol. Fr.* 7,XV, (5-6).
- Le Fort, P. (1975). Le granite de Manaslu: "Recherches géologiques dans l'himalaya du Népal, région du Nyi-Shang". *Ed. C.N.R.S., Paris*, n° 49.
- Léger, J.M. (1980). Evolution pétrologique des magmas basiques et alcalins dans le complexe anorogénique d'Iskou. *Thèse 3e cycle, Univ. Paris VI.*, 234 p.
- Leshner, C.E. (1990). Decoupling of chemical and isotopic exchange during magma mixing. *Nature*, 344, 235-237.
- Leterrier, J. (1972). Etude pétrographique et géochimique du massif granitique de Quérigut (Ariège). *Sciences de la Terre. Mem.* 23, mai 1972, 300 p.
- Leterrier, J., Maury, R.C., Thonon, P., Girard, D., Marchal, M. (1982). Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-154.
- Lindsley, D.H. (1983). Pyroxene thermometry. *Am. Mineral.*, 68, 477-493.
- Lindsley, D.H., Andersen, D.J. (1983). A two pyroxene thermometer. Proceedings of the thirteenth Lunar and Planet. Sci. Conf. *J. Geophys. Res.*, 88, A887-A906.
- London, D. (1986). Magmatic-hydrothermal transition in the Tanco rare-element pegmatite: evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments. *Amer. Mineral.*, 71, 376-395.
- London, D. (1987). Internal differentiation of rare-element pegmatites: effects of boron, phosphorus and fluorine. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 51, 403-420.
- London, D., Richard, L.H., Morgan VI, G.B. (1988). Melt-vapor solubilities and elemental partitioning in peraluminous granite-pegmatite systems: experimental results with Macusani glass at 200MPa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 360-373.
- London, D., Morgan VI, G.B., Richard, L.H. (1989). Vapor-undersaturated experiments with Macusani-glass+H₂O at 200MPa, and the internal differentiation of granitic pegmatites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 102, 1-17.
- London, D., Cerny, P., Loomis, J.L., Pan, J.J. (1990). Phosphorus in alkali feldspars of rare-element granitic pegmatites. *Can. Mineral.*, 28, 771-786.
- Luth W.C., Jahns, R.H., Tuttle, O.F. (1964). The granite system at pressures of 4 to 10 kilobars. *J. Geophys. Res.*, 69, 759-773.
- McKenzie, D. (1989). Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 95, 53-72.
- Mackenzie D.E., Black, L.P., Sun, S. (1988). Origin of alkali-feldspar granites: An example from the Poimena Granite, northeastern Tasmania, Australia. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 52, 2507-2524.
- Maijer, C. (1965). Geological investigations in the Amarante region (Northern Portugal) with special reference to the mineralogy of the cassiterite-bearing albite pegmatites. *Thesis, Univ. Amsterdam, Deltro, Rotterdam.*, 155 p.

- Manning, D.A.C.**, (1981). The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1kb. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 206-215.
- Manning, D.A.C., Hamilton, D.L., Henderson, C.M.B., Dempsey, M.J.** (1980). The probable occurrence of interstitial Al in Fe-bearing and F-free aluminosilicate melts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 75, 257-262.
- Mariano, A.N., Ring, P.J.** (1975). Europium-activated cathodoluminescence in minerals. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 39, 649-660.
- Marignac, C.** (1974). Observations préliminaires sur des indices de scheelite liés à des épi-syérites dans le stock granitique de Veinazes (Massif Central). *2^{ème} Réunion. Ann. des Sci. de la Terre, Pont à Mousson, 1974*, p 274.
- Martin, J.S.** (1983). An experimental study of the effects of lithium on the granite solidus. *Ussher Society Journal*, 5, 417-420.
- Marre, J.** (1973). Le complexe éruptif du Quérigut. *Thèse Doctorat d'Etat, Université de Toulouse*, 536 p.
- Matsui, Y., Onuma, N., Nagasawa, H., Higuchi, H. et Banno, S.** (1977). Crystal structure control in trace element partition between crystal and magma. *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.* 100, 315-324.
- Maury, R.C., Bizouard, H.** (1974). Melting of acid xenoliths into a basanite: an approach to the possible mechanism of crustal contamination. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 48, 275-286.
- Maury, R.C., Brousse, R.** (1978). Présence de pigeonite et d'orthopyroxène dans certaines laves du Massif Central Français : leur répartition et leur origine. *Bull. Mineral.*, 101, 10-21.
- Meen, J.K.** (1990). Elevation of potassium content of basaltic magma by fractional crystallization : the effect of pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 104, 309-331.
- Michael, P.J.** (1983). Chemical differentiation of the Bishop Tuff and other high-silica magmas through crystallization processes. *Geology*, 11, 31-34.
- Michon, G.** (1979). Typologie des vaugnérites des Monts du Lyonnais et du Vivarais, Massif Central français. Conditions de gisement et caractères pétrographiques. *Thèse 3^e cycle, Lyon I.*
- Michon, G.** (1987). les vaugnérites de l'Est du Massif Central français : apport de l'analyse statistique multivariée à l'étude géochimique des éléments majeurs. *Bull. Soc. géol. France*, t.III, 3, 591-600.
- Miller, C.F., Stoddard, E.F., Bradfish, L.J., Dollase, W.A.** (1981). Composition of plutonic muscovite : genetic implications. *Can. Mineral.*, 19, 25-34.
- Miller, C.F., Mittlefehldt, D.W.** (1982). Depletion of light rare-earth elements in felsic magmas. *Geology.*, 10, 129-133.
- Miller, C.F., Mittlefehldt, D.W.** (1984). Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization ? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 68, 151-158.
- Miyashiro, A.**, (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, 274, 321-355.
- Monier, G.** (1985). Cristallogéochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Thèse d'Etat, Université d'Orléans*, 299 p.
- Monier, G., Mergoïl-Daniel, J., Labernadière, H.** (1984). Générations successives de muscovites et feldspaths potassiques dans les leucogranites du massif de Millevaches (Massif Central français). *Bull. Minéral.*, 107, 55-68.

- Montel, J.M. (1985). Is monazite guilty? Experimental determination of Ce-monazite solubility in $\text{Na}_2\text{O-K}_2\text{O-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3$ melts. *Terra Cognita*, 5, 330.
- Montel, J.M. (1986). Experimental determination of the solubility of Ce-monazite in $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-K}_2\text{O-Na}_2\text{O}$ melts at 800°C, 2kbar, under H_2O -saturated conditions. *Geology*, 14, 659-662.
- Montel, J.M. (1988). Première découverte d'une vaugnérite à orthopyroxène : pétrographie, géochimie et conséquences pour la genèse des vaugnérites. *C.R. Acad. Sci. Paris*. t. 306, série II, 985-990.
- Montel, J.M., Weisbrod, A. (1986). Characteristics and evolution of "vaugneritic magmas": an analytical and experimental approach on the example of the Cévennes Médiannes (french Massif Central). *Bull. Minéral.*, 109, 575-587.
- Moore, W.J. Czamanske, G.K. (1973). Compositions of biotites from unaltered and altered monzonitic rocks in the Bingham mining district, Utah. *Economic Geol.*, 68, 269-274.
- Moore, F., Howie, R.A. (1979). Geochemistry of some Cornubian cassiterites. *Mineral Deposita*, 14, 103-107.
- Munoz, J.L., Ludington, S.D. (1974). Fluoride-hydroxyl exchange in biotite. *Am. J. Sci.*, 274, 396-413.
- Mutschler, F.E., Wright, E.G., Ludington, S., Abbott, J.T. (1981). Granite molybdenite systems. *Economic Geol.*, 76, 874-897.
- Myashiro, A. (1961). Evolution of metamorphic belts. *J. Petrol.*, 2 (3), 277-311.
- Mysen, B.O. (1987). Magmatic silicate melts: Relations between bulk composition, structure and properties. Dans B.O. Mysen, Ed., *Magmatic processes: Physicochemical principles. Geochemical special publication N° 1*, 375-400.
- Mysen, B.O. (1990). Role of Al in depolymerised, peralkaline aluminosilicate melts in the systems $\text{Li}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$, $\text{K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$. *Am. Mineral.*, 75, 120-134.
- Mysen, B.O., Virgo, D. (1980). Trace element partitioning and melt structure : an experimental study at 1 atm pressure. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 44, 1917-1930.
- Mysen, B.O., Ryerson, F.J., Virgo, D. (1981). The structural role of phosphorus in silicate melts. *Am. Mineral.*, 66, 106-117.
- Nachit, H., Razafimahefa, N., Stussi, J.M., Carron, J.P. (1985). Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*. 301, II, 11, 813-818.
- Nagasawa, H. (1970). Rare earth concentration in zircons and apatites and their host dacites and granites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 359-364.
- Naney, M.T. (1983) : Phase equilibria of rock-forming ferromagnesian silicates in granitic systems. *Amer. J. Sci.*, 283, 993-1033.
- Neiva, J.M.C., Rimsky, A., Sandréa, A. (1955). Sur une variété de gahnite stannifère de Cabanas (Portugal). *Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr.*, 78, 97-105.
- Nelson, C., Tallant, D.R. (1984). Raman studies of sodium silicate glasses with low phosphate contents. *Phys. Chem. Glasses*, 25, 31-39.
- Nesen, G. (1981). Le modèle exogranite-endogranite à stocksheider mis en place dans une zone linéamentaire (Galice- Espagne). *Thèse de 3e cycle de l'Université de Nancy I*, 354 p.
- Neumann, E.R. (1976). Two refinements for the calculation of structural formulae for pyroxenes and amphiboles. *Norsk. Geol. Tidsskrift*. 56, 1-6.

- Niggli, P.** (1937). Das Magma und Seine Produkte. *Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig*.
- Noble, D.C., Vogel, T.A., Peterson, P.S., Landis, G.P., Grant, N.K., Jezeck, P., Mc Kee, E.H.** (1984). Rare-element enriched, S-type ash-flow tuffs containig phenocrysts of muscovite, andalousite and sillimanite, southeastern Peru. *Geology*, 12, 35-39.
- Norton, J.J.** (1973). Lithium, cesium, and rubidium - the rare alkali metals. In United States Mineral Resources, Brobst, D.A., Pratt, W.P. (eds.), *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 820, 365-378.
- Norton, J.J.** (1983). Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites. *Economic Geol.*, 78, 854-874.
- Noronha, F.** (1979). Livro Guia das Excursoes Geologicas, Anexo I- Jazigo tungsténico da Borralha. Porto. *Publicações do museu e laboratorio mineralogico e geologico da Faculdade de Ciencias do Porto*, XCIII, 4e série. Nº.91, 37-48. (Reun. Geologia do Oeste Peninsular -6ª-Porto-1979).
- Noronha, F.** (1982). Rochas graniticas do triangulo Gerês-Barroso-Cabreira. Suas relações com mineralizacoes em Sn e W-Mo. *Publicações do museu e laboratorio mineralogico e geologico da Faculdade de Ciencias do Porto*, XCIII, 4e série.
- Noronha, F.** (1983). Estudo metallogenico da area tungstifera da Borralha. *Thèse Fac. Sc. Porto*, 413 p.
- Oen, I.S.** (1960). The intrusion mechanism of the late hercynian post-tectonic granite plutons of Northen Portugal. *Geol. Mijnb. (Den Haag) N.S.*, 257-296.
- Oen I. S.** (1970). Granite intrusion, folding and metamorphism in central northern Portugal. *Boletin Geologico y Minero*. T. LXXXI-II-III, 271-298.
- Orsini, J.B.** (1976). Les granitoïdes hercyniens corso-sardes: mise en évidence de deux associations magmatiques. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 18, 1203-1206.
- Orsini, J.B.** (1980). Le batholite corso-sarde : un modèle de batholite hercynien. *Thèse Doctorat d'Etat, Université de Marseille III*, 390pp.
- Osborn, E.F.** (1969). Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. *Am. J. Sci.*, 257, 609-647.
- Otten, M.T.** (1984). The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbo and dolerites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 185-199.
- Pabst, A.** (1951). Huttonite, a new monoclinic thorium silicate. *Am. Mineral.*, 36, 60-69.
- Pagel, M., Leterrier, J.** (1980). The subalkaline potassique magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France), Shoshonitic affinity. *Lithos*, 13, 1-10.
- Papike, J.J., Cameron, K.L., Baldwin, K.** (1974). Amphiboles and pyroxènes: characterisation of other than quadrilateral components and estimates of ferric iron from microprobe data. *Geol. Soc. Amer. (Ann. Meetings Abstracts), Miami Beach*, 6, 1053,1054.
- Pascal, M.L.** (1979). Les albitites du massif de l'Agly (Pyrénées Orientales). *Thèse de l'Ecole des Mines de Paris*, 157p.
- Pascal, M.L.** (1984). Nature et propriétés des espèces en solution dans le système $K_2O-Na_2O-SiO_2-Al_2O_3-H_2O-HCl$: contribution expérimentale. *Thèse de l'Ecole des Mines de Paris*, p.
- Pe-Piper, G.** (1984). Zoned pyroxenes from shoshonite lavas of Lesbos, Greece: Inferences concerning shoshonite petrogenesis. *J. Petrol.*, 25, 453-472.
- Peacock, M.A.** (1931). Classification of igneous rocks. *J. Geol.*, 39, 56-67.
- Peacor, D.R.** (1967). New data on nigerite. *Am. Mineral.*, 52, 864-866.

- Peccerillo, A., Taylor, S.R.** (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 58, 63-81.
- Pereira, E.S.** (1987). Estudo geologico-estrutural da regio de Celorico de Basto e sua interpretacao geodinamica. Thèse doct. Univ. de Lisboa, *Serv. Geol. do Portugal*.
- Pereira, E., Ribeiro, A.** (1983). Tectonica do sector noroeste da Serra do Marao. *Comun. Serv. Geol. Portugal*. T. 69, fasc. 2, 283-290.
- Perfit, M.R., Bruekner, H., Lawrence, J.R., Kay, R.W.** (1980). Trace element and isotopic variations in a zoned pluton and associated volcanic rocks, Unalaska Islands, Alaska: a model for fractionation in the Aleutian calc-alkaline suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73, 69.
- Perfit, M.R., Gust, D.A., Bence, A.E., Arculus, R.J., Taylor, S.R.** (1980). Chemical characteristics of island-arc basalts: implications for mantle sources. *Chem. Geol.*, 30, 227.
- Pichavant, M.** (1981). An experimental study of the effect of boron on a water-saturated haplogranite at 1kbar pressure: Geological applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 76, 430-439.
- Pichavant, M.** (1983). (Na,K) exchange between alkali feldspars and aqueous solutions containing borate and fluoride anions: experimental results at P=1kbar (abs.). *3rd NATO Advanced Study Institute on Feldspars, Feldspathoids and their Parageneses*.
- Pichavant, M.** (1983). Melt fluid interaction deduced from studies of silicate B₂O₃-H₂O systems at 1 kbar. *Bulletin de Minéralogie*, 106, 201-211.
- Pichavant, M.** (1984) The effect of boron on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or-H₂O at 1 kbar. *EOS*, 65, 298.
- Pichavant, M.** (1987). Effects of B and H₂O on liquidus phase relations in the haplogranite system at 1kbar. *Am. Mineral.*, 72, 1056-1070.
- Pichavant, M., Manning, D.A.** (1984). - Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites; the contribution of experimental data. *Phys. Earth Planet. Int.*, 35, 31-50.
- Pichavant, M., Ramboz, C.** (1985a). Liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or-B₂O₃-H₂O at 1 kbar under H₂O-undersaturated conditions and the effect of H₂O on phase relations in the haplogranite system. *Terra Cognita*, 5, 230.
- Pichavant, M., Ramboz, C.** (1985b). Première détermination expérimentale des relations de phases dans le système haplogranitique en conditions de sous-saturation en H₂O. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 301, 607-610.
- Pichavant, M., Valencia Herrera, J., Boulmier, S., Briquieu, L., Joron, J.L., Juteau, M., Marin, L., Michard, A., Sheppard, S.M.F., Treuil, M., Vernet, M.** (1987). - The Macusani glasses, SE Peru : evidence of chemical fractionation in peraluminous magmas. In: B.O. Mysen (ed.), *Magmatic Processes: Physicochemical Principles*, The Geochemical Society Special Publication n°1, 359-373.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Herrera, J.V., Clark, A.H.** (1988). The Miocene-Pliocene Macusani Volvanics, SE Peru, I. Mineralogy and magmatic evolution of a two-micas aluminosilicate bearing ignimbrite suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 300-324.
- Pichavant, M., Kontak, D.J., Briquieu, L., Herrera, J.V., Clark, A.H.** (1988). The Miocene-Pliocene Macusani Volvanics, SE Peru, II. Geochemistry of a felsic peraluminous magma. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 100, 325-338.

- Pinto, M.S. (1983). Geochronology of Portuguese granitoids, a contribution. *Stud. Geol. Salamanticensia*, XVIII, 272-306.
- Pinto, M.S. (1985). Carboniferous granitoids of Portugal : some geochemical and geochronological aspects. In "Papers on the Carboniferous of the Iberian Peninsula". M.J. Lemos de Sousa et R.H. Wagner (eds), reprinted from suppl.64 (1983), 15-33.
- Poldervaart, A., Hess, H.H. (1951). Pyroxenes in the crystallization of basaltic magmas. *J. Geol.*, 59, 472-489.
- Pollard, P.J., Pichavant, M., Charoy, B. (1987). Contrasting evolution of fluorine and boron-rich tin systems. *Mineral. Deposita*, 22, 315-321.
- Pons, J. (1982). Un modèle d'évolution de complexes plutoniques : Gabbros et granitoïdes de la Sierra Morena Occidental (Espagne). *Thèse. Université de Toulouse*, 451 p.
- Priem, H.N.A. (1962). Geological, petrological and mineralogical investigations in the Serra do Marao region, Northern Portugal. *Thèse Doc. N.V. Noord-Hollandsche Huitgevers-maatschappij, Amsterdam*, 160 p.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H. (1967). Isotopic age determinations on granitic rocks in Northern Portugal. *Geologie en Mijnbouw*. 46e jaargang, 369-373.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, A.I.M., Verschure, R.H., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A. (1970). Dating events of acid plutonism through the paleozoic of the Western Iberian Peninsula. *Eclog. Geol. Helvet.*, 63, 255-274.
- Priem, H.N.A., Schermerhorn, L.J.G., Boelrijk, A.I.M., Hebeda, E.H. (1984). Rb-Sr geochronology of variscan granitoids in the tin-tungsten province of Northern Portugal : a progress report. *Terra Cognita*, 4, 212-213.
- Ragland, P.C., Butler, J.R. (1972). Crystallization of the West Farrington pluton, North Carolina, U.S.A. *J. Petrol.*, 13, 381-404.
- Raimbault, L., Meyer, G., Treuil, M. (1987). Comportements différenciés de W, Sn, U, Ta, Nb dans quelques complexes granitiques du Massif Central français. *Bull. Mineral.*, 110, 591-601.
- Rapp, P.R., Watson, E.B. (1986). Monazite solubility and dissolution kinetics: implications for the thorium and light rare earth chemistry of felsic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 94, 304-316.
- Ribeiro, A. (1974). Contribution à l'étude tectonique de Tras-os-Montes oriental. *Mem. Serv. Geol. Portugal, Lisboa*, Nova serie, n° 24, 168 p.
- Ribeiro, A. (1980). Portugal : introduction à la géologie générale. *26e Congrès Géologique International*, T. G14, 142 p.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Dias, R. (1990). Structure in the Northwest of the Iberian Peninsula. Dans: Pre-Mesozoic geology of Iberia. *Springer-Verlag*, 220-236.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D., Monteiro, J.H. (1979). Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. geol. Portugal*.
- Ribeiro, A., Iglesias, M., Ribeiro, M.L., Pereira, E. (1983). Modèle géodynamique des Hercynides Ibériques. *Com. Serv. Geol. Portugal*. T. 69, fasc. 2, 291-294.
- Richardson, S.W., Gilbert, M.C., Bell, P.M. (1969). Experimental determination of kyanite-andalusite and andalusite-sillimanite equilibria : The aluminum silicate triple point. *Am. J. Sci.*, 267, 259-272.

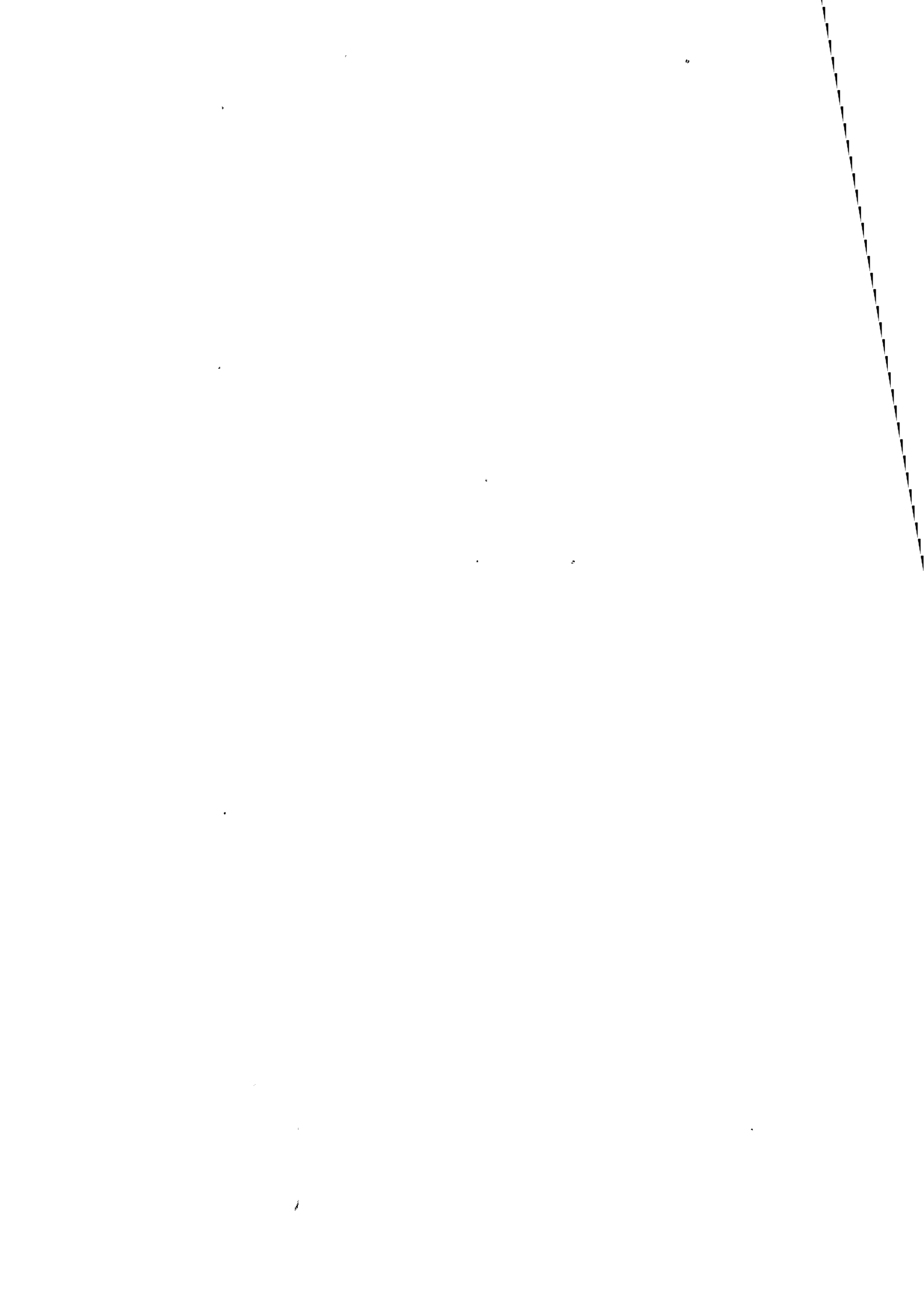
- Robert, J.L. (1976). Titanium solubility in synthetic phlogopite solid solutions. *Chem. Geol.*, 17, 213-227.
- Robert, J.L. (1976). Phlogopite solid solutions in the system $K_2O-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O$. *Chem. Geol.*, 17, 195-212.
- Robert, J.L. (1981). Etudes cristallographiques sur les micas et les amphiboles, applications à la pétrographie et à la géochimie. *Thèse d'Etat, Université de Paris XI*. 206 p.
- Robert, J.L., Maury, R.C. (1980). Natural occurrence of a (Fe, Mn, Mg) tetra-silicic potassium mica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68, 117-123.
- Rock N.M.S. (1984). Nature and origin of calc-alkaline lamprophyres: minettes, vogesites, kersantites and spessartites. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 74, 193-227.
- Rock N.M.S. (1987). The nature and origine of lamprophyres: an overview. In: Fitton & Upton (1987), q^v, 191-226.
- Rock N.M.S. (1991). Lamprophyres. Blackie and Son (Ed.). 285pp.
- Rockett, T.J., Foster, W.R. (1984). Fluid inclusions. *Mineral. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*, 12.
- Roeder, P.L., Duncan, Mc.A., Xin-Pei, M., Palmer, G.R., Mariano, A.N. (1987). Cathodoluminescence and microprobe study of rare-earth elements in apatite. *Am. Mineral.*, 72, 801-811.
- Rose, D. (1980). Brabantite, $CaTh[PO_4]_2$, a new mineral of the monazite group. *Neues Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 6, 247-257.
- Rossi, Ph. (1986) - Organisation et genèse d'un grand batholite orogénique. Le batholite calco-alcalin de la Corse. *Thèse d'Etat Toulouse*. Dans: Doc. BRGM n°107.
- Rudenko, S.A., Romanov, V.A., Morakhovskiy, V.N., Tarasov, E.B., Galkin, G.A., Dorokhin, V.K. (1975). Conditions of formation and controls of distribution of muscovite objects of the North-Baikal muscovite province, and some general problems of pegmatite consolidation. Dans: *Muscovite pegmatites of the USSR, Nauka Leningrad*, 174-182.
- Rutherford, M.J. (1973). The phase relations of aluminous iron biotites in the system $KA1Si_3O_8-KA1SiO_4-AL_2O_3-Fe-O-H$. *J. Petrol.*, 14, 159-180.
- Ryerson, F.J., Hess, P.C. (1978). Implications of liquid-liquid partition coefficients to mineral-liquid partitioning. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 42, 921-932.
- Ryerson, F.J., Hess, P.C. (1980). The role of P_2O_5 in silicate melts. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 44, 611-624.
- Sabatier, H. (1980). Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif Central français: une association particulière de roches grenues acides et basiques. *Bull. Minéral.*, 103, 507-522.
- Sabatier, H. (1984). Vaugnérites et granites magnésiens dans le Massif Central Français : une association particulière des roches grenues acides et basiques. *Thèse. Université de Paris VI*, 559 p.
- Saxena, S.K. (1968). Crystal-chemical aspects of distribution of elements among certain coexisting rock-forming silicates. *Neues Jahrb. Abhdl.*, 108, 292-323.
- Schleicher, H., Lippolt, H.J. (1981). Magmatic muscovite in felsitic parts of rhyolites from southwest Germany. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 78, 220-224.
- Schulien, L. (1980). Mg-Fe partitioning between biotite and a supercritical chloride solution. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 74, 85-93.
- Semenov, E.I., Barinskii (1958). The composition characteristics of the rare earths in minerals. *Geochem.*, 4, 398-419.

- Shade, J.W.** (1974). Hydrolysis Reactions in the SiO₂-Excess Portion of the System K₂O-Al₂O₃-SiO₂-H₂O in Chloride Fluids at Magmatic Conditions. *Economic Geol.*, 69, 218-228.
- Shand, S.J.** (1927). The eruptive rocks. Wiley, New York.
- Shaw, H.R.** (1972). Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.*, 272, 870-893.
- Shaw, H.R., Smith, R.L., Hildreth, W.** (1976). Thermogravitational mechanism for chemical variations in zoned magma chambers. *Geol. Soc. Am. Abstr. Progr.*, 8, 1102.
- Shawe, D.R., Montjoy, W., Duke, W.** (1964). Lithium associated with beryllium in rhyolite tuff at Spor Mountain, Western Juab County, Utah U.S. *Geol. Surv., Prof. Pap.*, 501-C:C86-C87.
- Shearer, C.K., Papike, J.C., Redden, J.A., Simon, S.B., Walker, R.J., Laul, J.L.** (1987). - Origin of pegmatitic granite segregations, Willow Creek, Black Hills, South Dakota. *Can. Mineral.*, 25, 159-171.
- Simpson, D.R.** (1977). Aluminium phosphate variants of feldspars. *Am. Mineral.*, 62, 351-355.
- Smith, R.W., Norman, D.I., Popp, C.J.** (1980). Calculated solubility of molybdenite in hydrothermal solutions. *Geol. Soc. America, Abstracts with programs*, 12, no.7, 525 p.
- Solodov, N.A.** (1971). Scientific principles of perspective evaluation of rare-element pegmatites. *Nauka, Moscow* (in Russian).
- Sorensen, S.S.** (1991). Petrogenetic significance of zoned allanites in granet amphibolites from a paleo-subduction zone: Catalina Schist, southern California. *Am. Mineral.* 76, 589-601.
- Speer, J.A., Becker, S.W., Farrar, S.S.** (1980). Field relations and petrology of the postmetamorphic, coarse-grained granitoids and associated rocks of the Southern Appalachian Piedmont. In: D.R.Wones (ed.), *Proc. Caledonides in the USA*, I.G.C.P. Project 27 : Caledonide Orogen, Virginia Polytechnic Inst.& State Univ., *Geol.Sci.Memoir* 2, 137-148.
- Steiner, J.C., Jahns, R.H., Luth, W.C.** (1975). Crystallization of alkali feldspar and quartz in the haplogranite system. NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O at 4Kb. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 86, 83-98.
- Stemprok, M.** (1990). Solubility of tin, tungsten and molybdenum oxides in felsic magmas. *Mineral. Deposita*, 25, 205-212.
- Stewart, D.B.** (1978). Petrogenesis of lithium-rich pegmatites. *Amer. Mineral.*, 63, 970-980.
- Stout, J.H.** (1972). Phase petrology and mineral chemistry of coexisting amphiboles from Telemark, Norway. *J. Petrol.*, 13, 99-145.
- Streckeisen, A.** (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth. Sci. Rev.*, 12, 1-33.
- Swanson, S.E.** (1977). Relation of nucleation and crystal-growth rate to the development of granitic textures. *Am. Mineral.*, 62, 966-978.
- Taborszky, F.K.** (1962). Geochemie des apatits in Tiefengesteinen am Beispiel des Odenwaldes. *Beiträge zur Mineral. Petrol.*, 8, 354-392.
- Tassel, R.V.** (19). Nigérite from Lixa, near Felgueiras, Douro Litoral province, Portugal. *Min. Mag.*, 34, 482-486.
- Taubeneck, W.H.** (1963). Criteria for former presence of augite in granitic rocks containing hornblende. *Geol. Soc. Amer. Sp. Paper*, 76, 295.

- Tauson, L.V.** (1974). The geochemical types of granitoids and their potential ore capacity. In: M. Strepok (Ed), *Metallization Associated with Acid Magmatism, 1, Geological Survey, Prague*, 221-227.
- Taylor, J.R., Wall, V.J.** (1992). The behavior of tin in granitoid magmas. *Economic Geol.*, 87, 403-420.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M.** (1985). The continental crust : its composition and evolution. *Blackwell Sci. Publ., Oxford*. 312 pages.
- Tex, E.D.** (1977). Le socle poly-cyclique et son rôle dans l'évolution de la chaîne varisque en Galice (Espagne du N.W.). La chaîne varisque d'Europe moyenne et occidentale. *Coll. intern. CNRS, Rennes, n°243*, 441-451.
- Tischendorf, G., Lange, H., Schust, F.** (1974). On the relation between granites and tin deposits in the Erzgebirge, G.D.R. In: M. Strepok (Ed), *Metallization Associated with Acid Magmatism, 1, Geological Survey, Prague*, 132-136.
- Treuil, M.**, (1973). Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. *Thèse, Université d'Orléans*.
- Treuil, M., Joron, J.L.** (1975). Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemple de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Rend. Soc. It. Mineral. Petrol.*, 31, 125-174.
- Treuil, M., Joron, J.L., Jaffrezic, H., Villemant, B., Calas, G.** (1979). Géochimie des éléments hygromagmatophiles, coefficients de partage minéraux/liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatiques. *Bull. Mineral.*, 102, 402-409.
- Tronnes, R.G., Edgar, A.D., Arima, M.** (1985). A high pressure-high temperature study of TiO₂ solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry. *Geoch. Cosmoch. Acta*, 49, 2323-2329.
- Tulloch, A.J.** (1981). Gahnite and columbite in an alkali-feldspar granite from New Zealand. *Min. Mag.*, 44, 275-278.
- Turekian, K.K., Wedepohl, K.H.** (1961). Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, 172-191.
- Turnock, A.C., Lindsley, D.H.** (1981). Experimental determination of pyroxene solvi for P 1Kb at 900°C and 1000°C. *Can. Mineral.*, 19, 255-267.
- Tuttle, O.F., Bowen, N.L.**, (1958). Origin of granites in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈-KAlSi₃O₈-SiO₂-H₂O. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 74, 1-145.
- Ugidos, J.M.** (1988). New aspects and considerations on the assimilation of cordierite-bearing rocks. *Rev. Soc. Geol. Esp.*, 1, 129-133.
- Ugidos, J.M.** (1990). Granites as a paradigm of genetic processes of granitic rocks: I-types vs S-types. Dans: Pre-Mesozoic geology of Iberia. *Springer-Verlag.*, 189-206.
- Uzkut, I.** (1974). Zur geochemie des molbdäns: Stuttgart, *Gebrüder Borntraeger*, 226 p.
- Valencia Herrera, J., Pichavant, M., Esteyries, C.** (1984). Le volcanisme ignimbristique peralumineux plio-quadernaire de la région de Macusani, Pérou. *C. R. Acad. Sci. Paris*. t.298, 77-82.
- Van Tassel, R.** 1965. Nigerite from Lixa, near Felgueiras, Douro Litoral province, Portugal. *Mineral. mag.*, 34, 483-486.
- Varlamoff, N.** (1961). Relations spatiales entre les pegmatites et les granites en Afrique centrale et à Madagascar. *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 711-722.

- Velde, B. (1965). Phengite micas: Synthesis, Stability and natural Occurrence. *Am. J. Sci.*, 263, 886-913.
- Velde, B. (1967). Si⁴⁺ of natural phengites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 14, 250-258.
- Villemant, B., Jaffr ezic, H., Joron, J.L., Treuil, M. (1981). Distribution coefficients of major and trace elements ; fractional crystallization in the alkali basalts series of Chaîne des Puys (Masif Central, France). *Geoch. Cosmoch. Acta*, 45, 1997-2016.
- Vlasov, K.A. (1966). Geochemistry and Mineralogy of rare elements and genetic types of their deposits. Vol.II. Mineralogy of rare elements. *Israel program for scientific translations*, 945 p.
- Walker, D., Shibata, T., DeLong, S.E. (1979). Abyssal tholeiites from the Oceanographer Fracture Zone. II. Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 111-125.
- Wang, Y., Li, J., Lu, J., Fan, W. (1982). Geochemical mechanism of Nb, Ta mineralization during the late stage of granite crystallization. *Geochem.*, 1, n  2, 175-185.
- Watson, E.B. (1976). Two-liquid partition coefficients: experimental data and geochemical implications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 56, 119-134.
- Watson, E.B. (1979). Zircon saturation in felsic liquids, experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 407-419.
- Watson, E.B. (1981). Diffusion in magmas at depth in the Earth: the effects of pressure and dissolved H₂O. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 52, 291-301.
- Watson, E.B. (1982). Basalt contamination by continental crust: some experiments and models. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 80, 73-87.
- Watson, E.B., Capobianco, C.J. (1981). Phosphorus and the rare earth elements in felsic magmas: an assessment of the role of apatite. *Geoch. Cosmoch. Acta.*, 45, 2349-2358.
- Watson, E.B., Harrison, T.M. (1983). Zircon saturation revisited : temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 64, 295-304.
- Watson, E.B., Jurewicz, S.R. (1984). Behavior of alkalis during diffusive interaction of granitic xenoliths with basaltic magma. *J. Geol.*, 92, 121-131.
- Webster, J.D., Holloway, J.R. (1990). Partitioning of F and Cl between magmatic hydrothermal fluids and highly evolved granitic magmas. *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 246, 21-34.
- Wedepohl, K.H. (1970). Handbook of geochemistry. Wedepohl, K.H. (Ed), *Springer-Verlag, Berlin. Heidelberg New York*, II-3.
- Weisbrod, A., Poty, B. (1975). Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres pegmatite. *Petrologie*, 1, 1-16, 89-102.
- Westra, G., Keith, S.B. (1981). Classification and genesis of stockwork molybdenum deposits. *Economic Geol.*, 76, 844-873.
- White, A.J.R., Chappell, B.W. (1977). Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics.*, 43, 7-22.
- Winkler, H.G.F. (1976). Petrogenesis of metamorphic rocks. *Springer-Verlag (4th Edition)*, 334 p.
- Wones, D.R., Eugster, H.P. (1965). Stability of biotite: experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50, 1228-1272.

- Wood, B.J., Banno, S.** (1973). Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, 109-124.
- Wyllie, P.J., Tuttle, O.F.** (1961). Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH_3 , and HF, in addition to H_2O , on the melting temperatures of albite and granite. *Am. J. Sci.*, 259, 128-143.
- Wyllie, P.J., Cox, K.G., Biggar, G.M.** (1962). The habit of apatite in synthetic systems and igneous rocks. *J. Petrol.*, 3, 238-243.
- Wyllie, P.J., Tuttle, O.F.** (1964). Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. III. The effect of SO_3 , P_2O_5 , HCl and Li_2O in addition to H_2O on the melting temperature of albite and granite. *Amer. J. Sci.*, 262, 930-939.
- Yoder, H.S. Jr., Tilley, C.E.** (1962). Origin of basalt magmas : an experimental study of natural and synthetic rocks systems. *J. Petrol.*, 3, 342-532.
- Zussman, J.** (1979). The crystal chemistry of the micas. *Bull. Mineral.*, 102, 5-13.



ANALYSES

DE

ROCHES

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	P313	P512	156B	156C	156D	156E	156G	156I	157A	157B
FACIES	Gabbro	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio2	Dio2
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	51.57	57.33	55.56	55.54	54.47	60.10	54.63	57.88	53.44	52.85
TiO2	0.932	1.15	1.12	1.14	1.61	1.03	1.00	1.13	1.42	1.37
Al2O3	14.03	15.70	17.82	17.89	16.66	15.25	17.95	15.57	15.62	16.29
Fe2O3	9.64	7.09	6.33	6.58	8.10	6.00	6.72	6.70	8.66	9.06
MnO	0.152	0.124	0.104	0.103	0.128	0.089	0.107	0.103	0.128	0.128
MgO	10.05	4.63	4.60	4.57	5.24	4.29	4.76	4.71	6.94	6.63
CaO	6.37	5.45	7.35	6.66	6.03	4.88	6.73	5.40	6.23	6.27
Na2O	2.23	2.61	2.25	2.48	2.24	2.31	2.66	2.43	2.40	2.24
K2O	2.58	3.50	2.28	2.32	2.85	3.47	2.40	3.46	2.82	2.95
P2O5	0.540	0.600	1.19	0.460	0.760	0.560	0.700	0.600	0.670	0.640
PF	1.74	1.98	1.39	1.90	1.83	1.05	1.50	1.06	1.67	1.36
Total	99.83	100	100.00	99.64	99.91	99.03	99.16	99.04	99.99	99.79
Li	33.60	50.40	49.30	35.90	55.70	37.80	43.70	37.00	45.90	36.40
Rb	97.00	163	100	109	156	167	102	169	122	127
Cs	9.90	10.00	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	5.70	< l.d.	63.30	72.00
Be	1.88	3.86	2.73	1.95	2.47	2.60	2.16	2.84	2.97	3.82
Sr	711	544	588	596	501	493	596	537	748	728
Ba	901	1110	1242	1130	1108	1330	1002	1312	1986	1959
Sc	23.60	18.70	13.30	15.60	16.40	15.70	14.40	16.40	20.20	19.10
V	156	112	166	131	134	86.50	113	71.80	95.10	161
Cr	659	432	112	104	168	209	123	238	357	212
Co	49.20	23.90	18.30	22.80	21.80	20.10	19.10	17.90	30.10	29.60
Ni	75.00	76.80	9.59	2.04	7.55	15.30	7.31	22.80	65.20	53.40
Cu	17.50	15.10	26.30	6.81	4.54	7.33	22.80	10.40	15.80	14.40
Zn	83.50	78.60	62.30	66.70	146	71.00	64.00	73.40	79.40	85.70
Ga	14.10	17.90	20.90	21.60	21.40	21.00	21.00	20.50	19.60	20.00
Pb	26.30	27.30	25.90	24.00	18.80	31.00	24.30	26.70	31.90	31.40
Y	24.90	28.60	29.00	21.30	24.20	24.10	21.90	27.00	31.20	30.30
La	59.50	49.30	42.70	34.40	36.50	48.20	34.80	42.30	54.40	50.00
Zr	203	241	174	183	185	160	196	196	275	261
Hf	n.d.	3.90	7.60	7.40	6.70	4.80	7.70	8.50	7.70	10.60
Nb	9.85	14.40	7.11	4.27	8.89	8.89	2.43	9.39	10.40	8.66
Ta	0.800	1.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	3.30	5.50	4.70	4.30	20.50	5.40	6.00	5.80	< l.d.	< l.d.
U	n.d.	n.d.	4.70	3.30	< l.d.	4.30	< l.d.	4.30	< l.d.	< l.d.
Th	10.80	17.70	8.70	11.50	10.10	17.10	10.90	15.70	15.40	12.90
Ce	102	94.30	81.90	59.10	67.10	86.20	56.00	76.40	96.90	85.00
Sm	6.84	12.40	11.10	6.89	7.16	7.69	5.98	9.36	10.40	10.30
Eu	2.01	1.92	2.15	2.02	2.19	1.56	2.43	2.05	2.36	2.55
Dy	5.50	6.50	7.22	4.92	6.20	5.89	5.03	6.29	7.11	7.27
Yb	2.94	3.01	2.96	2.52	3.00	2.51	2.18	2.62	3.48	3.55
Al/Na+K+2Ca	0.778	0.873	0.912	0.957	0.939	0.928	0.934	0.887	0.852	0.891
Fe/Mg	0.484	0.773	0.695	0.727	0.781	0.706	0.713	0.718	0.630	0.690

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	157C	14A	14B	102A	102B	102C	102D	104A	104B	104C
FACIES	Dio2	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	53.36	58.90	60.00	61.30	61.70	58.00	62.30	57.20	57.50	63.80
TiO2	1.29	1.21	1.13	1.01	1.02	1.12	1.05	1.20	1.10	1.02
Al2O3	15.52	16.00	16.30	15.60	15.40	15.60	15.80	15.70	14.70	15.50
Fe2O3	8.51	6.67	5.99	5.62	5.91	6.82	5.79	7.01	6.64	4.76
MnO	0.125	0.105	0.090	0.087	0.093	0.108	0.084	0.110	0.102	0.066
MgO	6.86	3.56	2.77	3.18	3.45	4.73	3.05	4.85	5.19	1.93
CaO	6.39	4.83	4.65	3.74	4.02	5.29	3.71	4.76	5.07	2.59
Na2O	2.35	2.74	3.22	3.17	3.02	2.66	2.72	2.53	2.83	2.98
K2O	2.84	3.66	3.89	4.18	4.12	3.63	4.35	3.75	3.58	4.32
P2O5	0.640	0.630	0.570	0.450	0.490	0.600	0.460	0.630	0.730	0.430
PF	1.75	0.820	0.900	2.00	1.00	1.20	0.990	1.80	1.18	1.54
Total	99.64	99.13	99.51	100	100	99.76	100	99.54	98.62	98.94
Li	41.90	47.70	52.30	55.90	53.70	49.70	45.70	60.40	71.30	67.40
Rb	120	179	190	199	194	171	193	169	164	215
Cs	62.60	30.10	25.00	n.d.	n.d.	n.d.	5.40	n.d.	7.90	n.d.
Be	3.41	4.11	3.69	3.59	3.27	3.37	3.86	3.86	3.23	3.56
Sr	738	511	519	427	398	530	396	552	639	279
Ba	2202	952	936	977	880	1123	878	1250	1200	964
Sc	19.20	16.10	15.10	13.20	13.50	19.40	13.00	19.60	19.00	9.77
V.	131	151	112	67.40	43.40	106	116	146	128	65.10
Cr	341	181	84.10	145	157	270	127	267	338	52.80
Co	30.40	16.80	18.70	18.30	18.60	21.10	12.10	25.00	24.10	12.20
Ni	71.00	33.20	13.50	39.30	38.50	27.80	27.60	24.80	74.40	17.60
Cu	15.80	10.50	9.64	7.25	6.54	14.50	26.70	13.70	14.10	2.96
Zn	82.00	80.20	71.00	71.10	71.90	75.90	68.70	75.80	77.90	79.80
Ga	19.80	22.20	22.30	18.60	18.30	18.00	19.30	17.80	18.40	20.00
Pb	31.60	30.50	31.60	28.00	24.20	21.10	27.80	24.70	24.20	28.50
Y.	28.90	31.00	27.00	25.40	27.90	30.20	24.00	33.20	27.00	27.10
La	56.10	61.00	57.30	52.00	51.30	48.50	51.10	88.00	80.50	75.70
Zr	267	186	200	245	226	232	243	242	191	306
Hf	11.80	n.d.	8.90	5.50	4.70	4.20	4.60	3.50	n.d.	n.d.
Nb	10.70	28.60	19.00	20.30	23.90	20.30	20.30	16.30	37.40	17.40
Ta	n.d.	1.20	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	< l.d.	7.60	6.80	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	4.60	3.50
U.	< l.d.	5.30	4.80	n.d.	4.90	n.d.	3.30	n.d.	4.90	6.20
Th	13.50	15.70	26.50	20.40	23.50	12.80	16.80	16.60	20.90	33.00
Ce	88.00	102	119	93.30	96.80	99.80	94.30	101	133	152
Sm	11.10	9.37	12.20	11.40	8.35	11.60	7.05	13.10	13.30	15.50
Eu	2.44	2.13	2.13	2.19	1.78	2.45	1.51	2.53	2.75	1.76
Dy	6.35	6.33	5.71	6.76	6.05	6.05	6.02	7.25	6.74	6.08
Yb	2.89	2.88	2.36	1.99	2.22	2.66	2.61	3.36	2.82	2.30
Al/(Na+K+2Ca)	0.836	0.928	0.907	0.943	0.920	0.870	0.992	0.930	0.828	1.08
Fe/Mg	0.626	0.946	1.09	0.893	0.865	0.728	0.959	0.730	0.646	1.25

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	104D	112A	113D	113E	115B	115C	116A	22A	22B	117A
FACIES	Gdio.Ca	G2	G2	G2	G2	G2	G2	Fafe	Fafe	Fafe
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	64.70	71.90	67.70	70.50	65.60	67.70	68.80	71.30	70.50	73.40
TiO2	0.784	0.487	0.576	0.616	0.711	0.789	0.607	0.335	0.416	0.124
Al2O3	16.30	14.00	15.50	14.20	15.60	14.30	15.10	14.50	15.60	13.90
Fe2O3	4.18	2.72	3.22	3.32	3.97	4.39	3.32	1.83	2.16	1.17
MnO	0.060	0.043	0.044	0.049	0.059	0.063	0.055	0.018	0.027	0.017
MgO	1.63	0.856	0.929	0.993	1.27	1.32	1.02	0.582	0.742	0.260
CaO	1.55	1.42	0.980	1.67	0.990	0.860	0.860	0.980	1.41	0.580
Na2O	2.63	2.99	2.66	3.04	2.37	2.04	2.34	2.98	3.48	2.73
K2O	5.87	4.72	5.81	4.59	5.45	5.19	5.44	5.25	4.49	5.68
P2O5	0.470	0.280	0.420	0.340	0.400	0.540	0.370	0.260	0.270	0.290
PF	2.01	1.73	1.84	0.600	2.40	2.42	2.03	0.560	0.640	0.770
Total	100	101	99.68	99.92	98.82	99.61	99.94	98.60	99.73	98.92
Li	62.90	97.50	114	94.60	109	138	107	79.50	105	57.00
Rb	257	261	326	284	351	331	324	275	250	264
Cs	n.d.	14.30	13.20	16.30	20.00	17.30	14.40	16.40	25.80	10.00
Be	3.31	2.76	2.13	4.13	2.66	3.08	5.32	3.26	3.70	4.65
Sr	295	136	137	133	125	130	134	173	277	75.20
Ba	1055	380	589	370	530	369	491	495	609	339
Sc	10.20	7.16	7.33	7.61	8.72	10.50	7.08	2.49	3.32	2.15
V.	58.70	29.10	34.30	37.00	46.30	47.40	35.00	15.20	21.70	1.55
Cr	64.20	15.10	17.90	17.90	33.60	25.30	19.00	9.56	10.70	2.84
Co	9.87	5.60	7.51	7.36	10.00	9.97	6.94	3.48	4.35	1.50
Ni	11.00	5.47	4.40	5.82	14.80	8.85	6.07	2.69	2.28	n.d.
Cu	1.41	0.775	2.12	1.40	3.12	3.26	1.17	1.47	0.671	1.13
Zn	65.30	52.20	56.80	63.20	74.30	76.90	69.50	74.80	86.70	35.50
Ga	19.10	17.10	21.20	19.30	22.40	21.10	20.90	22.50	25.20	15.50
Pb	36.80	29.00	31.80	25.60	34.00	27.70	31.60	31.30	29.80	28.70
Y.	23.00	26.90	23.60	29.10	26.00	28.90	25.40	12.60	10.90	17.50
La	50.40	46.00	57.10	58.00	65.70	71.90	53.80	32.10	33.00	9.58
Zr	211	172	201	205	231	241	198	128	137	69.90
Hf	n.d.	3.30	5.20	4.60	6.70	5.20	5.70	7.90	6.60	3.50
Nb	19.30	15.40	18.60	17.00	19.40	22.00	17.40	12.90	14.90	10.40
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2.06	n.d.	0.600	0.600	n.d.
Sn	n.d.	7.00	10.60	9.00	6.90	11.60	10.30	7.00	4.80	5.30
U.	4.50	3.30	9.00	3.10	10.50	17.30	10.60	9.30	9.70	8.90
Th	24.50	28.70	27.10	25.60	34.20	35.10	25.40	18.60	16.40	7.96
Ce	102	90.70	111	115	138	140	106	65.60	71.30	19.70
Sm	11.90	10.50	12.00	13.00	14.90	14.30	11.80	8.50	8.00	4.30
Eu	1.66	0.942	1.08	1.05	1.08	0.975	1.02	0.923	0.987	0.437
Dy	5.28	5.17	5.36	6.12	5.77	6.36	5.50	3.14	2.70	3.40
Yb	2.23	2.15	2.01	2.26	2.19	2.47	2.18	0.842	0.802	1.06
Al/(Na+K+2Ca)	1.21	1.11	1.25	1.09	1.35	1.36	1.34	1.17	1.19	1.19
Fe/Mg	1.30	1.60	1.75	1.69	1.58	1.68	1.64	1.59	1.47	2.27

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	117B	117C	101A	101B	103A	105A	107A	108A	109A	113A
FACIES	Fafe	Fafe	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Lu	Gfin.Lu	Gfin.Lu	Gfin.VP
SERIE	SI1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	72.90	68.70	71.70	72.40	69.40	71.10	74.20	72.50	72.20	75.70
TiO2	0.146	0.445	0.385	0.277	0.462	0.308	0.138	0.353	0.329	0.116
Al2O3	13.70	15.20	15.50	14.70	15.50	15.00	14.70	15.30	15.20	14.20
Fe2O3	1.11	2.10	1.91	1.55	2.03	1.40	1.03	1.34	1.57	0.920
MnO	0.012	0.021	0.023	0.008	0.013	0.027	0.008	0.012	0.018	0.018
MgO	0.286	0.741	0.692	0.385	0.740	0.446	0.219	0.376	0.417	0.231
CaO	0.440	1.19	0.320	0.180	0.400	0.630	0.280	0.360	0.480	0.190
Na2O	2.71	3.10	2.91	2.63	2.37	2.83	2.92	2.88	3.01	2.85
K2O	5.66	4.77	4.90	5.15	5.24	6.77	5.29	4.77	4.93	5.02
P2O5	0.190	0.270	0.230	0.200	0.290	0.310	0.310	0.250	0.240	0.200
PF	1.22	1.00	1.72	2.00	2.50	1.14	1.38	1.78	1.50	1.52
Total	98.37	97.54	100	99.48	98.95	99.96	100	99.92	99.89	101
Li	58.00	95.00	44.10	23.50	60.00	16.70	26.60	98.30	78.50	27.70
Rb	252	261	244	249	203	223	260	285	266	252
Cs	6.90	8.30	5.10	n.d.	n.d.	n.d.	7.10	7.60	7.40	8.60
Be	2.68	3.01	3.65	3.01	5.96	2.55	3.31	4.68	3.80	13.80
Sr	96.10	257	116	83.60	113	152	49.40	95.50	112	32.90
Ba	323	592	507	420	545	637	223	386	472	122
Sc	2.63	3.23	2.55	1.98	2.73	2.47	2.56	2.62	2.36	2.19
V.	3.51	25.70	18.50	8.95	24.60	14.00	3.39	17.00	13.40	n.d.
Cr	4.13	14.80	7.80	7.20	8.53	9.45	4.22	7.77	6.54	5.33
Co	1.94	4.39	3.82	3.51	3.63	2.17	1.54	1.55	2.64	1.47
Ni	1.11	5.04	3.05	1.60	4.32	3.63	2.31	2.89	3.00	1.04
Cu	1.37	0.755	n.d.	10.90	1.71	8.67	10.60	50.50	3.71	5.29
Zn	34.20	75.90	51.70	29.40	50.00	31.90	17.70	38.30	27.00	19.10
Ga	15.60	23.50	22.60	20.10	19.10	19.20	18.30	23.30	21.40	14.00
Pb	27.90	25.10	26.20	19.60	25.70	42.80	28.80	23.20	27.50	25.40
Y.	16.00	13.80	12.90	8.14	11.10	11.60	9.55	9.93	9.97	19.00
La	13.00	41.60	32.50	31.60	49.60	33.50	23.40	33.80	35.40	16.00
Zr	69.40	162	134	105	149	116	66.50	118	124	76.00
Hf	4.60	3.70	4.70	5.30	3.70	n.d.	3.70	4.90	n.d.	4.10
Nb	9.30	12.60	11.00	12.10	10.90	11.50	14.70	13.20	11.70	8.90
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	6.50	5.50	7.70	13.30	4.40	4.50	11.20	20.70	14.30	10.10
U.	n.d.	5.20	n.d.	7.90	5.80	4.40	5.70	5.10	6.70	9.30
Th	12.10	24.70	16.70	15.20	20.40	15.80	7.84	18.20	19.60	8.13
Ce	28.40	83.10	69.50	59.40	93.40	66.80	23.20	66.50	69.30	19.50
Sm	4.38	9.49	6.72	7.15	10.20	8.52	3.53	8.80	9.24	3.05
Eu	0.521	1.06	0.931	0.873	1.03	1.03	0.365	0.971	1.10	0.272
Dy	2.86	3.23	2.91	2.63	2.89	2.75	2.27	2.68	2.47	3.10
Yb	1.24	0.929	0.918	0.593	0.911	0.804	0.570	0.816	0.697	2.07
Al/Na+K+2Ca	1.20	1.22	1.45	1.44	1.51	1.14	1.33	1.45	1.36	1.36
Fe/Mg	1.96	1.43	1.39	2.03	1.39	1.59	2.38	1.80	1.90	2.01

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	113B	113C	115A	25A	94A	97A	160A	161A	163A	163B
FACIES	Gfin.VP	Gfin.VP	Gfin.VP	Seix	Seix	Seix	Seix	Seix	Seix	Seix
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO ₂	75.70	75.50	72.40	71.30	73.20	70.10	73.39	71.88	71.15	71.66
TiO ₂	0.105	0.134	0.171	0.335	0.052	0.042	0.344	0.361	0.354	0.370
Al ₂ O ₃	13.80	13.60	12.90	14.80	15.50	16.40	15.16	14.92	15.66	15.60
Fe ₂ O ₃	0.880	0.980	1.05	1.53	0.670	0.430	0.890	1.81	1.88	2.01
MnO	0.015	0.015	0.016	0.003	0.006	0.005	0.019	0.039	0.039	0.037
MgO	0.216	0.283	0.314	0.323	0.076	0.058	0.330	0.630	0.680	0.670
CaO	0.220	0.280	0.380	0.090	0.160	0.160	0.340	0.970	0.760	0.680
Na ₂ O	3.04	2.75	2.28	2.42	2.74	4.53	2.44	2.59	2.46	2.84
K ₂ O	4.75	5.65	6.08	5.69	6.63	4.40	5.32	4.92	4.93	4.34
P ₂ O ₅	0.210	0.240	0.320	0.250	0.420	0.620	0.280	0.270	0.260	0.220
PF	1.45	1.05	1.38	2.02	1.34	1.86	1.37	1.30	1.40	1.46
Total	100	100	97.29	98.76	101	98.61	99.88	99.69	99.57	99.89
Li	32.00	41.90	27.00	40.80	26.00	25.10	23.40	30.00	47.30	51.90
Rb	214	257	265	291	572	555	274	263	228	213
Cs	n.d.	8.00	6.20	n.d.	9.50	n.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Be	8.74	7.02	5.90	2.64	8.25	21.20	2.18	2.45	3.57	2.78
Sr	51.60	58.90	70.60	97.90	33.20	25.90	108	166	293	310
Ba	172	291	179	531	103	67.40	607	625	623	585
Sc	1.82	2.94	3.65	1.87	4.94	3.22	0.757	2.50	3.76	3.84
V	2.42	2.56	5.48	11.30	0.401	n.d.	n.d.	n.d.	24.10	5.56
Cr	4.79	5.58	4.80	7.02	3.52	4.86	9.79	1.63	9.65	8.85
Co	1.89	1.96	1.95	1.56	1.98	1.18	0.887	n.d.	6.80	1.06
Ni	1.80	0.679	1.65	2.10	n.d.	n.d.	1.05	5.86	5.75	1.03
Cu	14.00	47.10	1.67	39.60	21.50	46.30	59.30	2.81	13.90	17.70
Zn	17.80	17.00	20.40	24.80	31.10	15.50	155	66.50	71.30	63.30
Ga	13.60	12.50	11.70	21.40	19.90	27.90	23.10	22.20	23.00	23.30
Pb	29.40	34.70	36.60	22.20	26.30	42.70	19.50	27.80	32.00	34.20
Y	12.40	15.70	25.90	9.69	3.33	4.22	7.60	7.24	12.40	9.31
La	21.30	24.20	13.60	42.60	9.60	8.11	34.80	35.60	32.40	32.60
Zr	48.20	51.50	73.30	152	17.90	37.60	155	166	142	147
Hf	n.d.	n.d.	4.90	4.30	n.d.	n.d.	9.50	11.60	11.90	9.60
Nb	7.50	7.70	7.20	10.20	15.10	48.90	10.60	11.50	12.10	13.00
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	7.00	7.70	6.80	15.70	108	267	10.80	3.30	8.60	7.20
U	9.10	5.10	10.70	10.00	19.30	14.50	8.90	9.50	6.00	10.60
Th	6.76	6.73	12.00	24.00	n.d.	n.d.	19.20	22.00	13.10	14.80
Ce	18.10	21.40	29.10	88.30	2.44	3.68	63.10	61.30	50.90	51.50
Sm	2.29	3.24	4.91	10.70	n.d.	0.984	5.81	4.76	4.33	4.06
Eu	0.300	0.486	0.465	0.936	0.135	0.125	0.849	0.743	1.02	0.876
Dy	2.11	2.72	4.20	3.02	0.733	0.839	2.76	2.56	3.16	3.10
Yb	1.35	1.35	2.42	0.687	0.421	0.456	0.189	0.208	0.677	0.541
Al/(Na+K+2Ca)	1.31	1.22	1.17	1.44	1.29	1.31	1.46	1.31	1.45	1.47
Fe/Mg	2.06	1.75	1.69	2.39	4.45	3.74	1.36	1.45	1.40	1.52

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	25B	26A	26B	26C	26D	28F	29A	98A	98B	98C
FACIES	Seix	Oute	Oute	Oute	Oute	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO ₂	70.90	74.10	73.60	74.30	71.50	73.40	71.60	73.70	74.20	71.90
TiO ₂	0.370	0.063	0.055	0.072	0.043	0.058	0.035	0.025	0.029	0.020
Al ₂ O ₃	15.40	15.00	15.00	15.00	16.40	15.30	15.70	15.50	15.40	15.90
Fe ₂ O ₃	1.31	0.624	0.709	0.877	0.623	0.285	0.247	0.237	0.456	0.261
MnO	0.002	0.024	0.017	0.014	0.010	0.013	0.010	0.007	0.029	0.022
MgO	0.370	0.087	0.104	0.125	0.066	0.035	0.023	0.039	0.041	0.022
CaO	0.030	0.760	0.430	0.360	0.280	0.680	0.500	0.270	0.490	1.01
Na ₂ O	2.22	1.80	3.74	3.52	4.63	4.47	5.53	4.13	4.64	4.07
K ₂ O	5.56	4.71	4.31	4.44	4.50	3.31	1.97	5.28	3.56	4.26
P ₂ O ₅	0.220	0.780	0.460	0.410	0.370	0.690	1.00	0.530	0.610	1.29
PF	2.55	1.48	1.06	0.900	1.18	1.62	1.32	0.800	1.04	1.36
Total	98.93	99.43	99.49	100	99.60	99.86	97.93	101	100	100
Li	44.20	376	218	130	224	167	355	46.50	456	652
Rb	309	765	568	553	624	671	432	766	554	1211
Cs	n.d.	56.10	67.30	52.20	27.70	16.80	26.70	n.d.	n.d.	n.d.
Be	2.73	27.60	26.70	7.81	14.40	23.00	37.80	57.50	20.80	67.30
Sr	74.20	92.20	53.80	34.00	113	148	372	53.90	14.30	166
Ba	553	101	121	93.70	35.50	76.40	46.60	194	15.40	55.60
Sc	2.44	3.14	3.83	4.15	4.17	6.77	4.54	3.23	4.28	1.81
V.	16.00	1.06	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	15.00	3.11	3.33	3.76	2.75	2.57	4.88	3.40	3.85	4.41
Co	1.01	1.10	1.07	0.783	0.591	0.934	0.337	0.164	1.51	0.789
Ni	11.50	1.40	0.264	1.91	1.56	1.56	n.d.	n.d.	1.76	n.d.
Cu	67.80	1.28	4.07	3.51	3.65	1.72	3.98	3.19	1.05	0.767
Zn	16.20	31.90	30.40	46.10	35.10	42.70	52.60	18.90	52.70	103
Ga	23.80	24.90	19.40	19.30	21.00	26.70	26.20	24.60	20.80	31.40
Pb	13.80	28.00	24.60	31.80	14.10	19.30	17.50	29.00	21.80	21.80
Y.	7.99	19.30	3.39	1.97	1.45	8.07	4.88	1.90	3.24	0.298
La	49.90	5.22	16.60	12.20	n.d.	1.99	n.d.	13.80	4.20	n.d.
Zr	167	33.10	29.90	37.50	25.40	32.30	28.30	28.00	23.90	17.30
Hf	5.30	5.00	5.40	6.50	5.10	8.30	5.60	3.10	3.50	4.30
Nb	10.30	17.70	49.50	14.80	12.70	39.30	42.50	49.20	30.20	76.90
Ta	n.d.	n.d.	39.00	5.00	2.90	25.00	62.00	48.60	n.d.	n.d.
Sn	15.70	209	112	90.20	91.90	287	650	2642	1778	2340
U.	7.70	12.00	10.00	6.60	6.60	13.40	12.70	4.40	7.40	5.10
Th	29.40	n.d.	0.311	2.40	n.d.	0.273	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	97.60	11.30	4.76	6.77	0.560	6.22	3.69	2.30	1.15	0.829
Sm	9.80	1.61	0.713	0.474	0.708	0.934	0.105	0.691	0.779	n.d.
Eu	0.820	0.272	0.220	0.194	0.092	0.182	0.117	0.069	0.042	0.014
Dy	2.32	3.09	0.470	0.381	0.483	1.36	1.12	0.503	0.456	n.d.
Yb	0.648	2.40	0.453	0.295	0.281	0.926	0.606	0.259	0.408	0.059
Al/Na+K+2Ca	1.58	1.59	1.29	1.33	1.26	1.26	1.29	1.19	1.24	1.21
Fe/Mg	1.79	3.62	3.44	3.54	4.77	4.11	5.42	3.07	5.62	5.99

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	98D	175A	181A	19C	20A	112B	112C	112D	112E	112F
FACIES	APsei	APsei	APsei	Eng2	Eng2	Eng2	Eng2	Eng2	Eng2	Eng2
SERIE	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	72.60	72.96	66.87	65.70	63.10	59.00	59.00	62.60	63.80	61.10
TiO2	0.027	0.017	0.036	1.01	1.25	1.16	1.36	1.21	1.24	1.08
Al2O3	15.90	16.60	17.66	16.00	13.70	13.60	14.80	15.90	13.70	14.80
Fe2O3	0.445	0.211	0.25	5.48	7.36	9.22	6.25	5.78	7.22	6.31
MnO	0.027	0.005	0.025	0.077	0.102	0.127	0.095	0.078	0.100	0.086
MgO	0.046	0.031	0.026	1.95	3.53	5.69	5.51	2.60	3.51	4.70
CaO	0.890	0.310	1.46	2.61	2.15	1.67	1.74	2.15	2.13	2.39
Na2O	5.48	5.41	4.48	3.41	2.49	1.27	1.06	2.76	2.55	1.93
K2O	1.68	2.31	1.55	2.85	3.95	4.81	3.61	3.18	3.87	3.44
P2O5	0.860	0.420	3.50	0.370	0.870	0.850	0.850	0.570	0.850	0.750
PF	1.60	1.09	2.05	0.920	0.860	1.74	4.05	2.57	1.25	2.83
Total	99.55	99.36	97.91	100	99.36	99.14	98.33	99.40	100	99.42
Li	763	80.80	1850	148	279	395	227	163	294	223
Rb	536	433	563	323	541	646	377	277	507	375
Cs	n.d.	< l.d.	< l.d.	20.50	26.90	39.10	16.50	n.d.	25.90	12.00
Be	17.00	96.90	142	3.39	3.06	2.59	5.45	2.23	3.14	4.39
Sr	86.90	93.30	325	193	110	57.90	176	214	102	300
Ba	31.80	9.90	69.60	514	897	460	1583	759	938	1029
Sc	6.09	2.50	3.80	11.00	12.70	18.00	15.80	10.50	11.80	13.50
V.	n.d.	n.d.	n.d.	62.50	36.00	111	96.90	73.90	63.70	92.40
Cr	4.49	4.02	n.d.	51.20	185	549	325	64.40	186	287
Co	0.607	2.31	n.d.	13.00	18.40	25.90	22.80	14.20	17.80	20.50
Ni	0.786	n.d.	n.d.	21.10	87.10	93.10	160	17.60	74.60	78.00
Cu	1.85	3.09	2.23	5.34	0.711	3.73	16.10	12.50	n.d.	14.40
Zn	50.20	19.40	70.00	100	152	192	92.90	92.30	148	107
Ga	21.70	21.40	36.80	22.50	22.10	20.20	19.20	21.50	20.00	18.80
Pb	25.60	18.00	24.50	24.20	21.10	6.90	8.80	19.70	17.90	8.10
Y.	1.44	0.589	1.34	31.10	30.70	37.50	30.90	30.10	32.40	27.80
La	n.d.	1.47	1.36	59.60	102	50.10	69.50	92.00	112	61.90
Zr	17.00	16.80	27.60	242	927	365	546	321	862	312
Hf	n.d.	7.10	7.40	7.50	21.90	6.30	9.20	6.50	19.10	3.60
Nb	38.50	42.40	142	19.10	44.20	25.20	28.80	17.90	31.30	26.00
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	1.00	1.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	2848	680	1445	9.20	12.80	13.00	5.00	4.20	10.20	3.60
U.	3.40	9.10	14.00	5.90	21.70	9.40	18.50	6.80	16.30	9.60
Th	n.d.	n.d.	n.d.	28.70	97.90	43.60	63.60	31.30	88.30	41.30
Ce	0.472	n.d.	n.d.	117	220	73.10	147	184	237	123
Sm	0.032	n.d.	n.d.	13.50	24.20	13.30	17.90	17.40	25.00	14.40
Eu	0.056	n.d.	n.d.	1.35	1.31	1.22	1.96	1.80	1.58	1.86
Dy	0.150	0.473	0.473	6.62	6.64	7.54	6.89	6.89	7.03	6.14
Yb	0.247	n.d.	n.d.	2.53	2.51	3.60	3.09	2.71	2.86	2.73
Al/(Na+K+2Ca)	1.28	1.39	1.51	1.19	1.12	1.32	1.68	1.34	1.12	1.32
Fe/Mg	4.89	3.44	4.91	1.42	1.05	0.818	0.573	1.12	1.04	0.678

Granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

ECHANT	12A	12C	13B
FACIES	Font	Font	Vie
SERIE	ST1	ST1	ST1
MASSIF	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO ₂	70.50	70.80	68.20
TiO ₂	0.003	0.011	0.011
Al ₂ O ₃	16.90	16.90	17.90
Fe ₂ O ₃	0.110	0.170	0.203
MnO	0.009	0.030	0.011
MgO	0.018	0.016	0.034
CaO	0.800	0.870	1.62
Na ₂ O	7.97	6.56	6.65
K ₂ O	0.750	2.09	1.35
P ₂ O ₅	1.28	1.69	1.93
PF	0.900	1.10	1.98
Total	99.24	100	99.89

Li	200	332	234
Rb	381	948	459
Cs	59.30	61.70	29.60
Be	147	139	95.00
Sr	452	422	1060
Ba	42.70	28.20	54.50
Sc	n.d.	0.142	0.106
V.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	35.10	13.00	9.26
Co	0.188	0.629	5.31
Ni	n.d.	n.d.	1.88
Cu	1.59	1.06	1.67
Zn	83.60	182	54.90
Ga	40.40	36.20	28.10
Pb	13.60	19.10	33.40
Y.	0.376	0.988	0.829
La	n.d.	n.d.	n.d.
Zr	27.80	34.50	21.60
Hf	7.90	5.30	6.40
Nb	61.90	93.10	56.50
Ta	425	236	110
Sn	478	1210	773
U.	10.60	15.10	5.50
Th	n.d.	0.555	n.d.
Ce	1.26	0.671	1.68
Sm	n.d.	n.d.	n.d.
Eu	n.d.	n.d.	0.078
Dy	0.365	0.057	0.206
Yb	0.021	0.130	0.094

Al/(Na+K+2Ca) 1.10 1.15 1.17

Fe/Mg 3.09 5.37 3.02

Adamellites du massif de Lamas de Olo

ECHANT	68A	69A	87A	47A	89A	148A	149A	149B	23A	23B
FACIES	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOG1	LOG1
SERIE	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO
MASSIF	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO

Poids d'oxydes

SiO2	74.30	72.00	74.60	75.80	77.20	75.13	74.34	74.31	76.50	76.80
TiO2	0.209	0.278	0.207	0.108	0.095	0.105	0.109	0.096	0.097	0.092
Al2O3	13.90	14.80	13.90	13.50	13.00	13.78	13.54	13.43	12.90	13.10
Fe2O3	1.71	2.09	1.73	0.950	0.870	0.990	0.990	0.890	0.851	0.780
MnO	0.061	0.059	0.056	0.037	0.027	0.037	0.035	0.038	0.022	0.022
MgO	0.476	0.626	0.407	0.268	0.155	0.229	0.221	0.194	0.217	0.226
CaO	0.920	1.70	1.05	0.450	0.400	0.330	0.340	0.430	0.300	0.300
Na2O	3.52	3.81	3.48	3.49	3.40	3.57	3.36	3.50	3.47	3.68
K2O	4.80	4.29	4.54	4.94	4.74	4.37	4.80	4.82	4.66	4.86
P2O5	0.080	0.120	0.070	0.050	0.050	0.050	0.040	0.060	0.040	0.050
PF	1.05	0.930	0.840	0.930	1.20	1.07	1.00	0.740	0.580	0.520
Total	101	101	101	101	101	99.66	98.78	98.51	99.64	100
Li	106	127	115	69.90	58.40	66.30	82.40	86.60	39.00	29.00
Rb	256	228	239	301	294	307	325	310	303	293
Cs	8.30	8.80	12.90	6.50	n.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.	16.60	10.60
Be	3.68	4.92	4.77	16.00	4.12	6.01	6.84	4.17	21.00	10.90
Sr	92.40	166	108	28.40	34.60	36.70	37.10	37.70	26.20	28.90
Ba	310	416	336	87.30	82.50	78.40	93.30	79.70	72.90	85.00
Sc	5.24	5.07	5.00	5.14	3.95	4.45	4.42	4.23	4.19	4.53
V.	11.70	22.50	14.70	3.79	4.27	5.72	4.38	2.43	2.95	4.37
Cr	5.94	8.13	5.04	3.86	4.65	5.05	53.60	132	4.16	5.50
Co	2.76	4.27	3.99	1.33	2.22	1.97	1.95	2.13	1.91	2.28
Ni	2.65	3.05	0.589	2.08	n.d.	3.65	28.80	72.60	0.219	0.312
Zn	42.00	39.40	34.50	44.80	21.90	37.40	69.10	33.60	22.80	24.40
Ga	16.20	17.30	15.50	18.10	15.50	19.70	19.70	18.90	18.30	18.40
Pb	27.20	25.50	26.50	33.40	30.20	33.00	38.80	34.10	34.60	34.50
Y.	38.60	26.90	43.90	35.00	37.30	37.20	24.70	27.80	40.00	50.70
La	26.40	25.00	26.70	22.70	23.40	25.10	21.50	21.50	16.80	22.70
Zr	107	121	122	58.90	53.40	61.10	62.00	55.80	57.30	55.30
Hf	4.20	n.d.	3.90	3.10	n.d.	8.80	8.20	8.90	6.20	5.50
Nb	22.50	21.60	23.90	36.70	24.50	32.10	32.80	28.70	39.60	36.40
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	10.00	8.50
Sn	9.00	8.80	8.60	5.80	n.d.	6.30	5.00	5.70	7.80	6.80
U.	14.60	5.50	8.40	16.00	25.00	23.00	16.20	23.70	23.00	20.40
Th	20.70	14.80	23.10	15.50	12.20	11.50	12.50	11.70	14.40	14.60
Ce	52.80	51.00	50.00	28.30	25.00	27.70	27.40	26.60	16.80	23.70
Sm	7.14	5.23	6.41	6.16	4.46	5.48	4.47	4.75	4.70	6.06
Eu	0.756	0.891	0.785	0.333	0.257	0.363	0.288	0.300	0.176	0.276
Dy	6.70	4.63	6.94	5.03	5.37	5.70	4.03	4.64	5.96	7.49
Yb	3.41	2.82	3.91	3.77	3.75	3.96	3.02	3.28	4.72	5.58
Al/Na+K+2Ca	1.10	1.06	1.11	1.13	1.14	1.23	1.19	1.14	1.14	1.10
Fe/Mg	1.81	1.69	2.15	1.79	2.83	2.18	2.26	2.32	1.98	1.74

Adamellites du massif de Lamas de Olo

ECHANT	66A	66B	83A	86A	51A	52A	55A	56A	64A	54A
FACIES	LOschl	LOschl	LOschl	LOschl	LOGmp	LOGmp	LOGmp	LOGmp	LOGmp	LOGmp
SERIE	LOschl	LOschl	LOschl	LOschl	LO	LO	LO	LO	LO	LO
MASSIF	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO
Poids d'oxydes										
SiO2	53.80	60.90	54.00	60.80	73.70	72.90	71.40	72.00	71.20	73.90
TiO2	1.96	1.44	1.94	1.50	0.242	0.208	0.314	0.289	0.285	0.178
Al2O3	14.70	14.10	15.00	13.20	13.90	13.90	14.60	14.40	14.10	13.90
Fe2O3	15.30	10.00	13.70	12.00	1.84	1.84	2.20	2.08	2.12	1.70
MnO	0.391	0.273	0.354	0.359	0.068	0.051	0.060	0.086	0.053	0.063
MgO	3.54	2.56	3.50	2.66	0.530	0.448	0.757	0.818	0.650	0.371
CaO	0.640	0.660	0.940	0.760	0.860	0.850	1.39	1.53	0.920	1.19
Na2O	1.09	1.60	1.37	1.86	3.24	3.32	3.24	3.65	2.91	3.76
K2O	6.50	6.77	6.42	5.40	4.30	4.21	4.21	4.27	4.52	4.21
P2O5	0.430	0.440	0.720	0.400	0.070	0.060	0.090	0.110	0.090	0.060
PF	2.13	1.71	2.82	1.47	1.47	1.32	1.35	0.870	3.24	0.720
Total	100	100	101	100	100	99.11	99.61	100	100	100
Li	924	531	670	522	115	138	137	113	87.50	143
Rb	797	542	601	446	277	292	233	269	237	272
Cs	109	57.50	71.20	27.90	8.90	13.60	12.80	16.70	11.20	11.50
Be	7.82	3.84	4.95	4.88	9.27	5.87	4.90	7.24	5.21	4.72
Sr	17.60	24.50	31.30	18.00	93.70	103	160	180	134	101
Ba	473	482	516	400	344	345	514	450	463	270
Sc	45.30	31.30	42.00	35.10	6.67	4.96	5.72	5.91	5.49	4.65
V	129	86.90	121	104	17.80	13.60	26.40	25.50	21.90	12.30
Cr	22.10	18.60	22.90	18.00	8.53	31.20	17.20	20.00	13.80	8.73
Co	24.70	16.40	23.40	21.50	4.03	3.48	5.55	5.48	4.10	3.47
Ni	19.20	14.70	16.80	13.20	6.24	4.47	10.80	12.90	5.20	3.86
Zn	248	170	235	160	34.30	36.00	41.00	48.00	44.40	40.30
Ga	40.80	28.60	36.10	27.10	17.80	17.50	16.80	16.60	17.50	17.60
Pb	21.30	34.60	30.80	19.90	27.50	27.40	23.90	25.40	26.20	21.00
Y	205	155	233	194	28.10	28.60	30.30	46.60	39.60	39.10
La	83.50	90.50	121	120	26.00	24.20	37.50	36.50	41.90	24.70
Zr	532	410	564	396	110	111	138	124	130	97.90
Hf	7.10	3.20	7.80	6.60	4.80	3.10	4.20	4.60	3.60	4.90
Nb	117	89.70	117	78.20	28.40	23.50	18.60	19.30	19.60	19.80
Ta	10.20	7.10	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.60	n.d.
Sn	58.30	38.90	52.80	33.50	10.10	7.50	7.70	10.20	7.70	8.60
U	33.20	34.10	57.90	42.80	4.00	n.d.	3.40	4.00	7.70	13.10
Th	97.10	71.50	103	85.60	20.30	20.70	17.40	18.20	20.80	19.90
Ce	146	157	213	216	43.70	44.70	68.70	70.70	81.00	47.50
Sm	16.50	20.40	21.90	26.70	7.69	8.01	9.84	10.30	9.61	8.15
Eu	1.73	1.09	1.55	1.17	0.585	0.639	0.879	1.08	1.09	0.667
Dy	33.80	26.30	38.80	32.20	4.86	5.08	5.39	7.92	7.01	6.26
Yb	19.30	14.80	22.60	16.20	2.82	2.94	2.86	4.49	3.80	3.52
Al/(Na+K+2Ca)	1.47	1.26	1.37	1.28	1.20	1.20	1.18	1.07	1.24	1.08
Fe/Mg	2.18	1.97	1.98	2.28	1.75	2.07	1.47	1.28	1.65	2.31

Adamellites du massif de Lamas de Olo

ECHANT	67A	92A	93A	91A	33A	35A	43A	90A	147B	36A
FACIES	LOG1	LOG1	LOG1	LOG2	LOfilon	LOfilon	LOfilon	LOfilon	LOfilon	LOapl
SERIE	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO
MASSIF	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO	LO

Poids d'oxydes

SiO2	76.40	75.90	77.70	76.40	76.40	75.30	74.90	72.00	73.92	76.50
TiO2	0.109	0.107	0.094	0.109	0.114	0.173	0.186	0.058	0.046	0.039
Al2O3	13.50	13.20	13.00	13.60	13.70	13.10	13.60	13.50	14.02	14.20
Fe2O3	0.890	0.920	0.850	0.900	0.690	1.47	1.56	0.550	0.270	0.370
MnO	0.016	0.018	0.022	0.017	0.010	0.032	0.051	0.015	0.011	0.008
MgO	0.253	0.231	0.202	0.262	0.207	0.396	0.347	0.099	0.070	0.066
CaO	0.330	0.270	0.260	0.310	0.270	0.190	0.470	0.270	0.240	0.240
Na2O	3.59	3.30	3.42	3.69	3.97	3.31	3.38	3.16	3.44	4.30
K2O	4.87	4.93	4.81	4.91	4.27	4.90	4.42	5.60	5.99	4.77
P2O5	0.060	0.050	0.040	0.060	0.150	0.040	0.040	0.060	0.070	0.050
PF	1.26	1.04	0.940	0.800	1.53	1.68	1.56	3.60	0.720	0.900
Total	101	99.97	101	101	101	101	101	98.91	98.80	101
Li	46.40	27.60	38.60	30.50	30.60	49.50	81.00	64.30	37.50	16.60
Rb	275	302	296	284	238	323	285	376	363	304
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	6.70	12.30	< l.d.	n.d.
Be	23.40	15.10	34.20	13.20	4.74	3.67	5.56	38.30	42.10	4.34
Sr	26.10	25.70	21.70	28.70	32.40	7.30	35.30	46.30	23.20	43.50
Ba	87.90	79.00	56.50	94.30	71.30	47.90	119	124	29.00	104
Sc	4.33	4.47	4.37	4.30	3.00	5.98	6.26	3.83	4.08	1.33
V.	3.22	7.74	6.14	5.21	0.265	6.10	9.81	2.94	1.46	n.d.
Cr	5.75	4.03	3.09	3.44	3.57	3.51	5.30	3.46	4.06	3.06
Co	1.48	2.62	1.91	1.59	2.47	2.56	2.20	1.52	1.27	0.336
Ni	2.43	n.d.	n.d.	n.d.	2.14	2.50	2.68	n.d.	0.605	2.28
Zn	18.90	20.70	14.20	17.60	18.50	22.20	30.30	16.70	10.70	10.60
Ga	15.60	16.80	16.00	16.00	14.30	17.40	17.50	20.50	18.90	16.30
Pb	26.60	33.80	33.30	25.80	33.10	25.70	32.70	28.50	32.20	25.00
Y.	46.20	35.00	42.50	49.70	36.70	56.20	45.20	16.50	10.30	5.11
La	21.60	12.10	16.00	22.80	19.90	14.90	36.90	18.30	10.40	17.10
Zr	65.20	59.90	53.60	64.40	54.10	96.80	89.80	31.80	30.70	34.30
Hf	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	3.40	3.80	4.50	n.d.	7.10	n.d.
Nb	27.30	36.30	37.90	24.40	12.70	26.00	27.00	37.70	50.00	28.40
Ta	n.d.	n.d.	n.d.	5.70	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	6.20	4.90	6.90	4.10	n.d.	8.90	7.30	6.60	3.50	n.d.
U.	17.00	44.20	26.00	12.80	12.20	14.80	12.20	21.50	31.60	17.90
Th	16.80	17.90	12.50	15.70	11.50	23.80	23.40	10.50	8.98	7.88
Ce	25.50	10.80	19.70	30.00	21.90	20.00	43.00	14.60	10.50	3.85
Sm	5.02	2.13	4.23	5.60	4.00	5.30	8.32	2.33	2.29	1.23
Eu	0.324	0.257	0.257	0.352	0.337	0.258	0.409	0.203	0.088	0.192
Dy	6.87	5.08	6.43	7.29	5.70	7.94	7.13	2.91	2.06	1.26
Yb	4.74	4.24	4.90	4.86	3.90	6.76	5.08	2.29	1.52	0.791
Al/Na+K+2Ca	1.15	1.17	1.15	1.14	1.18	1.18	1.21	1.15	1.11	1.12
Fe/Mg	1.78	2.01	2.13	1.73	1.68	1.87	2.27	2.81	1.95	2.83

Adamellites du massif de Lamas de Olo

ECHANT	44A	45A	46A	79A	129B	129E	75A	76A	76B	77A
FACIES	LOFcomp	LOFcomp	LOFcomp	LOU	LOU	LOU	VRmg	VRmg	VRmg	VRmg
SERIE	LO	LO	LO	VRmgSt	VRmgSt	VRmgSt	VRmg	VRmg	VRmg	VRmg
MASSIF	LO	LO	LO	VRmgSt	VRmgSt	VRmgSt	VRmg	VRmg	VRmg	VRmg

Poids d'oxydes

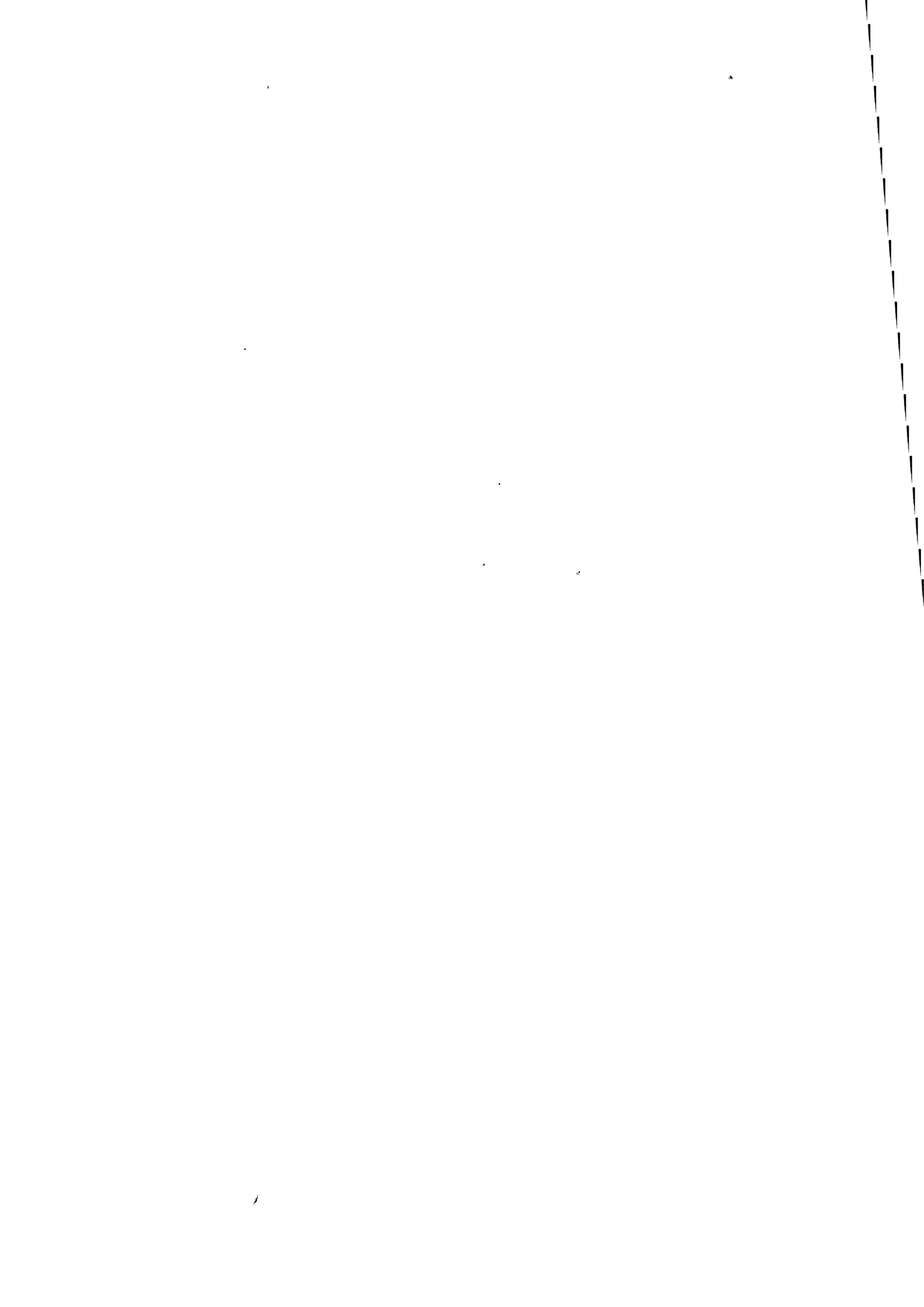
SiO2	76.70	76.90	76.30	75.80	75.17	74.56	75.00	75.20	78.10	73.30
TiO2	0.050	0.061	0.086	0.034	0.030	0.031	0.034	0.045	0.031	0.031
Al2O3	13.50	13.20	13.40	14.50	13.34	13.71	13.60	14.20	13.50	13.50
Fe2O3	0.350	0.520	0.580	0.390	0.310	0.510	0.280	0.640	0.420	0.590
MnO	0.004	0.011	0.020	0.006	0.004	0.011	0.010	0.015	0.007	0.006
MgO	0.073	0.124	0.166	0.081	0.068	0.078	0.104	0.099	0.099	0.067
CaO	0.300	0.260	0.310	0.390	0.420	0.480	0.400	0.280	0.200	0.400
Na2O	3.61	3.48	3.58	3.32	3.22	3.65	3.46	3.18	2.78	2.64
K2O	5.34	5.15	4.66	5.58	4.83	4.75	4.63	5.00	5.73	5.31
P2O5	0.051	0.050	0.050	0.040	0.100	0.040	0.090	0.110	0.060	0.100
PF	0.960	0.870	1.02	1.74	1.11	1.00	1.65	2.07	1.23	2.16
Total	101	101	100	102	98.60	98.82	99.26	101	102	98.10
Li	25.10	26.50	28.60	13.30	15.40	13.30	21.30	21.80	16.30	22.00
Rb	301	325	303	258	220	232	245	255	274	190
Cs	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	< l.d.	< l.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Be	11.80	61.90	42.70	3.36	1.86	6.42	3.83	3.67	3.16	2.59
Sr	16.50	15.30	19.90	30.20	22.30	24.40	28.60	28.40	25.00	24.20
Ba	41.40	38.20	49.90	52.30	26.30	29.50	52.10	53.40	52.80	46.10
Sc	2.39	3.35	4.77	2.88	4.00	4.43	4.63	4.28	5.04	4.52
V	1.06	1.44	1.31	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cr	1.54	2.81	3.23	3.16	5.72	3.62	3.45	4.44	4.41	3.79
Co	0.957	0.989	1.02	0.174	1.11	1.58	1.40	0.461	0.672	0.697
Ni	2.93	0.055	1.11	0.909	1.16	1.43	1.14	1.82	0.909	1.82
Zn	8.20	11.50	12.60	83.10	22.50	79.40	26.40	30.50	19.40	26.00
Ga	17.30	17.50	16.50	15.60	16.10	18.40	17.20	17.40	14.40	17.50
Pb	32.40	32.70	32.00	30.10	42.60	46.80	39.30	39.00	39.20	44.20
Y	8.83	12.70	23.20	31.00	47.30	43.60	39.90	37.10	31.50	46.00
La	7.91	9.72	16.40	16.80	17.20	16.40	18.50	18.80	17.50	18.90
Zr	32.50	31.80	47.70	50.80	48.50	50.10	49.00	58.00	47.50	48.90
Hf	4.20	n.d.	5.20	3.50	8.50	8.80	4.40	n.d.	4.20	n.d.
Nb	43.60	66.20	39.50	32.70	27.30	32.10	28.60	25.70	26.60	30.00
Ta	18.00	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	5.00	5.20	4.60	n.d.	< l.d.	< l.d.	4.50	5.10	6.40	n.d.
U	21.40	21.20	10.00	8.80	13.40	18.10	6.60	11.50	6.50	11.00
Th	8.43	10.10	13.70	18.70	16.80	21.00	20.50	18.70	16.90	19.30
Ce	4.28	9.51	17.10	19.30	26.20	22.00	24.90	23.40	24.90	26.60
Sm	2.14	2.48	3.81	4.27	6.33	5.26	5.45	4.23	5.49	5.46
Eu	0.117	0.090	0.192	0.220	0.215	0.233	0.220	0.248	0.247	0.316
Dy	1.83	2.20	3.82	5.28	7.62	6.79	6.55	5.78	5.32	7.36
Yb	1.47	1.82	3.03	2.67	3.90	3.56	3.37	3.14	2.62	3.84
Al/Na+K+2Ca	1.10	1.12	1.17	1.19	1.18	1.14	1.19	1.27	1.21	1.25
Fe/Mg	2.42	2.12	1.76	2.43	2.30	3.30	1.36	3.26	2.14	4.45

Adamellites du massif de Lamas de Olo

ECHANT	129A	130A
FACIES	VRmg	VRmg
SERIE	VRmg	VRmg
MASSIF	VRmg	VRmg

Poids d'oxydes

SiO2	74.65	74.50
TiO2	0.031	0.036
Al2O3	13.88	13.87
Fe2O3	0.330	0.320
MnO	0.004	0.002
MgO	0.083	0.051
CaO	0.470	0.540
Na2O	3.15	3.66
K2O	5.09	4.50
P2O5	0.050	0.080
PF	1.36	1.33
Total	99.10	98.89
Li	12.30	14.70
Rb	188	217
Cs	< l.d.	< l.d.
Be	3.12	4.78
Sr	25.70	32.20
Ba	27.50	38.30
Sc	4.31	3.90
V.	n.d.	n.d.
Cr	4.61	4.15
Co	0.752	1.37
Ni	0.926	1.43
Zn	17.50	28.70
Ga	18.00	18.00
Pb	55.90	49.70
Y.	48.70	48.20
La	16.70	20.00
Zr	53.20	53.00
Hf	7.20	9.30
Nb	32.10	18.70
Ta	n.d.	n.d.
Sn	< l.d.	< l.d.
U.	14.40	13.20
Th	20.40	21.80
Ce	23.30	26.10
Sm	5.37	6.18
Eu	0.201	0.275
Dy	7.58	7.51
Yb	4.01	3.99
Al/(Na+K+2Ca)	1.20	1.17
Fe/Mg	2.01	3.17



ANALYSES

DE

MINERAUX



Pyroxènes des gabbronorites (Celorico de Basto)

NUM	1.	2.	3.	4.	5.	34	23	25	26	27
MIN	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx	Cpx2	Opx	Opx	Opx	Opx
FACIES	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	NO
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	51.68	51.02	50.83	51.40	50.84	53.70	53.74	53.39	53.99	53.62
Al2O3	2.97	3.03	3.37	3.01	2.77	0.660	1.32	2.22	1.44	1.82
TiO2	0.804	0.788	0.800	0.786	1.02	0.125	0.485	0.315	0.352	0.365
Cr2O3	0.767	0.107	0.761	0.728	0.430	0.209	0.090	0.522	0.302	0.375
FeO	7.65	8.87	8.64	8.66	8.49	7.91	15.99	16.26	15.36	16.08
NiO	0.021	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.192	0.248	0.243	0.251	0.230	0.282	0.319	0.290	0.320	0.332
MgO	16.37	14.80	15.70	15.47	15.14	14.62	26.36	25.32	26.24	25.53
CaO	19.93	19.20	19.23	19.42	20.15	22.41	1.70	1.65	1.93	1.79
Na2O	0.327	0.281	0.413	0.360	0.322	0.240	n.d.	n.d.	n.d.	0.045
Total	100.94	99.12	100.05	100.16	99.43	100.16	100	99.97	99.95	99.96

Formules structurales										
Si	1.89	1.92	1.89	1.90	1.90	1.99	1.95	1.94	1.95	1.95
ALIV	0.110	0.080	0.110	0.100	0.100	0.010	0.050	0.060	0.050	0.050
ALVI	0.018	0.054	0.037	0.032	0.022	0.019	0.006	0.035	0.012	0.028
Ti	0.022	0.022	0.022	0.022	0.029	0.003	0.013	0.009	0.010	0.010
Cr	0.022	0.003	0.022	0.021	0.013	0.006	0.003	0.015	0.009	0.011
Fe2+	0.194	0.245	0.213	0.244	0.224	0.245	0.481	0.489	0.463	0.488
Fe3+	0.040	0.034	0.055	0.024	0.042	n.d.	0.004	n.d.	0.002	n.d.
Ni	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.006	0.008	0.008	0.008	0.007	0.009	0.010	0.009	0.010	0.010
Mg	0.894	0.829	0.868	0.854	0.844	0.808	1.43	1.37	1.42	1.38
Ca	0.783	0.773	0.764	0.771	0.808	0.890	0.066	0.064	0.075	0.070
Na	0.023	0.020	0.030	0.026	0.023	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.003
Total	4.00	3.99	4.02	4.00	4.01	4.00	4.01	3.99	4.00	4.00

NUM	28	36	37	40
MIN	Opx	Opx	Opx	Opx
FACIES	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro
MASSIF	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes				
SiO2	54.33	54.41	53.05	53.47
Al2O3	1.51	1.46	1.38	1.07
TiO2	0.360	0.354	0.285	0.321
Cr2O3	0.300	0.333	0.276	0.035
FeO	14.22	14.07	18.68	19.33
NiO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MnO	0.317	0.311	0.414	0.374
MgO	26.73	26.57	23.04	23.58
CaO	1.94	1.90	1.95	1.53
Na2O	0.029	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.75	99.42	99.08	99.72

Formules structurales				
Si	1.96	1.97	1.97	1.97
ALIV	0.040	0.030	0.030	0.030
ALVI	0.024	0.032	0.030	0.017
Ti	0.010	0.010	0.008	0.009
Cr	0.009	0.010	0.008	0.001
Fe2+	0.429	0.425	0.578	0.594
Fe3+	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ni	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mn	0.010	0.010	0.013	0.012
Mg	1.44	1.43	1.27	1.30
Ca	0.075	0.074	0.078	0.061
Na	0.002	n.d.	n.d.	n.d.
Total	4.00	3.99	3.98	3.99

Amphiboles des granodiorites (et de leurs enclaves) tardives du batholite de Celorico de Basto.

NUM	410	411	407	409	375	376	377	378	379	414
ECH	P313	P313	P313	P313	157C1	157C1	157C1	157C1	157C1	104B1
FACIES	Gabbro	Gabbro	Gab.ag	Gab.ag	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Gdio.mel
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	53.27	53.12	50.47	50.67	49.95	49.98	49.59	49.16	50.15	49.77
Al2O3	2.46	2.51	4.45	4.70	4.62	4.57	4.87	4.96	4.46	4.48
TiO2	0.430	0.450	0.780	0.670	0.840	0.660	0.820	0.740	0.710	0.780
Cr2O3	0.120	0.100	0.220	0.260	0.560	0.200	0.480	0.600	0.040	0.020
FeO	9.60	10.03	10.34	10.73	12.58	12.78	13.05	13.20	12.72	12.87
MnO	0.160	0.130	0.220	0.210	0.350	0.410	0.390	0.410	0.430	0.410
MgO	17.62	17.55	16.78	16.79	14.79	14.83	14.56	14.52	15.07	15.04
CaO	12.37	12.24	11.95	11.80	12.51	12.25	11.94	11.77	12.33	12.13
Na2O	0.380	0.420	0.800	0.900	0.580	0.670	0.760	0.860	0.570	0.790
K2O	0.170	0.160	0.400	0.390	0.400	0.390	0.440	0.430	0.370	0.450
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	0.070	0.070	0.050	0.030	0.060	0.060	0.050	0.050
Total	96.58	96.71	96.48	97.19	97.23	96.77	96.96	96.71	96.90	96.79

Formules structurales

Si	7.67	7.65	7.35	7.33	7.31	7.35	7.30	7.26	7.36	7.33
AlZ	0.334	0.352	0.649	0.666	0.686	0.651	0.705	0.736	0.642	0.673
AlY	0.083	0.074	0.115	0.136	0.111	0.140	0.139	0.128	0.129	0.104
CrY	0.014	0.011	0.025	0.030	0.065	0.023	0.056	0.070	0.005	0.002
TiY	0.046	0.049	0.085	0.073	0.092	0.073	0.091	0.082	0.078	0.086
MgY	3.78	3.77	3.64	3.62	3.23	3.25	3.19	3.20	3.30	3.30
FeY	1.08	1.10	1.13	1.14	1.50	1.51	1.52	1.52	1.49	1.51
FeX	0.077	0.108	0.127	0.159	0.037	0.058	0.084	0.109	0.068	0.077
MnX	0.019	0.016	0.027	0.026	0.043	0.051	0.049	0.051	0.053	0.051
CaX	1.90	1.88	1.85	1.81	1.92	1.89	1.87	1.84	1.88	1.87
NaX	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
NaA	0.106	0.117	0.226	0.253	0.165	0.191	0.217	0.246	0.162	0.226
KA	0.031	0.029	0.074	0.072	0.075	0.073	0.083	0.081	0.069	0.085
Total	15.14	15.15	15.30	15.32	15.24	15.26	15.30	15.33	15.23	15.31

Amphiboles des granodiorites (et de leurs enclaves) tardives du batholite de Celorico, de Basto.

NUM	416	417	125	126	143	147	213	184	211	212
ECH	104B1	104B1	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14B1	14B1	14B1
FACIES	Gdio.mel	Gdio.mel	Gdio.Pl	Gdio.Pl	Gdio.pl	Gdio.pl	Gdio.pl	Gdio.pl	Gdio.pl	Gdio.pl
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	49.89	49.81	52.50	52.12	49.47	50.37	49.03	51.90	49.29	49.91
Al2O3	4.68	4.53	2.72	3.08	5.78	4.63	5.36	3.51	5.50	4.96
TiO2	0.730	0.750	0.234	0.176	0.646	0.520	0.599	0.360	0.481	0.724
Cr2O3	0.030	0.030	0.290	0.200	0.010	0.020	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	13.32	13.07	13.83	13.87	15.73	15.00	16.02	15.64	16.72	16.27
MnO	0.490	0.450	0.438	0.417	0.284	0.330	0.449	0.280	0.447	0.421
MgO	14.97	15.02	14.35	14.05	11.91	12.68	12.02	13.12	11.82	12.14
CaO	12.02	12.09	12.22	12.27	12.41	12.47	11.98	12.32	12.04	11.94
Na2O	0.850	0.820	0.402	0.453	0.637	0.530	0.845	0.460	0.935	0.911
K2O	0.470	0.460	0.196	0.237	0.487	0.380	0.567	0.290	0.502	0.479
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.199	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.060	0.060	0.044	0.037	0.036	0.030	0.053	0.040	0.043	0.026
Total	97.51	97.09	97.22	96.91	97.60	96.96	96.92	97.92	97.78	97.78

Formules structurales

Si	7.31	7.32	7.67	7.64	7.32	7.45	7.32	7.59	7.31	7.37
AlZ	0.694	0.681	0.330	0.356	0.684	0.553	0.684	0.409	0.692	0.628
AlY	0.114	0.103	0.138	0.177	0.324	0.253	0.258	0.196	0.269	0.235
CrY	0.003	0.003	0.034	0.023	0.001	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiY	0.080	0.083	0.026	0.019	0.072	0.058	0.067	0.040	0.054	0.080
MgY	3.27	3.29	3.12	3.07	2.63	2.79	2.67	2.86	2.61	2.67
FeY	1.53	1.52	1.68	1.70	1.95	1.85	2.00	1.90	2.07	2.01
FeX	0.096	0.085	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.008	n.d.
MnX	0.061	0.056	0.054	0.052	0.036	0.041	0.057	0.035	0.056	0.053
CaX	1.84	1.86	1.91	1.93	1.96	1.96	1.92	1.93	1.91	1.89
NaX	n.d.	n.d.	0.022	0.020	n.d.	n.d.	0.028	0.026	0.024	0.058
NaA	0.241	0.234	0.092	0.109	0.183	0.152	0.216	0.105	0.245	0.203
KA	0.088	0.086	0.037	0.044	0.092	0.072	0.108	0.054	0.095	0.090
Total	15.33	15.32	15.13	15.15	15.24	15.19	15.32	15.16	15.34	15.29

Amphiboles des granodiorites (et de leurs enclaves) tardives du batholite de Celorico de Basto.

NUM	133	138	149	150	166	167	175	176	177	178
ECH	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2
FACIES	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag	Gdio.ag
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO ₂	50.77	52.01	50.32	49.71	50.50	49.79	49.11	49.72	49.32	50.24
Al ₂ O ₃	4.36	3.68	3.53	4.42	3.96	4.70	5.10	4.82	4.43	4.47
TiO ₂	0.450	0.424	0.434	0.490	0.379	0.588	0.690	0.638	0.623	0.657
Cr ₂ O ₃	0.040	0.030	0.070	0.130	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	14.89	14.46	14.45	14.86	14.18	15.36	16.17	15.51	15.41	15.25
MnO	0.377	0.907	0.388	0.364	0.461	0.509	0.523	0.447	0.427	0.418
MgO	13.24	13.58	13.56	13.00	13.29	12.79	12.62	12.77	12.86	13.05
CaO	12.31	12.34	12.27	12.12	11.77	11.83	11.57	11.79	11.75	11.96
Na ₂ O	0.554	0.422	0.431	0.593	0.542	0.779	0.850	0.769	0.670	0.621
K ₂ O	0.389	0.305	0.306	0.404	0.351	0.442	0.491	0.425	0.399	0.409
F.	0.353	0.254	n.d.	0.389	n.d.	0.335	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.033	0.028	0.033	0.039	0.051	0.040	n.d.	0.057	0.035	0.034
Total	97.77	98.44	95.79	96.52	95.48	97.16	97.12	96.95	95.92	97.11

Formules structurales

Si	7.46	7.57	7.52	7.42	7.54	7.40	7.31	7.38	7.40	7.43
Al ₂	0.536	0.435	0.485	0.578	0.457	0.604	0.693	0.620	0.601	0.574
Al _Y	0.219	0.196	0.137	0.199	0.240	0.219	0.201	0.223	0.182	0.205
Cr _Y	0.005	0.003	0.008	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti _Y	0.050	0.046	0.049	0.055	0.043	0.066	0.077	0.071	0.070	0.073
Mg _Y	2.90	2.94	3.02	2.89	2.96	2.83	2.80	2.83	2.88	2.88
Fe _Y	1.83	1.76	1.79	1.84	1.76	1.88	1.92	1.88	1.87	1.85
Fe _X	0.005	n.d.	0.017	0.018	0.012	0.025	0.089	0.045	0.061	0.038
Mn _X	0.047	0.112	0.049	0.046	0.058	0.064	0.066	0.056	0.054	0.052
Ca _X	1.94	1.89	1.93	1.94	1.88	1.88	1.84	1.88	1.88	1.89
Na _X	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	0.046	0.028	0.000	0.024	n.d.	0.016
Na _A	0.149	0.119	0.125	0.172	0.111	0.197	0.245	0.197	0.195	0.162
KA	0.073	0.057	0.058	0.077	0.067	0.084	0.093	0.081	0.077	0.077
Total	15.22	15.12	15.18	15.25	15.18	15.28	15.34	15.28	15.27	15.24

Amphiboles des granodiorites (et de leurs enclaves) tardives du batholite de Celorico de Basto.

NUM 193
ECH 1481
FACIES Gdio.td
MASSIF CB

Poids d'oxydes

SiO ₂	52.81
Al ₂ O ₃	1.82
TiO ₂	n.d.
Cr ₂ O ₃	n.d.
FeO	15.50
MnO	0.486
MgO	13.51
CaO	12.22
Na ₂ O	0.279
K ₂ O	0.139
F.	0.475
Cl	n.d.
Total	97.24

Formules structurales

Si	7.80
AlZ	0.204
AlY	0.113
CrY	n.d.
TiY	n.d.
MgY	2.97
FeY	1.91
FeX	n.d.
MnX	0.061
CaX	1.93
NaX	0.006
NaA	0.073
K.	0.026
Total	15.10

Biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo

NUM	L1	L2	L3	L4	L5	L6	L7	L8	L9	L12
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1
FACIES	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn
PARAG	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi

Poids d'oxydes

SiO2	34.92	35.42	35.52	34.14	34.35	35.09	34.88	34.67	35.74	33.85
Al2O3	16.89	15.94	16.44	16.73	17.10	16.36	15.97	16.73	15.81	16.21
TiO2	2.43	3.48	3.75	2.55	3.04	3.25	3.23	3.17	3.48	3.17
Cr2O3	0.053	0.046	n.d.	0.053	0.008	0.061	0.038	0.015	n.d.	0.015
FeO	22.97	22.76	22.95	24.08	23.73	22.73	22.43	22.87	23.06	22.06
MgO	5.90	6.00	5.80	5.48	5.44	5.82	5.78	5.63	6.00	5.92
MnO	0.915	0.801	0.824	0.868	0.916	0.627	0.767	0.935	0.709	0.578
K2O	9.12	9.18	9.41	9.53	9.50	9.52	9.46	9.26	9.42	9.12
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.015	0.028	0.017	0.007	0.007	0.016	0.042	0.017	0.008	0.117
Na2O	0.054	0.105	0.115	0.035	0.012	0.072	0.027	0.045	0.122	0.025
F.	0.510	0.415	0.636	0.424	0.313	0.392	0.431	0.421	0.528	0.384
Cl	0.015	0.016	0.009	0.006	0.019	0.003	0.017	0.021	0.007	0.009
Total	93.79	94.19	95.47	93.91	94.43	93.93	93.07	93.79	94.90	91.46

Formules structurales

Si	5.56	5.61	5.57	5.49	5.46	5.58	5.60	5.53	5.63	5.52
Al4	2.44	2.39	2.43	2.51	2.54	2.42	2.40	2.47	2.37	2.48
Al6	0.730	0.580	0.610	0.660	0.670	0.640	0.620	0.670	0.570	0.640
Ti	0.291	0.415	0.442	0.308	0.363	0.388	0.390	0.381	0.413	0.388
Cr	0.007	0.006	n.d.	0.007	0.001	0.008	0.005	0.002	n.d.	0.002
Fe	3.06	3.01	3.01	3.24	3.16	3.02	3.01	3.05	3.04	3.01
Mg	1.40	1.42	1.35	1.31	1.29	1.38	1.38	1.34	1.41	1.44
Mn	0.123	0.107	0.109	0.118	0.123	0.084	0.104	0.126	0.095	0.080
K.	1.85	1.85	1.88	1.95	1.93	1.93	1.94	1.88	1.89	1.90
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.003	0.005	0.003	0.001	0.001	0.003	0.007	0.003	0.001	0.020
Na	0.017	0.032	0.035	0.011	0.004	0.022	0.008	0.014	0.037	0.008
F.	0.257	0.208	0.315	0.215	0.157	0.197	0.219	0.212	0.263	0.198
Cl	0.004	0.004	0.002	0.002	0.005	0.001	0.005	0.006	0.002	0.002
Total	15.74	15.64	15.76	15.82	15.70	15.67	15.69	15.68	15.72	15.69

Biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo

NUM	L13	L14	L15	L20	L21	L23	L24	L31	L32	L33
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	68A1	52A1	52A1	52A1
FACIES	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGgn	LOGmp	LOGmp	LOGmp
PARAG	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2

Poids d'oxydes

SiO2	35.24	35.12	35.48	34.49	32.03	35.29	35.30	31.32	35.30	34.81
Al2O3	16.99	16.11	16.50	16.89	15.28	16.37	16.86	18.42	17.61	16.89
TiO2	3.26	3.62	3.41	2.60	2.13	4.31	2.79	1.19	2.91	3.53
Cr2O3	0.061	0.038	n.d.	0.068	0.015	0.008	0.038	0.075	n.d.	n.d.
FeO	22.39	22.27	21.54	23.54	22.29	23.19	23.17	22.08	22.05	20.94
MgO	5.85	5.92	5.93	6.46	6.86	5.63	6.00	6.81	5.76	6.59
MnO	0.805	0.634	0.745	0.839	0.655	0.985	0.830	0.649	0.629	0.732
K2O	9.34	9.54	9.76	7.14	5.96	9.71	9.71	3.68	9.46	9.45
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.224	n.d.	n.d.	n.d.	0.132	0.366	0.092
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.050	n.d.	0.082	0.145	0.043	0.047	0.147	0.021	n.d.
Na2O	0.098	0.055	0.065	0.033	0.025	0.083	0.060	0.066	0.018	0.069
F.	0.681	0.371	0.526	0.136	0.106	0.303	0.284	0.059	0.261	0.481
Cl	0.007	0.002	0.011	0.009	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.016	0.011
Total	94.73	93.73	93.96	92.50	85.51	95.93	95.09	84.63	94.41	93.60

Formules structurales

Si	5.55	5.58	5.61	5.13	5.51	5.52	5.51	5.55	5.35	5.55
Al4	2.45	2.42	2.39	2.87	2.49	2.48	2.49	2.45	2.65	2.45
Al6	0.700	0.600	0.690	n.d.	0.690	0.620	0.520	0.670	1.06	0.810
Ti	0.387	0.433	0.406	0.213	0.312	0.276	0.506	0.330	0.152	0.344
Cr	0.008	0.005	n.d.	n.d.	0.009	0.002	0.001	0.005	0.010	n.d.
Fe	2.95	2.96	2.85	2.50	3.15	3.21	3.03	3.05	3.15	2.90
Mg	1.37	1.40	1.40	1.20	1.54	1.76	1.31	1.41	1.73	1.35
Mn	0.107	0.085	0.100	0.065	0.114	0.096	0.130	0.110	0.094	0.084
K.	1.88	1.94	1.97	0.273	1.46	1.31	1.93	1.95	0.802	1.90
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.023
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	0.009	n.d.	3.42	0.014	0.027	0.007	0.008	0.027	0.004
Na	0.030	0.017	0.020	0.042	0.010	0.008	0.025	0.018	0.022	0.005
F.	0.339	0.187	0.263	0.353	0.069	0.058	0.150	0.141	0.032	0.130
Cl	0.002	0.001	0.003	0.002	0.002	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.004
Total	15.77	15.64	15.70	16.07	15.38	15.37	15.61	15.69	15.09	15.55

Biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo

NUM	L34	L35	L40	L143	L145	L146	L147	L148	L158	L108
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	52A1	52A1	52A1	149A1	149A1	149A1	149A1	149A1	149A1	89A1
FACIES	LOGmp	LOGmp	LOGmp	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa
PARAG	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2

Poids d'oxydes

SiO2	34.29	34.89	35.57	34.61	34.28	34.62	34.58	35.43	35.42	35.19
Al2O3	17.98	17.43	16.45	15.30	17.57	17.28	17.35	17.69	16.56	17.39
TiO2	2.58	3.64	2.40	3.23	2.74	2.46	2.98	2.63	2.95	2.86
Cr2O3	n.d.	0.076	n.d.	n.d.	0.023	0.136	n.d.	n.d.	0.046	n.d.
FeO	21.52	22.57	21.86	22.20	23.05	24.11	23.27	23.00	22.38	22.52
MgO	5.08	5.75	6.21	6.87	4.26	4.37	5.40	4.22	5.42	4.73
MnO	0.822	0.716	0.612	0.753	1.23	1.20	0.892	1.07	0.817	0.787
K2O	9.04	9.48	9.28	8.86	8.94	9.37	9.27	8.77	9.49	9.18
BaO	0.050	n.d.	0.050	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.003	0.058	0.005	0.034	n.d.	0.022	0.090	0.109	0.047	0.032
Na2O	0.049	0.053	0.086	0.027	0.060	0.010	0.062	0.074	0.070	0.039
F.	0.170	0.286	0.338	0.989	0.177	0.069	0.616	0.353	0.256	0.385
Cl	0.019	n.d.	0.001	0.015	0.006	0.006	0.011	0.014	0.013	0.008
Total	91.60	94.95	92.85	92.89	92.34	93.67	94.53	93.35	93.47	93.13

Formules structurales

Si	5.51	5.53	5.47	5.67	5.59	5.54	5.54	5.49	5.64	5.89
Al4	2.49	2.47	2.53	2.33	2.41	2.46	2.46	2.51	2.36	2.11
Al6	0.660	0.950	0.690	0.760	0.500	0.890	0.800	0.740	0.960	1.60
Ti	0.421	0.313	0.429	0.287	0.392	0.333	0.297	0.355	0.314	0.181
Cr	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	0.003	0.017	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.77	2.90	2.96	2.92	3.00	3.11	3.23	3.09	3.06	2.68
Mg	1.56	1.22	1.34	1.48	1.65	1.03	1.04	1.28	1.00	0.849
Mn	0.098	0.112	0.095	0.083	0.103	0.168	0.163	0.120	0.144	0.115
K.	1.91	1.86	1.90	1.89	1.82	1.84	1.91	1.88	1.78	1.15
Ba	0.006	0.003	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	0.001	0.010	0.001	0.006	n.d.	0.004	0.015	0.019	0.070
Na	0.021	0.015	0.016	0.027	0.008	0.019	0.003	0.019	0.023	0.013
F.	0.241	0.087	0.142	0.171	0.505	0.090	0.035	0.309	0.178	0.080
Cl	0.003	0.005	n.d.	n.d.	0.004	0.002	0.002	0.003	0.004	0.003
Total	15.69	15.47	15.59	15.62	15.99	15.48	15.50	15.81	15.48	14.74

Biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo

	L109	L110	L111	L112	L113	L114	L115	L122	L141	L142
NUM	L109	L110	L111	L112	L113	L114	L115	L122	L141	L142
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	89A1	89A1	89A1	89A1	89A1	89A1	89A1	89A1	149A1	149A1
FACIES	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa	LOLa
PARAG	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2

Poids d'oxydes

SiO2	34.29	34.21	34.74	35.91	34.86	35.14	34.59	35.54	34.37	34.15
Al2O3	17.47	17.96	17.43	17.91	20.68	17.91	18.31	17.73	18.27	17.39
TiO2	2.92	2.72	2.86	2.35	1.96	2.96	2.92	2.78	2.78	2.97
Cr2O3	0.008	0.030	0.076	0.099	0.023	0.121	n.d.	n.d.	n.d.	0.030
FeO	24.06	23.54	23.03	22.83	20.46	23.14	22.52	22.27	23.38	22.71
MgO	4.83	4.62	5.61	4.99	4.98	4.65	4.61	5.47	4.97	5.30
MnO	0.559	0.711	0.673	0.812	0.477	0.810	0.572	1.06	0.887	0.709
K2O	9.12	9.46	9.69	8.70	5.93	8.61	8.80	9.40	9.45	9.37
BaO	n.d.	n.d.	0.017	0.241	n.d.	0.083	n.d.	0.208	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.021	n.d.	n.d.	0.015	0.024	0.016	n.d.	0.021	n.d.	n.d.
Na2O	0.052	0.021	0.080	0.014	0.056	0.025	0.025	0.027	0.037	0.012
F.	0.560	0.580	0.962	0.815	0.382	0.583	0.328	0.751	0.456	0.621
Cl	0.047	0.063	0.132	0.075	n.d.	0.055	0.003	0.074	0.050	0.055
Total	93.94	93.91	95.30	94.77	89.83	94.09	92.68	95.33	94.64	93.31

Formules structurales

Si	5.64	5.51	5.61	5.48	5.47	5.49	5.64	5.56	5.56	5.52
Al4	2.36	2.49	2.39	2.52	2.53	2.51	2.36	2.44	2.44	2.48
Al6	0.750	0.800	0.880	0.770	0.860	0.740	0.960	1.44	0.900	0.970
Ti	0.353	0.300	0.343	0.351	0.327	0.340	0.278	0.235	0.352	0.351
Cr	0.006	0.003	n.d.	0.001	0.004	0.010	0.012	0.003	0.015	n.d.
Fe	2.98	3.19	3.00	3.22	3.15	3.05	3.00	2.73	3.06	3.01
Mg	1.29	1.16	1.13	1.15	1.10	1.32	1.17	1.18	1.10	1.10
Mn	0.110	0.129	0.106	0.076	0.096	0.090	0.108	0.064	0.109	0.077
K.	1.93	1.93	1.87	1.86	1.93	1.96	1.74	1.21	1.74	1.79
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.015	n.d.	0.005	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.008	n.d.	0.005	0.004	n.d.	n.d.	0.003	0.004	0.003	n.d.
Na	0.022	0.006	0.012	0.016	0.007	0.025	0.004	0.017	0.008	0.008
F.	0.129	0.294	0.194	0.283	0.293	0.481	0.405	0.193	0.292	0.166
Cl	0.004	0.008	0.002	0.013	0.017	0.035	0.020	n.d.	0.015	0.001
Total	15.58	15.82	15.54	15.74	15.78	16.05	15.72	15.08	15.60	15.47

Biotites des adamellites du massif de Lamas de Olo

NUM	L106	L137	L138	L126	L113	L114
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	92A1	92A2	92A2	46A1	89A1	89A1
FACIES	LOG1	LOG1	LOG1	LOGf	LOLa	LOLa
PARAG	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2	Bi+Mus2

Poids d'oxydes

SiO2	34.34	35.41	35.18	34.47	34.86	35.14
Al2O3	17.38	17.10	18.46	18.84	20.68	17.91
TiO2	2.48	2.37	1.98	2.16	1.96	2.96
Cr2O3	0.023	n.d.	0.015	n.d.	0.023	0.121
FeO	23.78	23.02	22.53	19.91	20.46	23.14
MgO	4.84	5.10	5.32	7.05	4.98	4.65
MnO	0.949	0.880	0.487	0.839	0.477	0.810
K2O	9.45	9.49	6.56	6.38	5.93	8.61
BaO	n.d.	n.d.	0.150	n.d.	n.d.	0.083
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.027	0.025	0.062	0.024	0.016
Na2O	0.019	0.014	0.065	0.038	0.056	0.025
F.	0.580	1.05	0.928	0.055	0.382	0.583
Cl	0.030	0.022	0.064	0.061	n.d.	0.055
Total	93.88	94.47	91.77	89.85	89.83	94.09

Formules structurales

Si	5.57	5.51	5.63	5.63	5.44	5.48
Al4	2.43	2.49	2.37	2.37	2.56	2.52
Al6	0.840	1.06	0.840	1.11	0.850	0.770
Ti	0.328	0.260	0.284	0.238	0.330	0.358
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.004
Fe	2.92	2.66	3.06	3.01	3.09	3.05
Mg	1.28	1.68	1.21	1.27	1.17	1.27
Mn	0.141	0.114	0.119	0.066	0.119	0.096
K.	1.88	1.30	1.92	1.34	1.91	1.92
Ba	0.013	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.004	0.011	0.005	0.004	n.d.	n.d.
Na	0.008	0.012	0.004	0.020	0.011	0.004
F.	0.372	0.028	0.529	0.470	0.228	0.315
Cl	0.020	0.017	0.006	0.017	0.013	0.015
Total	15.81	15.14	15.98	15.56	15.72	15.80

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

	15	16	17	10	11	7.	12	13	14	18
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi,pl	Bi,pl	Phlo	Phlo	Phlo	Phlo	Phlo
ECH	P313	P313	P313	P313	P313	P313	P313	P313	P313	P313
FACIES	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro	Gabbro
PARAG	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px	Bi+Px
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	36.42	37.62	37.32	35.58	35.17	38.30	38.74	38.88	38.70	40.12
Al2O3	14.51	13.84	14.09	14.52	14.45	15.21	16.30	15.94	16.35	14.72
TiO2	4.89	3.80	4.09	6.21	6.18	0.795	0.190	0.102	0.108	0.773
Cr2O3	0.050	n.d.	0.736	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.192
FeO	13.76	13.81	14.35	14.91	14.90	12.18	9.94	9.70	11.42	8.93
MgO	14.51	15.71	15.02	13.58	13.45	18.48	20.87	20.96	19.27	20.65
MnO	0.089	0.069	0.070	0.055	0.074	0.069	n.d.	n.d.	0.037	n.d.
K2O	9.09	9.38	9.55	9.30	9.14	9.59	9.54	9.86	9.23	9.84
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.024	0.022	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.113	0.109	0.179	0.068	0.062	0.077	0.165	0.256	0.199	0.058
F.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	93.42	94.33	95.40	94.23	93.42	94.72	95.82	95.70	95.32	95.29

Formules structurales

Si	5.68	5.67	5.77	5.40	5.39	5.59	5.63	5.64	5.52	5.65
Al4	2.32	2.33	2.23	2.60	2.61	2.41	2.37	2.36	2.48	2.35
Al6	0.300	0.320	0.150	n.d.	n.d.	0.360	0.350	0.450	0.110	0.100
Ti	0.403	0.088	0.561	0.709	0.712	0.021	0.011	0.012	0.558	0.429
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	n.d.
Fe	2.44	1.51	1.68	1.89	1.91	1.20	1.17	1.39	1.75	1.73
Mg	2.49	4.08	3.08	3.07	3.07	4.49	4.52	4.19	3.28	3.52
Mn	0.028	0.009	0.011	0.007	0.010	n.d.	n.d.	0.005	0.011	0.009
K.	1.87	1.81	1.48	1.80	1.79	1.76	1.82	1.72	1.76	1.80
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.008	0.004	0.004	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.042	0.022	0.022	0.020	0.018	0.046	0.072	0.056	0.033	0.032
F.	0.316	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.024	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	15.92	15.84	14.99	15.5	15.51	15.89	15.89	15.82	15.51	15.62

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

	381	389	390	391	368	369	370	371	416	417
NUM	381	389	390	391	368	369	370	371	416	417
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	156C1	156C1	156C1	156C1	157C1	157C1	157C1	157C1	104B1	104B1
FACIES	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Gdio.Ca	Gdio.Ca
PARAG	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	35.98	36.98	36.43	36.35	36.92	36.41	36.46	36.83	36.95	36.61
Al2O3	15.24	15.26	15.67	15.63	14.50	14.60	14.24	14.67	14.49	14.63
TiO2	3.53	3.17	2.61	2.96	4.56	4.84	4.58	4.38	3.23	3.42
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	18.36	17.80	18.03	18.04	16.96	17.25	16.41	16.64	16.25	16.85
MgO	11.58	12.60	12.69	12.32	12.44	12.26	12.86	12.66	13.21	13.20
MnO	0.201	0.181	0.195	0.186	0.236	0.203	0.231	0.189	0.187	0.189
K2O	9.79	9.75	9.58	9.61	9.58	9.49	9.57	9.57	9.61	9.74
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.007	n.d.	0.001	0.004	0.051	0.031	0.083	0.043	0.057	0.010
Na2O	0.173	0.165	0.170	0.150	0.133	0.141	0.166	0.132	0.092	0.122
F.	0.354	0.472	0.520	0.568	0.018	0.260	0.238	0.173	0.587	0.518
Cl	0.091	0.044	0.056	0.053	0.144	0.157	0.140	0.143	0.096	0.122
Total	95.31	96.42	95.94	95.86	95.55	95.64	94.97	95.42	94.76	95.41

Formules structurales

Si	5.57	5.80	5.52	5.58	5.53	5.53	5.61	5.58	5.52	5.55
Al4	2.43	2.20	2.48	2.42	2.47	2.47	2.39	2.42	2.48	2.45
Al6	0.050	0.310	0.270	0.290	0.330	0.330	0.580	0.160	0.130	0.110
Ti	0.459	0.084	0.408	0.359	0.298	0.338	0.304	0.518	0.552	0.524
Cr	0.087	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	1.79	1.08	2.36	2.24	2.29	2.29	2.06	2.14	2.19	2.09
Mg	3.35	4.45	2.65	2.83	2.87	2.79	2.71	2.80	2.77	2.92
Mn	0.009	n.d.	0.026	0.023	0.025	0.024	0.021	0.030	0.026	0.030
K.	1.82	1.81	1.92	1.87	1.85	1.86	1.81	1.85	1.84	1.86
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.009	0.008	0.005	0.014
Na	0.052	0.016	0.051	0.048	0.050	0.044	0.035	0.039	0.041	0.049
F.	n.d.	n.d.	0.172	0.225	0.250	0.273	0.157	0.009	0.125	0.115
Cl	n.d.	n.d.	0.024	0.011	0.014	0.014	0.015	0.037	0.040	0.036
Total	15.62	15.77	15.88	15.90	15.98	15.96	15.70	15.59	15.72	15.75

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	418	420	421	101	102	106	109	110	111	112
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	104B1	104B1	104B1	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2
FACIES	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
PARAG	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	35.83	36.88	36.12	36.48	35.68	36.08	36.41	35.79	36.14	36.45
Al2O3	15.30	14.28	14.67	14.86	14.69	14.94	15.39	14.70	14.76	14.76
TiO2	3.30	4.04	4.28	3.26	3.80	4.06	3.95	3.75	3.60	7.24
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	17.45	16.77	17.33	19.07	19.11	20.38	20.98	19.42	19.45	19.52
MgO	12.40	13.00	12.27	10.29	9.84	9.42	9.30	10.05	10.23	10.06
MnO	0.235	0.196	0.209	n.d.	0.260	0.344	0.232	0.235	0.232	0.234
K2O	9.75	9.79	9.68	9.53	9.55	9.59	9.46	9.50	9.43	9.46
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.002	0.010	0.009	n.d.	0.008	0.028	n.d.	0.027	0.026	0.031
Na2O	0.147	0.108	0.114	0.124	0.101	0.112	0.097	0.130	0.126	0.125
F.	0.608	0.604	0.326	0.718	0.582	0.477	0.394	0.564	0.630	0.387
Cl	0.142	0.117	0.115	0.048	0.084	0.086	0.074	0.093	0.076	0.074
Total	95.17	95.80	95.13	94.38	93.70	95.52	96.29	94.26	94.70	98.34

Formules structurales

Si	5.57	5.70	5.68	5.67	5.60	5.70	5.66	5.67	5.66	5.65
Al4	2.43	2.30	2.32	2.33	2.40	2.30	2.34	2.33	2.34	2.35
Al6	0.190	0.340	0.300	0.270	0.290	0.320	0.220	0.230	0.230	0.210
Ti	0.498	0.378	0.403	0.362	0.374	0.352	0.447	0.420	0.411	0.440
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.11	2.39	2.44	2.51	2.72	2.58	2.45	2.45	2.48	2.49
Mg	2.86	2.51	2.49	2.53	2.30	2.40	2.52	2.60	2.53	2.50
Mn	0.024	0.028	0.028	0.024	0.022	0.031	0.028	n.d.	0.029	0.028
K.	1.85	1.86	1.87	1.91	1.88	1.89	1.86	1.85	1.87	1.87
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.007	0.002	0.008	0.002	0.003	0.001	0.004	0.005	0.002	0.003
Na	0.039	0.037	0.042	0.032	0.024	0.029	0.032	0.037	0.036	0.038
F.	0.083	n.d.	0.316	0.249	0.094	0.212	0.318	0.333	0.237	0.204
Cl	0.037	0.021	0.024	0.022	0.024	0.028	0.025	0.025	0.023	0.026
Total	15.70	15.57	15.92	15.91	15.73	15.84	15.90	15.95	15.85	15.81

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	113	114	115	116	117	118	119	120	129	131
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	15B2	14A2	14A2
FACIES	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
PARAG	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	35.90	35.59	36.51	36.19	36.27	36.30	36.37	36.64	37.02	37.14
Al2O3	14.71	14.41	14.54	14.84	14.58	14.44	14.60	14.67	14.56	14.52
TiO2	3.68	3.97	4.08	4.03	3.86	3.70	6.71	6.79	3.26	3.51
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	19.16	19.49	19.72	20.19	19.95	18.89	19.21	19.75	18.54	19.08
MgO	10.04	10.09	10.29	10.12	10.13	10.61	10.50	10.56	10.93	10.93
MnO	0.393	0.124	0.281	0.301	n.d.	0.253	0.224	0.247	0.218	0.217
K2O	9.33	9.44	9.59	9.70	9.67	9.48	9.40	9.48	9.49	9.58
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.039	0.017	0.002	0.006	n.d.	0.005	0.039	0.028	0.015	0.046
Na2O	0.140	0.131	0.141	0.113	0.118	0.118	0.116	0.149	0.124	0.142
F.	0.973	0.760	0.688	0.749	0.816	0.604	0.764	0.432	n.d.	0.653
Cl	0.030	0.066	0.072	0.079	0.061	0.108	0.086	0.089	0.082	0.094
Total	94.40	94.09	95.91	96.32	95.46	94.51	98.02	98.84	94.24	95.91

Formules structurales

Si	5.66	5.69	5.70	5.65	5.65	5.59	5.64	5.67	5.66	5.61
Al4	2.34	2.31	2.30	2.35	2.35	2.41	2.36	2.33	2.34	2.39
Al6	0.390	0.180	0.220	0.270	0.180	0.120	0.160	0.160	0.200	0.190
Ti	0.269	0.470	0.375	0.427	0.485	0.530	0.489	0.444	0.452	0.463
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.80	2.49	2.51	2.68	2.66	2.72	2.65	2.64	2.71	2.76
Mg	2.27	2.51	2.60	2.25	2.34	2.26	2.32	2.41	2.28	2.25
Mn	0.022	0.029	0.032	0.023	n.d.	0.036	0.036	0.034	0.036	0.023
K.	1.86	1.83	1.84	1.88	1.86	1.85	1.88	1.89	1.87	1.86
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.035	0.033	n.d.	0.025	0.035	0.032	0.032	0.040	0.025	0.031
F.	n.d.	0.276	n.d.	0.241	0.292	0.300	0.238	0.255	0.234	0.199
Cl	0.028	0.034	0.021	0.025	0.030	0.036	0.020	0.029	0.015	0.020
Total	15.67	15.85	15.60	15.82	15.88	15.88	15.83	15.90	15.82	15.80

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	137	144	145	151	152	153	154	160	162	174
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2
FACIES	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
PARAG	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	36.97	36.53	36.90	36.91	36.93	36.80	36.50	36.05	36.96	37.01
Al2O3	14.41	14.90	14.39	14.16	14.14	14.17	14.05	14.77	13.70	13.88
TiO2	3.14	3.24	3.03	3.88	3.64	3.55	3.78	2.28	4.06	3.24
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	19.57	21.22	20.01	19.12	19.09	19.25	19.26	21.35	19.31	19.52
MgO	11.05	10.08	10.43	11.05	11.35	11.03	10.86	9.70	10.95	11.34
MnO	0.188	0.171	0.238	0.219	n.d.	0.224	0.212	0.164	0.222	0.245
K2O	9.74	9.62	9.59	9.50	9.44	9.51	9.49	9.30	9.30	9.38
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.011	0.016	0.008	0.026	0.032	0.011	0.018	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.107	0.082	0.098	0.109	0.126	0.122	0.128	0.115	0.110	n.d.
F.	0.513	0.194	0.434	0.657	0.687	0.487	0.417	n.d.	0.567	n.d.
Cl	0.085	0.091	0.107	0.098	0.096	0.088	0.099	0.105	0.132	0.081
Total	95.78	96.14	95.24	95.73	95.53	95.24	94.81	93.83	95.31	94.70

Formules structurales

Si	5.62	5.64	5.60	5.57	5.58	5.61	5.65	5.67	5.61	5.66
Al4	2.38	2.36	2.40	2.43	2.42	2.39	2.35	2.33	2.39	2.34
Al6	0.170	0.290	0.190	0.110	0.210	0.210	0.250	0.260	0.230	0.240
Ti	0.469	0.377	0.426	0.480	0.480	0.511	0.369	0.305	0.450	0.426
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.76	2.59	2.65	2.63	2.60	2.55	2.32	2.34	2.45	2.46
Mg	2.27	2.38	2.39	2.41	2.31	2.29	2.79	2.83	2.52	2.50
Mn	0.026	0.037	0.031	0.036	0.032	0.032	n.d.	0.030	0.034	0.036
K.	1.84	1.96	1.96	1.94	1.93	1.94	1.89	1.90	1.89	1.88
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	0.002	0.027	0.003	0.007	n.d.	n.d.	0.002	0.002
Na	0.017	0.029	0.037	0.036	0.037	0.045	0.030	0.036	0.039	0.032
F.	n.d.	0.362	0.307	0.265	0.244	0.277	0.397	0.394	0.267	0.304
Cl	0.028	0.032	0.030	0.027	0.043	0.044	0.030	0.029	0.025	0.036
Total	15.58	16.06	16.02	15.96	15.89	15.91	16.08	16.12	15.91	15.92

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

	179	189	190	191	192	205	206	207
NUM	179	189	190	191	192	205	206	207
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	14B1	14B1	14B1	14B1	14B1	14B1	14B1	14B1
FACIES	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
PARAG	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb	Bi+Hb
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO ₂	36.78	36.80	36.36	37.03	36.99	36.98	36.18	36.17
Al ₂ O ₃	14.50	13.99	13.96	14.00	13.79	14.08	14.09	13.94
TiO ₂	3.70	4.20	4.58	4.27	3.85	3.93	3.97	4.01
Cr ₂ O ₃	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	20.88	20.75	21.19	20.80	20.57	21.19	21.30	21.24
MgO	9.84	10.22	9.87	10.20	10.54	10.01	9.71	9.78
MnO	0.176	n.d.	0.275	0.278	0.265	0.277	0.174	0.196
K ₂ O	9.61	9.49	9.45	9.67	9.67	9.58	9.40	9.25
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb ₂ O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na ₂ O	0.083	0.117	0.107	0.107	0.135	0.085	0.103	0.057
F.	0.496	0.602	0.617	0.493	0.526	0.484	0.406	n.d.
Cl	0.097	0.115	0.138	0.079	0.113	0.056	0.077	0.105
Total	96.16	96.28	96.55	96.93	96.45	96.67	95.41	94.75

Formules structurales

Si	5.64	5.59	5.63	5.64	5.57	5.50	5.59	5.52
Al ₄	2.36	2.41	2.37	2.36	2.43	2.50	2.41	2.48
Al ₆	0.270	0.210	0.280	0.250	0.200	0.270	0.140	0.160
Ti	0.427	0.469	0.362	0.371	0.391	0.381	0.461	0.492
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.43	2.53	2.50	2.07	2.15	2.24	2.13	2.22
Mg	2.52	2.42	2.57	3.01	3.00	2.84	2.94	2.80
Mn	0.027	0.031	0.023	0.024	0.024	0.031	0.025	0.027
K.	1.87	1.88	1.89	1.87	1.89	1.91	1.89	1.89
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	0.005	n.d.	0.009	0.002	n.d.	0.002	0.001
Na	0.035	0.039	0.040	0.027	0.036	0.044	0.032	0.034
F.	0.385	0.371	0.235	0.283	0.249	0.295	0.290	0.158
Cl	0.030	0.031	0.024	0.025	0.031	0.037	0.030	0.030
Total	15.99	15.99	15.92	15.94	15.97	16.05	15.94	15.81

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	397	398	399	402	403	214	215	216	223	367
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi-Chl
ECH	112A1	112A1	112A1	112A1	112A1	17A1	17A1	17A1	17A1	17A1
FACIES	G2	G2	G2	G2	G2	Gfin.La	Gfin.La	Gfin.La	Gfin.La	Gfin.La
PARAG	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	34.56	34.34	34.37	34.30	34.75	33.47	33.77	33.83	34.00	34.31
Al2O3	18.73	19.08	19.14	19.24	18.96	21.37	21.41	21.53	20.99	21.32
TiO2	2.86	2.20	2.92	3.55	3.46	1.28	1.39	1.45	1.89	1.36
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	21.73	21.95	21.73	21.65	21.40	26.84	26.65	26.03	26.56	26.17
MgO	7.37	7.12	6.93	6.52	6.63	1.91	1.97	1.93	1.94	1.93
MnO	0.250	0.280	0.275	0.312	0.270	0.636	0.615	0.611	0.424	0.366
K2O	10.08	9.92	9.80	9.98	9.96	9.47	9.43	9.36	9.41	4.81
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	n.d.
Na2O	0.120	0.135	0.135	0.122	0.135	0.103	0.129	0.077	0.090	n.d.
F.	1.14	1.29	1.25	1.01	1.23	0.878	1.18	n.d.	0.975	0.821
Cl	0.036	0.053	0.044	0.053	0.060	0.062	0.061	0.075	0.090	n.d.
Total	96.87	96.38	96.61	96.75	96.86	96.02	96.61	94.89	96.39	91.09

Formules structurales

Si	5.34	5.34	5.32	5.29	5.36	5.31	5.33	5.35	5.36	5.53
Al4	2.66	2.66	2.68	2.71	2.64	2.69	2.67	2.65	2.64	2.47
Al6	0.750	0.840	0.810	0.790	0.810	1.31	1.31	1.36	1.26	1.58
Ti	0.332	0.257	0.340	0.412	0.401	0.153	0.165	0.172	0.224	0.165
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.81	2.86	2.81	2.79	2.76	3.56	3.52	3.44	3.50	3.53
Mg	1.70	1.65	1.60	1.50	1.52	0.452	0.464	0.455	0.456	0.464
Mn	0.033	0.037	0.036	0.041	0.035	0.085	0.082	0.082	0.057	0.050
K.	1.99	1.97	1.94	1.97	1.96	1.92	1.90	1.89	1.89	0.989
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.
Na	0.036	0.041	0.041	0.037	0.040	0.032	0.039	0.024	0.028	n.d.
F.	0.558	0.635	0.613	0.495	0.600	0.441	0.589	n.d.	0.486	0.418
Cl	0.009	0.014	0.012	0.014	0.016	0.017	0.016	0.020	0.024	n.d.
Total	16.22	16.30	16.20	16.05	16.14	15.97	16.09	15.44	15.93	15.20

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

	314	327	328	329	330	331	335	336	337	338
NUM	314	327	328	329	330	331	335	336	337	338
MIN	Bi	Bi	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi-Chl-FBi-Chl	FBi-Chl	Bi-Chl
ECH	16A1	16A1	16A1Chl	16A1Chl	16A1Chl	16A1Chl	16A1	16A1	16A1Chl	16A1Chl
FACIES	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm
PARAG	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	35.19	34.04	34.94	34.08	33.86	33.94	46.25	46.29	34.42	33.46
Al2O3	20.26	18.96	20.34	19.52	20.52	20.22	35.33	35.46	19.32	18.89
TiO2	3.07	3.17	2.22	2.96	2.15	2.31	0.469	0.553	2.93	2.10
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	23.59	25.91	23.28	23.94	24.50	24.38	1.61	1.64	24.32	23.10
MgO	4.37	3.95	4.31	4.43	4.66	4.65	0.796	0.780	4.27	4.17
MnO	0.441	0.475	0.431	0.373	0.458	0.475	0.138	n.d.	0.381	0.413
K2O	8.89	8.58	6.92	6.40	5.47	5.95	7.18	6.86	6.52	6.56
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.117	0.128	0.113	0.107	0.111	0.111	0.571	0.671	0.080	n.d.
F.	0.973	0.985	1.05	1.01	0.757	0.979	0.635	0.514	1.15	1.10
Cl	0.087	n.d.	0.116	0.082	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.101
Total	96.99	96.20	93.72	92.90	92.49	93.02	92.98	92.77	93.39	89.89

Formules structurales

Si	5.38	5.35	5.49	5.42	5.37	5.38	6.22	6.22	5.46	5.51
Al4	2.62	2.65	2.51	2.58	2.63	2.62	1.78	1.78	2.54	2.49
Al6	1.03	0.860	1.26	1.08	1.21	1.16	3.82	3.84	1.07	1.18
Ti	0.353	0.375	0.262	0.354	0.257	0.275	0.047	0.056	0.350	0.260
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	3.02	3.41	3.06	3.19	3.25	3.23	0.181	0.184	3.23	3.18
Mg	0.997	0.926	1.01	1.05	1.10	1.10	0.160	0.156	1.01	1.02
Mn	0.144	0.063	0.057	0.050	0.062	0.064	0.016	n.d.	0.051	0.058
K.	1.74	1.72	1.39	1.30	1.11	1.20	1.23	1.18	1.32	1.38
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.035	0.039	0.034	0.033	0.034	0.034	0.149	0.175	0.025	n.d.
F.	0.471	0.490	0.522	0.508	0.380	0.491	0.270	0.219	0.577	0.573
Cl	0.023	n.d.	0.031	0.022	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.028
Total	15.81	15.88	15.63	15.59	15.40	15.55	13.87	13.81	15.63	15.68

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	339	354	357	405	406	409	410	501	509	510
MIN	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi-Chl	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi
ECH	16A1Chl	16A1	16A1	105A1	105A1	105A1	105A1	160A1	163A1	163A1
FACIES	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	SEIX	SEIX	SEIX
PARAG	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	33.42	33.80	33.64	34.71	34.17	34.74	34.54	35.03	35.32	35.01
Al2O3	18.44	19.61	18.94	16.65	17.06	17.09	17.52	19.47	19.40	19.56
TiO2	3.28	2.67	3.14	3.41	3.42	3.27	3.14	2.31	2.17	2.27
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	23.23	22.23	22.83	21.20	22.31	21.81	22.08	21.50	20.00	20.45
MgO	4.37	4.21	4.45	8.30	7.96	8.02	8.14	6.66	8.31	7.93
MnO	0.332	0.335	0.382	0.250	0.237	0.368	0.304	0.193	0.291	0.337
K2O	6.86	5.69	6.23	9.71	9.74	9.71	9.77	8.86	10.08	10.01
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	0.005	0.008	0.003	0.007	0.026	n.d.	n.d.
Na2O	n.d.	n.d.	n.d.	0.155	0.138	0.125	0.133	0.091	0.101	0.148
F.	1.13	1.12	1.01	0.440	0.476	0.616	0.992	0.660	0.902	0.981
Cl	0.090	n.d.	0.099	0.061	0.049	0.064	0.053	0.057	0.049	0.033
Total	91.15	89.66	90.72	94.89	95.56	95.81	96.68	94.85	96.62	96.74

Formules structurales

Si	5.45	5.51	5.46	5.43	5.34	5.40	5.35	5.43	5.39	5.36
Al4	2.55	2.49	2.54	2.57	2.66	2.60	2.65	2.57	2.61	2.64
Al6	0.990	1.27	1.08	0.500	0.480	0.530	0.550	0.990	0.880	0.890
Ti	0.402	0.327	0.383	0.401	0.402	0.383	0.366	0.269	0.249	0.261
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	3.17	3.03	3.10	2.77	2.92	2.84	2.86	2.79	2.55	2.62
Mg	1.06	1.02	1.08	1.94	1.85	1.86	1.88	1.54	1.89	1.81
Mn	0.046	0.046	0.053	0.033	0.031	0.048	0.040	0.025	0.038	0.044
K.	1.43	1.18	1.29	1.94	1.94	1.93	1.93	1.75	1.96	1.95
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	0.001	0.001	0.004	n.d.	n.d.
Na	n.d.	n.d.	n.d.	0.047	0.042	0.038	0.040	0.027	0.030	0.044
F.	0.582	0.577	0.519	0.218	0.235	0.303	0.486	0.324	0.436	0.475
Cl	0.025	n.d.	0.027	0.016	0.013	0.017	0.014	0.015	0.013	0.009
Total	15.70	15.45	15.53	15.87	15.91	15.95	16.17	15.73	16.05	16.10

Biotites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	518	519	525	528	459
MIN	Bi	Bi	Bi	Bi	Bi-Chl
ECH	163A1	163A1	163A1	163A1	26A1
FACIES	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	OUTE
PARAG	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus	Bi+Mus
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	35.21	35.25	35.06	35.11	34.84
Al2O3	19.22	19.04	18.73	18.86	39.99
TiO2	1.82	3.14	2.97	2.65	0.001
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	20.37	20.40	20.92	20.42	6.17
MgO	7.56	7.41	7.55	8.27	1.06
MnO	0.300	0.341	0.247	0.232	0.009
K2O	9.74	9.89	9.96	9.89	0.497
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.002	n.d.	n.d.	0.011	0.173
Na2O	0.136	0.102	0.112	0.127	0.112
F.	1.01	0.809	1.18	0.975	0.214
Cl	0.027	0.037	0.027	0.034	0.019
Total	95.41	96.41	96.76	96.57	83.09

Formules structurales

Si	5.45	5.40	5.39	5.38	5.19
Al4	2.55	2.60	2.61	2.62	2.81
Al6	0.960	0.840	0.780	0.790	4.21
Ti	0.212	0.361	0.344	0.305	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	2.64	2.61	2.69	2.62	0.768
Mg	1.75	1.69	1.73	1.89	0.236
Mn	0.039	0.044	0.032	0.030	0.001
K.	1.92	1.93	1.95	1.93	0.094
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.028
Na	0.041	0.030	0.033	0.038	0.032
F.	0.494	0.392	0.574	0.472	0.101
Cl	0.007	0.010	0.007	0.009	0.005
Total	16.06	15.91	16.14	16.09	13.48

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	313	315	316	317	318	319	356	218	219	358
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	HyMus	Mus	Mus	HyMus
ECH	15B1	16A1	16A1	16A1	16A1	16A1	16A1	17A1	17A1	17A1
FACIES	Gdio.Ca	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.Qm	Gfin.La	Gfin.La	Gfin.La
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	45.40	48.04	47.95	46.57	46.53	45.88	46.77	46.10	46.04	46.02
Al2O3	36.45	32.24	32.41	35.65	36.12	36.05	33.40	36.05	36.32	36.41
TiO2	n.d.	n.d.	n.d.	0.554	2.30	0.554	n.d.	0.231	0.149	n.d.
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.92	2.77	2.74	1.61	1.72	1.47	2.17	1.77	1.84	1.78
MgO	0.290	1.65	1.62	0.669	0.637	0.533	1.29	0.402	0.419	0.394
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.051	n.d.
K2O	9.65	9.98	10.28	9.58	9.36	9.21	6.83	10.02	9.91	5.60
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.467	0.150	0.142	0.494	0.748	0.772	0.279	0.530	0.748	0.762
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.231	0.841	0.957	0.523	0.330	0.465	0.784	0.693	0.529	0.683
Cl	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	94.41	95.67	96.10	95.65	97.74	94.93	91.52	95.80	96.01	91.65

Formules structurales

Si	6.09	6.09	6.08	6.09	6.06	6.06	6.11	6.19	6.32	6.11
AL4	1.91	1.91	1.92	1.91	1.94	1.94	1.89	1.81	1.68	1.89
AL6	3.86	3.73	3.73	3.69	3.67	3.75	3.71	3.62	3.47	3.68
Ti	n.d.	0.049	0.064	0.080	0.102	0.055	0.058	0.069	0.065	0.054
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.216	0.127	0.117	0.124	0.135	0.117	0.117	0.163	0.114	0.145
Mg	0.058	0.130	0.116	0.138	0.125	0.118	0.145	0.198	0.385	0.159
Mn	n.d.	0.001	0.003	0.009	0.005	n.d.	0.005	0.007	0.006	0.002
K	1.65	1.85	1.85	1.84	1.81	1.85	1.85	1.81	1.91	1.89
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.122	0.154	0.163	0.161	0.179	0.136	0.134	0.125	0.074	0.130
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F	0.098	0.164	0.074	0.414	0.139	0.137	0.184	0.258	0.352	0.173
Cl	n.d.	0.004	0.003	0.003	0.002	0.003	0.004	0.005	0.003	0.003
Total	14.00	14.21	14.12	14.46	14.17	14.17	14.21	14.26	14.38	14.24
XFe	0.788	0.494	0.502	0.473	0.519	0.498	0.447	0.452	0.228	0.477

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	359	511	516	517	526	529	530	422	423	424
MIN	HyMus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	17A1	163A1	163A1	163A1	163A1	163A1	163A1	25A1	25A1	25A1
FACIES	Gfin.La	Seix.Bi	Seix.Bi	Seix.Bi	Seix.Bi	Seix.Bi	Seix.Bi	Seix.hyd	Seix.hyd	Seix.hyd
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	45.98	45.85	45.48	45.68	45.61	45.71	46.27	46.02	45.41	45.65
Al2O3	36.25	36.01	35.90	35.66	35.81	36.42	35.96	36.22	35.57	35.59
TiO2	n.d.	0.495	0.636	0.794	1.02	0.555	0.584	0.004	0.464	0.667
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.94	1.14	1.05	1.12	1.22	1.05	1.06	1.25	1.29	1.32
MgO	0.410	0.657	0.582	0.694	0.629	0.598	0.738	0.684	0.726	0.772
MnO	n.d.	0.007	0.030	0.076	0.046	n.d.	0.045	n.d.	n.d.	0.036
K2O	5.51	10.94	10.85	10.82	10.70	10.94	10.98	10.93	10.57	12.08
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.919	0.597	0.630	0.624	0.696	0.528	0.524	0.581	0.511	0.716
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.704	0.390	0.175	0.982	0.330	0.327	0.441	0.394	0.004	0.287
Cl	n.d.	0.017	0.014	0.012	0.007	0.012	0.018	0.009	0.011	0.012
Total	91.71	96.10	95.34	96.46	96.06	96.14	96.62	96.10	94.55	97.12

Formules structurales

Si	6.25	6.29	6.36	6.23	6.13	6.16	6.34	6.11	6.10	6.05
AL4	1.75	1.71	1.64	1.77	1.87	1.84	1.66	1.89	1.90	1.95
AL6	3.39	3.08	3.17	3.54	3.67	3.60	3.45	3.78	3.73	3.61
Ti	0.076	0.045	0.050	0.091	0.065	0.087	0.057	n.d.	0.047	0.067
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.168	0.409	0.303	0.132	0.148	0.161	0.146	0.139	0.145	0.146
Mg	0.461	0.745	0.671	0.287	0.155	0.185	0.416	0.135	0.145	0.153
Mn	0.007	0.002	0.004	0.001	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.004
K.	1.92	1.92	1.93	1.86	1.85	1.87	1.89	1.85	1.81	2.04
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.081	0.043	0.054	0.104	0.147	0.127	0.071	0.150	0.133	0.184
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.381	0.330	0.300	0.223	0.155	0.061	0.296	0.165	0.002	0.120
Cl	0.004	0.009	0.006	0.004	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.003
Total	14.49	14.58	14.49	14.24	14.19	14.09	14.33	14.22	14.01	14.33
XFe	0.267	0.354	0.311	0.315	0.488	0.465	0.260	0.507	0.500	0.488

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	428	429	430	435	436	437	438	451	452	453
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	25A1	94A1	94A1	94A1	94A1	94A1	94A1	94D1	94D1	94D1
FACIES	Seix.hyd	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.rBi	Seix.rBi	Seix.rBi
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	47.48	45.60	44.99	45.02	45.24	46.27	45.05	46.63	47.12	45.42
Al2O3	31.82	36.11	35.59	35.49	35.85	34.51	35.90	34.70	32.57	35.17
TiO2	0.263	0.603	0.741	0.001	0.063	0.724	0.029	0.688	0.645	0.532
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.83	2.04	2.22	2.58	2.33	1.10	1.99	1.47	1.01	1.29
MgO	2.40	0.443	0.467	0.546	0.519	1.03	0.436	1.00	1.93	0.795
MnO	0.056	0.051	0.042	0.044	0.034	0.053	0.044	0.058	0.057	0.019
K2O	11.24	10.81	10.64	10.59	10.74	10.69	10.63	10.70	11.13	11.03
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	n.d.	n.d.	0.002	n.d.
Na2O	0.211	0.522	0.680	0.695	0.625	0.398	0.748	0.487	0.283	0.500
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.806	0.387	0.491	0.503	0.381	0.355	0.392	0.614	0.829	0.408
Cl	0.013	0.005	0.016	0.005	n.d.	0.005	0.009	0.023	0.012	0.013
Total	96.10	96.57	95.88	95.46	95.78	95.15	95.23	96.37	95.59	95.18

Formules structurales

Si	6.36	6.05	6.03	6.07	6.06	6.19	6.06	6.09	6.09	6.09
Al4	1.64	1.95	1.97	1.93	1.94	1.81	1.94	1.91	1.91	1.91
Al6	3.39	3.70	3.65	3.71	3.72	3.63	3.76	3.68	3.53	3.77
Ti	0.027	0.060	0.075	n.d.	0.006	0.073	0.003	0.016	0.054	0.036
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.205	0.226	0.249	0.291	0.261	0.123	0.224	0.284	0.386	0.189
Mg	0.479	0.088	0.093	0.110	0.104	0.206	0.087	0.133	0.185	0.073
Mn	0.006	0.006	0.005	0.005	0.004	0.006	0.005	0.003	0.001	0.006
K.	1.92	1.83	1.82	1.82	1.84	1.83	1.82	1.85	1.80	1.77
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.055	0.134	0.177	0.182	0.162	0.103	0.195	0.141	0.161	0.154
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.342	0.162	0.208	0.214	0.161	0.150	0.167	0.203	0.425	0.120
Cl	0.003	0.001	0.004	0.001	n.d.	0.001	0.002	n.d.	0.005	0.003
Total	14.43	14.21	14.28	14.33	14.26	14.12	14.26	14.31	14.55	14.12
XFe	0.300	0.720	0.728	0.726	0.715	0.374	0.720	0.681	0.676	0.721

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	454	447	448	449	450	503	504	505	506	507
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	94D1	97A1	97A1	97A1	97A1	160A2	160A2	160A2	160A2	160A2
FACIES	Seix.rBi	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.apo	Seix.gr	Seix.gr	Seix.gr	Seix.gr	Seix.gr
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	46.53	45.13	44.70	45.41	44.93	46.12	46.50	46.89	45.78	46.21
Al2O3	32.44	35.13	33.83	35.97	37.05	29.82	29.87	33.90	35.05	34.57
TiO2	0.748	0.154	0.524	0.357	0.633	0.439	0.490	0.913	0.644	0.865
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.50	2.51	3.39	1.69	1.30	3.58	2.65	1.19	1.32	1.44
MgO	2.30	0.659	0.912	0.366	0.230	3.66	3.29	1.45	0.776	0.932
MnO	0.063	0.024	0.005	0.057	0.011	0.020	0.033	0.011	0.005	0.005
K2O	11.20	10.75	10.36	10.35	10.75	11.04	11.09	11.00	10.81	10.96
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.002	0.003	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002
Na2O	0.311	0.540	0.609	0.592	0.561	0.164	0.204	0.404	0.566	0.492
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.897	0.475	0.985	0.283	0.270	0.765	0.695	0.530	0.366	0.145
Cl	0.019	n.d.	0.021	0.012	0.013	0.038	0.024	0.018	0.008	0.011
Total	96.01	95.38	95.34	95.10	95.75	95.65	94.85	96.30	95.33	95.64

Formules structurales

Si	5.99	6.14	6.11	6.22	6.22	6.43	6.41	6.17	6.04	6.12
Al4	2.01	1.86	1.89	1.78	1.78	1.57	1.59	1.83	1.96	1.88
Al6	3.81	3.74	3.79	4.02	4.00	3.52	3.52	3.74	3.57	3.79
Ti	0.063	0.023	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.055	0.225	0.056
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.144	0.197	0.204	0.201	0.219	0.310	0.306	0.179	0.187	0.164
Mg	0.046	0.080	0.083	0.079	0.083	0.329	0.323	0.132	0.123	0.106
Mn	0.001	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
K.	1.83	1.70	1.68	0.965	0.951	1.70	1.75	1.62	1.55	1.57
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.145	0.137	0.192	0.200	0.241	0.039	0.037	0.127	0.188	0.200
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.114	0.292	0.222	0.292	0.301	0.356	0.405	0.219	0.135	0.196
Cl	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	14.16	14.17	14.19	13.76	13.79	14.25	14.34	14.07	13.98	14.08
XFe	0.758	0.711	0.711	0.718	0.725	0.485	0.486	0.576	0.603	0.607

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	508	455	456	460	463	464	465	469	470	474
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	160A2	26A1	26A1	26A1	26A1	2681	2681	2681	2681	26C1
FACIES	Seix.gr	Oute.rBi	Oute.rBi	Oute.rBi	Oute.rBi	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	47.51	44.40	44.92	44.76	44.66	44.89	44.38	44.74	45.01	44.63
Al2O3	32.46	37.27	37.77	36.49	37.85	35.29	34.95	35.57	35.75	36.00
TiO2	0.568	0.286	0.001	0.733	0.001	0.468	0.939	0.720	0.830	0.001
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.31	1.35	1.06	1.36	1.01	2.25	2.31	1.94	1.84	1.65
MgO	2.09	0.288	0.239	0.308	0.263	0.638	0.648	0.556	0.575	0.297
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.016	0.053	0.089	0.067	0.016	0.007
K2O	11.10	10.73	10.57	10.47	10.80	10.81	10.39	10.51	10.22	10.29
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	0.038	0.007	n.d.	n.d.	0.018	n.d.	n.d.	0.006	0.041
Na2O	0.275	0.610	0.793	0.766	0.525	0.415	0.475	0.565	0.781	0.543
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.702	0.365	0.341	0.857	0.190	0.232	0.085	0.425	0.213	0.004
Cl	0.009	0.013	0.016	0.010	0.012	0.011	0.004	0.003	0.008	0.031
Total	96.02	95.34	95.71	95.78	95.33	95.07	94.27	95.09	95.25	93.50

Formules structurales

Si	6.39	5.95	5.98	6.00	5.96	6.06	6.03	6.03	6.03	6.07
AL4	1.61	2.05	2.02	2.00	2.04	1.94	1.97	1.97	1.97	1.93
AL6	3.77	3.84	3.90	3.76	3.91	3.67	3.62	3.68	3.68	3.84
Ti	n.d.	0.029	n.d.	0.074	n.d.	0.047	0.096	0.073	0.084	n.d.
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.248	0.151	0.117	0.153	0.113	0.254	0.262	0.219	0.207	0.187
Mg	0.263	0.058	0.047	0.062	0.052	0.128	0.131	0.112	0.115	0.060
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002	0.006	0.010	0.008	0.002	0.001
K.	1.19	1.83	1.79	1.79	1.84	1.86	1.80	1.81	1.75	1.78
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	0.005	0.001	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.001	0.006
Na	0.074	0.159	0.205	0.199	0.136	0.109	0.125	0.148	0.203	0.143
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.339	0.155	0.143	0.363	0.080	0.099	0.037	0.181	0.090	0.002
Cl	n.d.	0.003	0.004	0.002	0.003	0.003	0.001	0.001	0.002	0.007
Total	13.88	14.23	14.21	14.40	14.14	14.18	14.08	14.23	14.13	14.03
XFe	0.485	0.722	0.713	0.712	0.685	0.665	0.667	0.662	0.643	0.757

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	475	476	477	481	482	486	487	488	489	490
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	26C1	26C1	26C1	26C1	26C1	26C1	26C1	26D1	26D1	26D1
FACIES	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute	Oute
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	44.49	43.99	44.69	43.93	44.17	44.36	44.89	44.36	44.71	44.37
Al2O3	35.97	35.63	35.93	35.72	35.22	36.88	35.79	35.92	35.82	35.61
TiO2	0.974	0.836	0.018	0.550	0.675	0.001	0.001	0.276	0.242	0.310
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
FeO	1.54	1.51	1.80	1.66	1.82	1.28	2.13	1.68	1.55	1.86
MgO	0.244	0.258	0.248	0.330	0.420	n.d.	0.127	0.325	0.419	0.415
MnO	0.041	0.033	0.059	0.022	0.023	0.051	0.093	0.025	0.036	0.018
K2O	10.31	10.01	10.48	10.40	10.29	10.72	10.92	10.43	10.02	10.24
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	0.026	n.d.	0.016	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na2O	0.683	0.803	0.544	0.626	0.709	0.439	0.370	0.597	0.843	0.647
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.117	0.194	0.227	0.004	0.154	0.004	0.087	0.121	0.259	0.004
Cl	0.019	0.026	0.022	0.014	0.010	0.013	0.011	0.008	0.006	0.017
Total	94.41	93.29	94.04	93.26	93.49	93.75	94.42	93.74	93.89	93.49

Formules structurales

Si	6.01	6.01	6.07	6.00	6.03	6.01	6.08	6.03	6.06	6.04
AL4	1.99	1.99	1.93	2.00	1.97	1.99	1.92	1.97	1.94	1.96
AL6	3.73	3.75	3.82	3.75	3.70	3.90	3.79	3.79	3.78	3.76
Ti	0.099	0.086	0.002	0.057	0.069	n.d.	n.d.	0.028	0.025	0.032
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Fe	0.174	0.172	0.205	0.190	0.208	0.145	0.241	0.191	0.175	0.212
Mg	0.049	0.053	0.050	0.067	0.086	n.d.	0.026	0.066	0.085	0.084
Mn	0.005	0.004	0.007	0.003	0.003	0.006	0.011	0.003	0.004	0.002
K.	1.78	1.74	1.82	1.81	1.79	1.85	1.89	1.81	1.73	1.78
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.004	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Na	0.179	0.213	0.143	0.166	0.188	0.115	0.097	0.157	0.222	0.171
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.050	0.084	0.097	0.002	0.067	0.002	0.037	0.052	0.111	0.002
Cl	0.004	0.006	0.005	0.003	0.002	0.003	0.003	0.002	0.001	0.004
Total	14.07	14.11	14.15	14.05	14.11	14.02	14.09	14.10	14.13	14.05
XFe	0.780	0.764	0.804	0.739	0.707	1.00	0.903	0.743	0.673	0.716

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	491	585	586	588	589	609	610	611	615	617
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	26D1	98A1	98A1	98A1	98A1	98A1	98A1	98A1	98B1	98B1
FACIES	Oute	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	44.33	44.36	44.90	44.89	44.58	44.41	44.87	45.27	45.47	45.33
Al2O3	36.33	37.90	36.97	36.80	35.25	37.04	37.67	38.05	37.91	37.46
TiO2	0.836	0.341	0.592	0.508	0.735	0.380	0.380	0.474	0.337	0.034
Cr2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.173	0.114	0.012	0.020
FeO	1.57	0.350	0.562	0.613	1.04	0.659	0.712	0.617	0.724	1.31
MgO	0.303	0.105	0.275	0.345	0.579	0.434	0.306	0.319	0.155	0.195
MnO	0.047	0.019	0.018	n.d.	n.d.	n.d.	0.071	n.d.	0.096	0.066
K2O	10.55	11.40	11.22	11.24	11.04	10.17	10.72	10.39	10.09	9.80
BaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.037	0.479	n.d.	0.165	n.d.
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.607	0.404	0.329	0.238	0.220
CaO	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	0.030	0.003	n.d.	0.066	n.d.	n.d.
Na2O	0.554	0.533	0.570	0.534	0.550	0.696	0.653	0.635	0.501	0.736
SrO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.130	0.090	0.017	n.d.	0.071
P2O5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.255	0.100	0.130	0.148	n.d.	0.306	0.286	0.212	n.d.	0.182
Cl	0.024	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.041	0.015	0.031	0.012	n.d.
Total	94.80	95.11	95.23	95.09	93.81	94.91	96.82	96.53	95.71	95.43

Formules structurales

Si	5.97	5.93	6.00	6.01	6.06	5.97	5.94	5.96	6.01	6.03
Al4	2.03	2.07	2.00	1.99	1.94	2.03	2.06	2.04	1.99	1.97
Al6	3.74	3.91	3.82	3.82	3.70	3.84	3.82	3.87	3.92	3.90
Ti	0.085	0.034	0.059	0.051	0.075	0.038	0.038	0.047	0.033	0.003
Cr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.018	0.012	0.001	0.002
Fe	0.177	0.039	0.063	0.069	0.119	0.074	0.079	0.068	0.080	0.146
Mg	0.061	0.021	0.055	0.069	0.117	0.087	0.060	0.063	0.031	0.039
Mn	0.005	0.002	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.008	n.d.	0.011	0.007
K.	1.81	1.95	1.91	1.92	1.91	1.75	1.81	1.75	1.70	1.66
Ba	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.025	n.d.	0.009	n.d.
Rb	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.053	0.034	0.028	0.020	0.019
Ca	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.004	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.
Na	0.145	0.138	0.148	0.139	0.145	0.182	0.168	0.162	0.128	0.190
Sr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.010	0.007	0.001	n.d.	0.005
P.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	0.109	0.042	0.055	0.063	n.d.	0.130	0.120	0.088	n.d.	0.077
Cl	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.009	0.003	0.007	0.003	n.d.
Total	14.14	14.14	14.11	14.13	14.07	14.18	14.19	14.11	13.94	14.05
XFe	0.744	0.650	0.534	0.500	0.504	0.460	0.568	0.519	0.721	0.789

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	618	619	620	623	624	625	631	632	603	604
MIN	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus	Mus
ECH	98B1	98C1	98C1	98C1	98C1	98D1	98D1	98D1	175A2	175A2
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SiO2	45.44	45.28	45.23	45.00	45.00	44.84	43.99	44.62	44.91	44.59
Al2O3	36.49	38.24	38.36	37.91	37.68	37.99	36.96	37.80	37.85	38.14
TiO2	0.019	0.297	0.255	0.235	0.291	0.285	0.643	0.233	0.496	0.539
Cr2O3	0.009	n.d.	n.d.	0.011	0.069	0.011	0.045	0.016	0.026	n.d.
FeO	1.71	0.787	0.631	0.829	0.869	0.832	0.820	0.997	0.422	0.746
MgO	0.367	0.084	0.060	0.065	0.061	0.073	0.232	0.120	0.184	0.138
MnO	0.040	n.d.	n.d.	n.d.	0.050	0.083	n.d.	n.d.	n.d.	0.074
K2O	10.37	9.40	9.88	9.71	9.18	9.23	9.93	9.80	10.55	9.76
BaO	0.123	n.d.	0.124	n.d.	n.d.	0.103	0.082	n.d.	n.d.	n.d.
Rb2O	0.236	0.543	0.620	0.818	0.689	0.633	0.835	0.783	0.471	0.301
CaO	0.004	0.015	n.d.	0.016	n.d.	0.018	0.018	0.002	n.d.	n.d.
Na2O	0.541	0.784	0.731	0.956	0.855	0.750	0.637	0.673	0.699	0.825
SrO	n.d.	0.047	0.060	0.056	0.067	0.028	0.056	0.019	n.d.	0.047
P2O5	n.d.	0.051	n.d.	0.027	0.037	n.d.	n.d.	n.d.	0.038	0.078
F.	0.266	0.214	0.129	0.648	0.533	0.901	0.660	0.564	0.309	0.269
Cl	0.017	0.020	0.023	0.012	0.006	n.d.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.
Total	95.63	95.76	96.11	96.29	95.40	95.78	94.91	95.64	95.96	95.51
Formules structurales										
Si	6.07	5.98	5.97	5.98	6.00	5.98	5.95	5.96	5.98	5.96
AL4	1.93	2.02	2.03	2.02	2.00	2.02	2.05	2.04	2.02	2.04
AL6	3.81	3.94	3.94	3.91	3.92	3.95	3.84	3.91	3.96	3.88
Ti	0.002	0.030	0.025	0.023	0.029	0.029	0.065	0.023	n.d.	0.050
Cr	0.001	n.d.	n.d.	0.001	0.007	0.001	0.005	0.002	0.004	0.003
Fe	0.191	0.087	0.070	0.092	0.097	0.093	0.093	0.111	0.083	0.047
Mg	0.073	0.017	0.012	0.013	0.012	0.015	0.047	0.024	0.019	0.036
Mn	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	0.006	0.009	n.d.	n.d.	0.001	n.d.
K.	1.77	1.59	1.66	1.64	1.56	1.57	1.71	1.67	1.71	1.79
Ba	0.006	n.d.	0.006	n.d.	n.d.	0.005	0.004	n.d.	n.d.	n.d.
Rb	0.020	0.046	0.053	0.070	0.059	0.054	0.073	0.067	0.058	0.040
Ca	0.001	0.002	n.d.	0.002	n.d.	0.003	0.003	n.d.	0.002	n.d.
Na	0.140	0.201	0.187	0.246	0.221	0.194	0.167	0.174	0.154	0.180
Sr	n.d.	0.004	0.005	0.004	0.005	0.002	0.004	0.001	0.005	n.d.
P.	n.d.	0.006	n.d.	0.003	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.004
F.	0.112	0.089	0.054	0.272	0.225	0.380	0.282	0.238	0.348	0.130
Cl	0.004	0.004	0.005	0.003	0.001	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.
Total	14.14	14.02	14.02	14.28	14.15	14.31	14.29	14.22	14.35	14.16
XFe	0.723	0.837	0.854	0.876	0.890	0.861	0.664	0.822	0.814	0.566

Muscovites -Celorico de Basto-

NUM	605	606	716	717	718	719	720
MIN	Mus	Mus	Mus	ParMus	Mus	Mus	Mus
ECH	175A2	175A2	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SiO2	44.84	44.89	46.88	45.95	45.18	45.99	45.25
Al2O3	37.73	37.86	31.87	39.62	33.69	33.94	38.21
TiO2	0.266	0.073	0.128	0.146	1.05	0.873	0.101
Cr2O3	0.053	0.114	0.117	0.084	0.020	n.d.	n.d.
FeO	0.626	0.497	1.79	0.644	2.01	1.79	0.711
MgO	0.059	0.082	2.42	0.557	1.49	1.69	0.031
MnO	n.d.	n.d.	0.091	0.038	0.001	0.090	0.071
K2O	10.25	10.40	10.37	4.03	9.50	9.60	9.80
BaO	0.295	0.147	n.d.	0.062	0.062	n.d.	0.062
Rb2O	0.435	0.423	0.493	0.255	0.367	0.510	0.715
CaO	n.d.	0.017	n.d.	0.036	0.009	0.061	n.d.
Na2O	0.610	0.683	0.271	5.16	0.735	0.931	0.765
SrO	0.133	0.117	0.094	n.d.	0.106	0.135	0.067
P2O5	0.037	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.018
F.	0.306	0.268	0.912	0.094	0.868	0.521	1.10
Cl	0.010	n.d.	0.020	0.012	n.d.	0.037	0.012
Total	95.65	95.58	95.46	96.69	95.08	96.18	96.91

Formules structurales

Si	5.92	5.98	5.98	6.34	6.12	6.14	5.99
Al4	2.08	2.02	2.02	1.66	1.88	1.86	2.01
Al6	3.89	3.91	3.93	3.42	3.50	3.48	3.95
Ti	0.054	0.027	0.007	0.013	0.107	0.088	0.010
Cr	n.d.	0.006	0.012	0.013	0.002	n.d.	n.d.
Fe	0.083	0.070	0.055	0.202	0.228	0.200	0.079
Mg	0.027	0.012	0.016	0.488	0.300	0.337	0.006
Mn	0.008	n.d.	n.d.	0.010	n.d.	0.010	0.008
K.	1.65	1.74	1.77	1.79	1.64	1.64	1.65
Ba	n.d.	0.015	0.008	n.d.	0.003	n.d.	0.003
Rb	0.026	0.037	0.036	0.043	0.032	0.044	0.061
Ca	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	0.001	0.009	n.d.
Na	0.212	0.158	0.176	0.071	0.193	0.241	0.196
Sr	0.004	0.010	0.009	0.007	0.008	0.010	0.005
P.	0.009	0.004	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002
F.	0.113	0.129	0.113	0.390	0.372	0.220	0.461
Cl	n.d.	0.002	n.d.	0.005	n.d.	0.008	0.003
Total	14.08	14.12	14.13	14.45	14.39	14.29	14.43
XFe	0.755	0.854	0.775	0.293	0.432	0.372	0.929

Zircon des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	210	211	212	213	214	215	216	227	228	249
ECH	157C1	157C1	157C1	157C1	157C1	157C1	157C1	156C1	156C1	104B1
FACIES	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Dio1	Dio1	gdio.mel
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

ZrO2	63.22	61.45	63.89	63.44	63.92	62.24	63.39	63.21	63.55	65.48
SiO2	32.64	31.91	32.23	31.78	31.73	32.75	32.43	32.02	32.09	32.97
HfO2	0.224	1.70	0.238	1.85	1.20	0.201	1.68	1.90	1.79	1.03
ThO2	0.659	1.33	0.001	0.492	0.221	0.487	0.087	0.055	0.043	0.042
UO2	0.660	0.926	0.262	0.492	0.339	0.390	0.319	0.632	0.435	0.171
La2O3	0.012	0.049	0.002	0.001	0.383	0.070	0.001	0.033	0.069	0.034
Y2O3	0.519	0.605	0.018	0.356	0.189	0.414	0.196	0.036	0.066	0.043
P2O5	0.109	0.130	0.001	0.076	0.006	0.104	0.001	0.001	0.001	0.001
CaO	0.004	0.014	n.d.	0.039	0.067	0.007	0.023	0.093	0.071	0.034
TiO2	0.058	0.072	0.075	0.061	0.087	0.042	0.052	0.138	0.161	0.041
Fe2O3	0.103	0.076	0.038	0.004	0.040	n.d.	0.016	0.512	0.443	0.042
Al2O3	n.d.	0.280	0.109	0.388	0.851	0.363	0.716	0.009	0.016	0.003
Total	98.21	98.55	96.87	98.98	99.03	97.07	98.92	98.63	98.73	99.89

Formules structurales

Zr	3.85	3.86	3.84	3.77	3.91	3.86	3.87	3.79	3.82	3.89
Si	4.00	4.00	4.06	4.01	4.05	3.97	3.94	4.09	4.01	4.04
Hf	0.068	0.064	0.008	0.061	0.009	0.066	0.043	0.007	0.059	0.046
Th	0.002	0.001	0.019	0.038	n.d.	0.014	0.006	0.014	0.002	n.d.
U	0.018	0.012	0.018	0.026	0.007	0.014	0.009	0.011	0.009	0.006
La	0.002	0.003	0.001	0.002	n.d.	n.d.	0.018	0.003	n.d.	0.004
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	0.002	0.004	0.034	0.040	0.001	0.024	0.012	0.028	0.013	0.006
P	n.d.	n.d.	0.011	0.014	n.d.	0.008	0.001	0.011	n.d.	0.004
Ca	0.012	0.009	0.001	0.002	n.d.	0.005	0.009	0.001	0.003	0.001
Ti	0.013	0.015	0.005	0.007	0.007	0.006	0.008	0.004	0.005	0.004
Fe	0.048	0.042	0.010	0.007	0.004	n.d.	0.004	n.d.	0.001	0.001
Al	0.001	0.002	n.d.	0.042	0.016	0.057	0.125	0.053	0.104	0.001
Total	8.02	8.01	8.01	8.02	8.00	8.02	8.04	8.01	8.03	8.00

Zircon des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	250	217	218	219	220	221	222	244	245	246
ECH	104B1	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14B1	14B1	14B1
FACIES	Gdio.mel	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

ZrO2	64.18	63.39	63.35	63.97	63.31	62.74	66.21	64.14	63.85	64.03
SiO2	32.73	32.06	31.99	32.56	33.39	33.03	32.68	31.88	32.02	31.82
HfO2	0.976	1.29	1.05	1.17	0.971	n.d.	0.250	1.35	1.15	1.59
ThO2	0.001	0.001	0.079	0.032	0.145	0.149	0.001	0.131	0.005	0.019
UO2	0.195	0.229	0.220	0.200	0.315	0.295	0.111	0.174	0.117	0.220
La2O3	0.001	0.080	0.055	0.125	0.026	0.040	0.001	0.001	0.001	0.042
Y2O3	0.041	0.095	0.168	0.048	0.329	0.282	0.047	0.164	0.049	0.002
P2O5	0.001	0.042	0.029	0.051	0.051	0.001	0.001	0.001	0.001	0.001
CaO	0.016	0.006	0.055	0.127	0.135	n.d.	0.007	0.056	n.d.	0.024
TiO2	0.053	0.042	0.089	0.041	0.066	0.065	0.057	0.047	0.030	0.070
Fe2O3	0.008	0.011	0.020	0.017	0.028	0.218	0.337	n.d.	n.d.	0.010
Al2O3	0.003	0.004	0.002	0.335	0.148	0.065	n.d.	0.002	0.007	0.011
Total	98.20	97.24	97.10	98.67	98.92	96.89	99.71	97.94	97.24	97.84

Formules structurales

Zr	3.89	3.86	3.79	3.82	3.95	3.93	3.92	3.92	3.89	3.88
Si	4.03	4.03	4.10	4.12	4.00	4.00	4.03	4.00	4.05	4.06
Hf	0.038	0.041	0.034	n.d.	0.009	0.048	0.041	0.057	0.043	0.040
Th	0.002	0.001	0.004	0.004	n.d.	0.004	n.d.	0.001	n.d.	n.d.
U	0.006	0.006	0.009	0.008	0.003	0.005	0.003	0.006	0.007	0.009
La	0.003	0.006	0.001	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.001	0.001
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	0.011	0.003	0.022	0.019	0.003	0.011	0.003	n.d.	0.005	0.001
P	0.003	0.005	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	0.007	0.017	0.018	n.d.	0.001	0.008	n.d.	0.003	0.001	n.d.
Ti	0.008	0.004	0.006	0.006	0.005	0.004	0.003	0.007	0.003	0.002
Fe	0.002	0.002	0.003	0.020	0.031	n.d.	n.d.	0.001	0.004	n.d.
Al	n.d.	0.049	0.021	0.010	n.d.	n.d.	0.001	0.002	n.d.	n.d.
Total	8.00	8.02	8.01	8.01	8.00	8.01	8.00	8.00	8.00	7.99

Zircon des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	247	248	240	241	242	243	231	232	233	234
ECH	14B1	14B1	102B1	102B1	102B1	102B1	104D1	104D1	104D1	104D1
FACIES	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.Leu	Gdio.Leu	Gdio.Leu	Gdio.Leu
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

ZrO2	63.15	64.01	63.14	63.74	62.46	63.32	64.12	63.23	63.08	63.67
SiO2	32.05	32.65	32.27	31.92	31.91	32.30	32.07	31.89	32.02	32.12
HfO2	1.20	1.12	1.06	2.02	0.957	0.970	1.47	1.52	1.13	1.14
ThO2	0.001	0.001	0.350	0.001	0.472	0.025	0.001	0.001	0.093	0.184
UO2	0.241	0.341	0.564	0.243	0.509	0.239	0.095	0.326	0.280	0.280
La2O3	0.012	0.014	0.008	0.001	0.024	0.006	0.001	0.001	0.015	0.042
Y2O3	0.081	0.013	0.712	0.038	0.512	0.226	0.252	0.321	0.420	0.310
P2O5	0.001	0.001	0.086	0.001	0.082	0.001	0.191	0.134	0.001	0.033
CaO	0.009	0.003	0.065	0.002	0.035	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	0.008
TiO2	0.033	0.026	0.048	0.121	0.027	0.001	0.093	0.137	0.059	0.054
Fe2O3	0.037	0.004	0.006	0.095	0.020	0.035	0.782	0.781	0.021	0.018
Al2O3	0.002	n.d.	0.017	0.007	0.007	0.017	0.024	0.419	0.005	0.003
Total	96.81	98.19	98.32	98.19	97.02	97.16	99.10	98.76	97.12	97.86

Formules structurales

Zr	3.85	3.90	3.85	3.88	3.91	3.89	3.87	3.83	3.88	3.89
Si	4.03	4.00	4.04	4.86	4.04	4.06	3.97	3.96	4.04	4.03
Hf	0.038	0.072	0.035	0.035	0.036	0.035	0.052	0.054	0.041	0.041
Th	0.010	n.d.	0.014	0.001	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.005
U.	0.016	0.007	0.014	0.007	0.005	0.005	0.003	0.009	0.008	0.008
La	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.002
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y.	0.047	0.003	0.034	0.015	0.003	0.003	0.017	0.021	0.028	0.021
P.	0.009	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	0.020	0.014	n.d.	0.004
Ca	0.009	n.d.	0.005	0.002	0.004	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	0.001
Ti	0.005	0.011	0.003	n.d.	0.004	0.005	0.009	0.013	0.006	0.005
Fe	0.001	0.009	0.002	0.003	0.004	0.001	0.073	0.073	0.002	0.002
Al	0.003	0.001	0.001	0.003	n.d.	n.d.	0.004	0.061	0.001	n.d.
Total	8.02	8.00	8.01	8.01	8.01	8.00	8.02	8.03	8.01	8.01

Zircon des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	235	236	237	238	201	202	203	204	205	206
ECH	104D1	104D1	104D1	104D1	112A2	112A2	112A2	112A2	112A2	112A2
FACIES	Gdio.	leuGdio.	leuGdio.	leuGdio.	leuG2	G2	G2	G2	G2	G2
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

ZrO2	62.69	62.72	62.34	62.34	63.91	64.41	62.30	64.04	62.20	62.87
SiO2	32.10	32.51	32.34	32.60	32.58	32.93	32.31	32.86	32.16	32.83
HfO2	1.11	1.09	1.37	1.08	1.26	n.d.	1.33	1.90	n.d.	n.d.
ThO2	0.107	0.100	0.001	0.003	0.051	0.043	0.006	0.001	0.494	0.599
UO2	0.234	0.283	0.361	0.240	0.224	0.106	0.160	0.189	0.477	0.573
La2O3	0.034	0.001	0.023	0.022	0.081	0.036	0.079	0.001	0.125	0.016
Y2O3	0.395	0.401	0.126	0.163	0.190	0.102	0.070	0.064	0.907	0.891
P2O5	0.001	0.004	0.059	0.001	0.194	0.019	0.100	0.001	0.130	0.150
CaO	n.d.	0.005	0.002	0.067	0.003	0.011	0.014	0.022	n.d.	0.038
TiO2	0.046	0.035	0.121	0.041	0.034	0.059	0.157	0.122	0.107	0.071
Fe2O3	0.017	0.026	0.575	0.012	0.451	0.334	1.28	0.609	0.624	0.620
Al2O3	0.024	0.014	0.110	0.006	n.d.	0.720	1.46	n.d.	n.d.	n.d.
Total	96.76	97.19	97.43	96.58	98.98	98.77	99.27	99.80	97.22	98.66

Formules structurales

Zr	3.86	3.84	3.81	3.83	3.85	3.85	3.72	3.84	3.81	3.79
Si	4.06	4.08	4.05	4.11	4.02	4.03	3.95	4.04	4.04	4.06
Hf	0.040	0.039	0.049	0.039	0.044	n.d.	0.046	0.067	n.d.	n.d.
Th	0.003	0.003	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	0.014	0.017
U	0.007	0.008	0.010	0.007	0.006	0.003	0.004	0.005	0.013	0.016
La	0.002	n.d.	0.001	0.001	0.004	0.002	0.004	n.d.	0.006	0.001
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	0.027	0.027	0.008	0.011	0.012	0.007	0.005	0.004	0.061	0.059
P	n.d.	n.d.	0.006	n.d.	0.020	0.002	0.010	n.d.	0.014	0.016
Ca	n.d.	0.001	n.d.	0.009	n.d.	0.001	0.002	0.003	n.d.	0.005
Ti	0.004	0.003	0.011	0.004	0.003	0.005	0.014	0.011	0.010	0.007
Fe	0.002	0.002	0.054	0.001	0.042	0.031	0.118	0.056	0.059	0.058
Al	0.004	0.002	0.016	0.001	n.d.	0.104	0.210	n.d.	n.d.	n.d.
Total	8.01	8.00	8.01	8.01	8.00	8.04	8.08	8.03	8.03	8.03

Zircon des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	207	209	223	225
ECH	112A2	112A2	105A1	105A1
FACIES	G2	G2	Gfin.Ca	Gfin.Ca
MASSIF	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

ZrO2	62.82	62.66	63.05	63.72
SiO2	33.74	33.21	32.84	32.24
HfO2	n.d.	0.423	1.28	1.08
ThO2	0.079	0.027	0.040	0.036
U.O2	0.170	0.240	0.246	0.125
La2O3	0.001	0.001	0.001	0.040
Y2O3	0.226	0.175	0.212	0.212
P2O5	0.096	0.059	0.200	0.109
CaO	0.018	0.055	0.032	0.039
TiO2	0.063	0.103	0.070	0.031
Fe2O3	0.440	0.739	n.d.	0.255
Al2O3	1.05	0.050	n.d.	n.d.
Total	98.70	97.74	97.98	97.89

Formules structurales

Zr	3.72	3.78	3.82	3.88
Si	4.10	4.11	4.08	4.03
Hf	n.d.	0.015	0.045	0.039
Th	0.002	0.001	0.001	0.001
U.	0.005	0.007	0.007	0.003
La	n.d.	n.d.	n.d.	0.002
Dy	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y.	0.015	0.012	0.014	0.014
P.	0.010	0.006	0.021	0.012
Ca	0.002	0.007	0.004	0.005
Ti	0.006	0.010	0.007	0.003
Fe	0.040	0.069	n.d.	0.024
Al	0.150	0.007	n.d.	n.d.
Total	8.05	8.02	8.00	8.01

Apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	1.	2.	4.	6.	7.	8.	9.	10	12	13
ECH	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1
FACIES	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	54.27	54.17	55.09	54.35	54.44	54.39	54.21	54.11	54.16	55.16
P2O5	41.41	41.57	42.28	41.57	41.90	41.29	41.85	41.35	41.62	41.97
FeO	0.051	0.089	0.020	0.093	0.088	0.048	n.d.	n.d.	0.105	0.027
MnO	0.047	0.044	0.004	0.062	0.062	0.055	0.039	0.073	0.063	0.023
SiO2	0.139	0.140	0.021	0.154	0.160	0.128	0.151	0.133	0.142	0.160
Na2O	0.055	0.057	n.d.	n.d.	0.066	0.078	0.054	0.100	0.044	0.002
SrO	0.002	0.002	0.031	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.016	0.002
Ce2O3	0.366	0.329	0.001	0.180	0.204	0.421	0.352	0.329	0.367	0.174
Y2O3	0.013	0.011	n.d.	0.005	0.011	0.004	0.079	0.038	0.004	0.022
F.	1.77	1.83	2.04	1.91	2.59	2.02	0.990	1.75	2.08	2.37
Cl	0.098	0.124	0.089	0.115	0.063	0.188	0.123	0.122	0.171	0.108
Total	98.22	98.36	99.57	98.44	99.58	98.62	97.85	98.00	98.77	100

Formules structurales

Ca	10.30	10.30	10.30	10.30	10.30	10.40	10.30	10.30	10.30	10.40
P.	6.23	6.24	6.26	6.23	6.25	6.21	6.25	6.23	6.24	6.22
Fe	0.008	0.013	0.003	0.014	0.013	0.007	n.d.	n.d.	0.016	0.004
Mn	0.007	0.007	0.001	0.009	0.009	0.008	0.006	0.011	0.009	0.003
Si	0.025	0.025	0.004	0.027	0.028	0.023	0.027	0.024	0.025	0.028
Na	0.019	0.020	n.d.	0.006	0.023	0.027	0.018	0.034	0.015	0.001
Sr	n.d.	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.
Ce	0.024	0.021	l.d.	0.012	0.013	0.027	0.023	0.021	0.024	0.011
Y.	0.001	0.001	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.007	0.004	n.d.	0.002
F.	0.994	1.03	1.13	1.07	1.44	1.14	0.553	0.982	1.16	1.31
Cl	0.029	0.037	0.026	0.035	0.019	0.057	0.037	0.037	0.051	0.032
OH	0.977	0.933	0.844	0.895	0.541	0.803	1.41	0.981	0.789	0.658
Total	18.61	18.63	18.57	18.60	18.64	18.70	18.63	18.62	18.63	18.67

NUM	14	15	16	17	18	21	22	23	24	26
ECH	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C1	156C2
FACIES	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	54.69	54.57	54.47	54.41	54.39	54.24	53.77	53.07	52.20	54.62
P2O5	41.59	42.03	41.72	42.06	41.86	41.36	41.45	41.23	40.45	41.58
FeO	0.038	0.082	0.033	0.098	0.372	0.025	0.049	n.d.	0.335	0.157
MnO	0.038	0.033	0.069	0.090	0.097	0.064	0.045	0.052	0.065	n.d.
SiO2	0.173	0.137	0.153	0.172	0.141	0.222	0.183	0.182	0.170	0.253
Na2O	0.071	0.051	0.057	0.077	0.048	0.009	0.037	0.050	0.068	0.008
SrO	0.063	0.002	0.002	0.113	0.002	0.145	0.060	0.072	0.018	0.002
Ce2O3	0.266	0.327	0.296	0.366	0.361	0.182	0.537	0.081	0.381	0.257
Y2O3	0.034	0.052	0.040	0.051	n.d.	0.106	0.034	0.038	n.d.	0.084
F.	1.76	1.99	2.31	2.06	2.05	2.26	2.38	1.76	1.78	2.01
Cl	0.194	0.064	0.090	0.119	0.097	0.004	0.044	0.121	0.158	0.030
Total	98.91	99.34	99.24	99.61	99.41	98.62	98.59	96.65	95.62	99.00

Formules structurales

Ca	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30	10.30	10.20	10.20	10.20	10.30
P.	6.21	6.25	6.23	6.25	6.23	6.22	6.24	6.27	6.25	6.21
Fe	0.006	0.012	0.005	0.014	0.055	0.004	0.007	n.d.	0.051	0.023
Mn	0.006	0.005	0.010	0.013	0.014	0.010	0.007	0.008	0.010	n.d.
Si	0.031	0.024	0.027	0.030	0.025	0.039	0.033	0.033	0.031	0.045
Na	0.024	0.017	0.020	0.026	0.016	0.003	0.013	0.017	0.024	0.003
Sr	0.006	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	0.015	0.006	0.008	0.002	n.d.
Ce	0.017	0.021	0.019	0.024	0.023	0.012	0.035	0.005	0.025	0.017
Y.	0.003	0.005	0.004	0.005	n.d.	0.010	0.003	0.004	n.d.	0.008
F.	0.982	1.10	1.29	1.14	1.14	1.27	1.34	1.00	1.03	1.12
Cl	0.058	0.019	0.027	0.035	0.029	0.001	0.013	0.037	0.049	0.009
OH	0.960	0.881	0.683	0.825	0.831	0.729	0.647	0.963	0.921	0.871
Total	18.60	18.63	18.61	18.57	18.66	18.61	18.54	18.54	18.59	18.61

Apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	27	29	30	31	32	33	34	36	39	40
ECH	156C2	156C2	156C2	156C2	156C2	156C2	156C2	156C2	156D2	156D2
FACIES	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1	Dio1
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
CaO	54.55	54.93	54.70	55.22	54.90	54.44	54.11	54.07	53.93	53.86
P2O5	41.65	42.00	42.18	41.97	41.94	41.45	41.66	41.75	41.15	41.50
FeO	0.082	0.029	0.028	0.020	0.090	0.025	0.058	n.d.	0.132	0.088
MnO	0.066	0.060	0.048	0.038	0.039	n.d.	0.093	0.056	0.076	0.062
SiO2	0.142	0.199	0.136	0.146	0.171	0.195	0.159	0.544	0.458	0.360
Na2O	0.054	0.038	0.076	0.019	0.044	0.043	0.067	0.031	0.085	0.057
SrO	0.002	0.003	0.151	0.067	0.008	0.002	0.053	0.004	0.094	0.002
Ce2O3	0.208	0.209	0.363	0.287	0.143	0.219	0.342	0.358	0.471	0.255
Y2O3	0.043	0.042	0.044	0.026	0.043	0.033	0.029	0.011	0.036	0.070
F.	2.44	1.86	1.81	1.87	2.08	1.98	1.68	1.17	1.83	1.73
Cl	0.085	0.056	0.094	0.043	0.046	n.d.	0.195	0.072	0.134	0.108
Total	99.32	99.43	99.63	99.70	99.50	98.39	98.44	98.07	98.40	98.09
Formules structurales										
Ca	10.30	10.30	10.30	10.40	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30	10.20
P.	6.23	6.23	6.25	6.22	6.23	6.22	6.24	6.22	6.19	6.23
Fe	0.012	0.004	0.004	0.003	0.013	0.004	0.009	n.d.	0.020	0.013
Mn	0.010	0.009	0.007	0.006	0.006	n.d.	0.014	0.008	0.011	0.009
Si	0.025	0.035	0.024	0.026	0.030	0.035	0.028	0.096	0.081	0.064
Na	0.018	0.013	0.026	0.006	0.015	0.015	0.023	0.011	0.029	0.020
Sr	n.d.	n.d.	0.015	0.007	0.001	n.d.	0.005	n.d.	0.010	n.d.
Ce	0.013	0.013	0.023	0.018	0.009	0.014	0.022	0.023	0.031	0.017
Y.	0.004	0.004	0.004	0.002	0.004	0.003	0.003	0.001	0.003	0.007
F.	1.36	1.03	1.00	1.03	1.15	1.11	0.940	0.651	1.03	0.970
Cl	0.025	0.017	0.028	0.013	0.014	n.d.	0.058	0.021	0.040	0.032
OH	0.615	0.953	0.972	0.957	0.836	0.890	1.00	1.33	0.930	0.998
Total	18.61	18.61	18.65	18.69	18.61	18.59	18.64	18.56	18.68	18.56
Poids d'oxydes										
CaO	53.72	52.88	52.49	54.73	54.84	54.59	54.60	54.70	54.75	54.53
P2O5	41.16	40.44	40.56	41.86	42.15	41.77	41.59	42.14	41.79	42.31
FeO	n.d.	0.094	0.082	0.341	0.151	0.198	0.068	0.266	0.292	0.023
MnO	0.023	0.055	0.101	0.042	0.059	0.075	n.d.	0.014	n.d.	0.052
SiO2	0.288	0.265	0.177	0.167	0.142	0.129	0.225	0.425	0.570	0.987
Na2O	0.055	0.097	0.103	0.021	n.d.	0.020	0.014	n.d.	n.d.	0.019
SrO	0.002	0.031	0.043	0.036	0.025	0.002	0.039	0.096	0.084	0.079
Ce2O3	0.436	0.322	0.325	0.244	0.092	0.123	0.266	0.329	0.259	0.378
Y2O3	0.047	0.014	0.042	0.007	n.d.	0.015	n.d.	0.040	0.004	0.004
F.	1.56	2.21	2.23	1.76	1.98	1.95	1.99	1.94	1.59	1.43
Cl	0.060	0.182	0.213	0.155	0.150	0.142	0.079	0.206	0.310	0.348
Total	97.35	96.59	96.36	99.36	99.59	99.01	98.87	100	99.65	100
Formules structurales										
Ca	10.30	10.30	10.20	10.30	10.30	10.30	10.30	10.20	10.30	10.10
P.	6.22	6.22	6.25	6.22	6.25	6.23	6.22	6.22	6.19	6.20
Fe	n.d.	0.014	0.012	0.050	0.022	0.029	0.010	0.039	0.043	0.003
Mn	0.003	0.008	0.016	0.006	0.009	0.011	n.d.	0.002	n.d.	0.008
Si	0.051	0.048	0.032	0.029	0.025	0.023	0.040	0.074	0.100	0.171
Na	0.019	0.034	0.036	0.007	n.d.	0.007	0.005	n.d.	n.d.	0.006
Sr	n.d.	0.003	0.005	0.004	0.003	n.d.	0.004	0.010	0.009	0.008
Ce	0.029	0.021	0.022	0.016	0.006	0.008	0.017	0.021	0.017	0.024
Y.	0.004	0.001	0.004	0.001	n.d.	0.001	n.d.	0.004	n.d.	n.d.
F.	0.881	1.27	1.28	0.977	1.10	1.09	1.11	1.07	0.879	0.782
Cl	0.018	0.056	0.066	0.046	0.045	0.042	0.024	0.061	0.092	0.102
OH	1.10	0.674	0.654	0.977	0.855	0.868	0.866	0.869	1.03	1.12
Total	18.63	18.65	18.58	18.63	18.62	18.61	18.60	18.57	18.66	18.52

Apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	102	87	88	89	90	91	92	93	94	95
ECH	157C1	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2	14A2
FACIES	Dio2	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	54.92	55.17	54.78	54.94	55.21	54.85	54.83	54.69	54.89	54.91
P2O5	42.10	41.82	42.02	42.17	41.64	41.57	41.81	41.28	41.07	41.67
FeO	0.182	0.154	0.117	0.105	0.219	0.196	0.124	0.118	0.323	0.317
MnO	0.065	0.021	0.025	0.062	0.047	0.030	0.072	0.005	0.060	0.022
SiO2	0.557	0.171	0.266	0.216	0.185	0.189	0.174	0.184	0.228	0.288
Na2O	0.028	0.035	n.d.	0.044	0.018	0.005	0.039	0.018	0.003	0.018
SrO	0.002	0.050	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.002	0.015	0.018
Ce2O3	0.261	0.173	0.217	0.235	0.166	0.198	0.239	0.202	0.171	0.256
Y2O3	n.d.	0.041	0.071	0.034	0.040	0.063	0.038	0.017	0.084	0.057
F.	1.75	2.24	2.21	2.15	2.44	1.96	1.83	1.99	2.20	2.33
Cl	0.360	0.064	0.059	0.069	0.049	0.055	0.045	0.073	0.040	0.061
Total	100	99.95	99.77	100	100	99.12	99.20	98.58	99.09	99.95

Formules structurales

Ca	10.20	10.40	10.30	10.30	10.40	10.40	10.30	10.40	10.40	10.30
P.	6.20	6.21	6.23	6.23	6.19	6.20	6.22	6.20	6.16	6.19
Fe	0.026	0.023	0.017	0.015	0.032	0.029	0.018	0.018	0.048	0.047
Mn	0.010	0.003	0.004	0.009	0.007	0.004	0.011	0.001	0.009	0.003
Si	0.097	0.030	0.047	0.038	0.032	0.033	0.031	0.033	0.040	0.051
Na	0.009	0.012	n.d.	0.015	0.006	0.002	0.013	0.006	0.001	0.006
Sr	n.d.	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002
Ce	0.017	0.011	0.014	0.015	0.011	0.013	0.015	0.013	0.011	0.016
Y.	n.d.	0.004	0.007	0.003	0.004	0.006	0.004	0.002	0.008	0.005
F.	0.963	1.24	1.22	1.19	1.36	1.09	1.02	1.12	1.23	1.29
Cl	0.106	0.019	0.018	0.020	0.015	0.016	0.013	0.022	0.012	0.018
OH	0.931	0.741	0.762	0.790	0.625	0.894	0.967	0.858	0.758	0.692
Total	18.56	18.70	18.62	18.63	18.68	18.69	18.61	18.67	18.68	18.62

NUM	96	83	84	86	76	77	78	79	80	72
ECH	14A2	14B1	14B1	14B1	102B1	102B1	102B1	102B1	102B1	104D1
FACIES	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.int	Gdio.leu
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	54.32	54.99	54.94	54.83	55.23	55.11	54.65	54.80	54.52	54.75
P2O5	41.64	42.35	42.26	41.48	41.31	41.79	41.55	41.27	41.29	41.70
FeO	0.115	0.035	0.091	0.017	0.119	0.066	0.094	0.095	0.034	0.239
MnO	0.050	0.044	0.019	0.012	0.024	0.048	0.082	0.088	0.043	0.092
SiO2	0.302	0.214	0.181	0.287	0.065	0.085	0.352	0.194	0.244	0.115
Na2O	n.d.	0.044	0.038	0.039	0.034	0.058	0.057	0.093	0.032	0.090
SrO	0.002	0.050	0.002	0.036	0.023	0.089	0.061	0.002	0.002	0.026
Ce2O3	0.230	0.163	0.144	0.142	0.192	0.201	0.226	0.597	0.114	0.195
Y2O3	0.122	0.074	0.070	0.073	0.045	0.041	0.084	0.100	0.102	0.103
F.	2.02	2.28	2.10	2.23	2.06	2.25	2.40	2.28	2.20	3.26
Cl	0.054	0.037	0.037	0.033	0.064	0.075	0.062	0.069	0.078	0.010
Total	98.85	100	99.88	99.18	99.17	99.82	99.61	99.60	98.66	101

Formules structurales

Ca	10.30	10.30	10.30	10.40	10.50	10.40	10.30	10.40	10.40	10.30
P.	6.22	6.25	6.25	6.20	6.18	6.21	6.20	6.18	6.20	6.21
Fe	0.017	0.005	0.013	0.003	0.018	0.010	0.014	0.014	0.005	0.035
Mn	0.007	0.006	0.003	0.002	0.004	0.007	0.012	0.013	0.006	0.014
Si	0.053	0.037	0.032	0.051	0.011	0.015	0.062	0.034	0.043	0.020
Na	n.d.	0.015	0.013	0.013	0.012	0.020	0.019	0.032	0.011	0.031
Sr	n.d.	0.005	n.d.	0.004	0.002	0.009	0.006	n.d.	n.d.	0.003
Ce	0.015	0.010	0.009	0.009	0.012	0.013	0.015	0.039	0.007	0.013
Y.	0.011	0.007	0.007	0.007	0.004	0.004	0.008	0.009	0.010	0.010
F.	1.13	1.26	1.16	1.24	1.15	1.25	1.34	1.27	1.23	1.81
Cl	0.016	0.011	0.011	0.010	0.019	0.022	0.019	0.021	0.023	0.003
OH	0.854	0.729	0.829	0.750	0.831	0.728	0.641	0.709	0.747	0.187
Total	18.62	18.64	18.63	18.69	18.74	18.69	18.64	18.72	18.68	18.64

Apatites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	73	74	75	51	60	61	62	63	64	65
ECH	104D1	104D1	104D1	112A2	112A2	112A2	112A2	112A2	105A1	105A1
FACIES	Gdio.Leu	Gdio.Leu	Gdio.Leu	G2	G2	G2	G2	G2	Gfin.Ca	Gfin.Ca
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	54.73	54.60	54.95	53.34	52.53	53.20	51.72	51.83	54.37	54.14
P2O5	41.61	41.00	42.09	40.70	39.69	40.10	39.78	39.03	40.71	40.73
FeO	0.164	0.149	0.280	0.546	0.496	0.528	0.685	0.321	0.181	0.131
MnO	0.104	0.081	0.091	0.779	0.656	0.602	0.886	0.505	0.243	0.211
SiO2	0.099	0.174	0.130	0.047	0.426	0.230	0.154	0.275	0.038	0.064
Na2O	0.090	0.078	0.078	0.209	0.102	0.130	0.144	0.080	0.110	0.137
SrO	0.067	0.099	0.034	0.002	0.024	0.002	0.002	0.011	0.166	0.002
Ce2O3	0.157	0.042	0.084	0.192	0.241	0.208	0.169	0.077	0.123	0.126
Y2O3	0.101	0.130	0.136	0.271	0.469	0.295	0.290	0.338	0.164	0.236
F.	2.75	3.05	2.55	2.84	2.69	2.57	2.62	2.65	2.63	2.71
Cl	0.015	0.012	n.d.	0.021	0.018	0.015	0.034	0.016	n.d.	0.016
Total	99.89	99.42	100	98.94	97.34	97.88	96.48	95.13	98.74	98.50

Formules structurales

Ca	10.30	10.40	10.30	10.20	10.30	10.30	10.20	10.30	10.40	10.40
P.	6.21	6.18	6.23	6.18	6.12	6.14	6.18	6.15	6.17	6.18
Fe	0.024	0.022	0.041	0.082	0.076	0.080	0.105	0.050	0.027	0.020
Mn	0.016	0.012	0.013	0.118	0.101	0.092	0.138	0.080	0.037	0.032
Si	0.017	0.031	0.023	0.008	0.078	0.042	0.028	0.051	0.007	0.011
Na	0.031	0.027	0.026	0.073	0.036	0.046	0.051	0.029	0.038	0.048
Sr	0.007	0.010	0.003	n.d.	0.003	n.d.	n.d.	0.001	0.017	n.d.
Ce	0.010	0.003	0.005	0.013	0.016	0.014	0.011	0.005	0.008	0.008
Y.	0.009	0.012	0.013	0.026	0.045	0.028	0.028	0.033	0.016	0.023
F.	1.53	1.72	1.40	1.61	1.55	1.47	1.52	1.56	1.49	1.54
Cl	0.004	0.004	n.d.	0.006	0.006	0.005	0.011	0.005	n.d.	0.005
OH	0.466	0.276	0.600	0.384	0.444	0.525	0.469	0.435	0.510	0.455
Total	18.62	18.70	18.65	18.70	18.77	18.74	18.74	18.70	18.72	18.72

NUM	66	67	68	70	71	101	107	115	112
ECH	105A1	105A1	105A1	105A1	105A1	98B1	98D1	98B1	98C1
FACIES	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	Gfin.Ca	APsei	APsei	APsei	APsei
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

CaO	53.67	54.67	54.28	54.63	54.13	52.60	53.10	52.11	51.97
P2O5	40.72	41.27	40.93	40.68	40.47	42.75	41.97	41.85	42.01
FeO	0.099	0.096	0.121	0.074	0.236	0.379	0.304	0.245	0.196
MnO	0.186	0.029	0.225	0.176	0.292	0.410	0.482	1.02	1.14
SiO2	0.860	0.119	0.030	0.038	0.070	0.067	0.059	0.027	0.034
Na2O	0.207	0.057	0.136	0.064	0.066	0.141	0.107	0.044	0.087
SrO	0.083	0.051	0.002	0.002	0.104	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce2O3	0.100	0.094	0.240	0.094	0.116	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y2O3	0.213	0.136	0.198	0.173	0.123	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	2.08	2.47	2.38	2.74	2.67	3.51	3.53	0.180	0.090
Cl	0.026	n.d.	0.012	0.015	n.d.	0.002	0.002	0.002	0.002
Total	98.25	98.98	98.56	98.68	98.28	99.86	99.56	95.48	95.53

Formules structurales

Ca	10.20	10.40	10.40	10.50	10.40	9.92	10.10	9.97	9.92
P.	6.13	6.20	6.19	6.17	6.16	6.37	6.30	6.33	6.34
Fe	0.015	0.014	0.018	0.011	0.036	0.056	0.045	0.037	0.029
Mn	0.028	0.004	0.034	0.027	0.044	0.061	0.072	0.154	0.172
Si	0.153	0.021	0.005	0.007	0.013	0.012	0.010	0.005	0.006
Na	0.071	0.020	0.047	0.022	0.023	0.048	0.037	0.015	0.030
Sr	0.009	0.005	n.d.	n.d.	0.011	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ce	0.007	0.006	0.016	0.006	0.008	< l.d.	< l.d.	< l.d.	< l.d.
Y.	0.020	0.013	0.019	0.016	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
F.	1.17	1.39	1.34	1.55	1.52	1.95	1.98	0.102	0.051
Cl	0.008	n.d.	0.004	0.005	n.d.	0.001	0.001	0.001	0.001
OH	0.822	0.610	0.656	0.445	0.480	0.049	0.019	1.90	1.95
Total	18.63	18.68	18.73	18.76	18.71	18.47	18.56	18.51	18.50

Allanites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	6.	7.	8.	9.	20	21	22
ECH	157C1	157C1	157C1	157C1	14B1	14B1	14B1
FACIES	Dio2	Dio2	Dio2	Dio2	Gdio.Ca	Gdio.Ca	Gdio.Ca
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

P2O5	0.060	0.094	0.073	0.114	0.367	0.071	0.103
Y2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.059	0.122	0.107
La2O3	6.68	6.90	6.46	5.97	4.66	5.07	5.22
Ce2O3	10.63	11.36	11.38	11.23	11.04	11.67	12.21
Nd2O3	2.53	2.82	2.32	2.41	3.76	3.83	3.46
Sm2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.386	0.619	0.307
ThO2	0.638	0.996	0.789	0.723	2.43	2.23	1.87
ZrO2	0.137	n.d.	0.144	0.050	n.d.	0.115	0.164
UO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SiO2	30.54	30.71	29.53	29.64	31.64	31.79	31.64
CaO	10.09	9.57	9.25	9.96	8.04	8.01	8.22
FeO	11.69	10.16	9.71	10.77	5.25	5.14	6.51
MnO	0.199	0.448	0.454	0.182	0.184	0.227	0.216
MgO	1.10	1.20	1.11	1.11	0.684	0.652	0.818
Al2O3	14.84	14.38	14.12	14.63	11.77	11.53	12.80
TiO2	1.95	1.99	1.89	1.60	2.44	2.82	3.14
F.	0.213	0.307	0.350	0.389	0.463	0.464	0.390
Total	91.30	90.93	87.59	88.77	83.17	84.36	87.18

Formules structurales

P.	0.010	0.016	0.013	0.020	0.068	0.013	0.018
Y.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.007	0.014	0.012
La	0.496	0.518	0.502	0.457	0.374	0.406	0.404
Ce	0.784	0.845	0.878	0.854	0.881	0.927	0.938
Nd	0.182	0.205	0.175	0.179	0.293	0.297	0.259
Sm	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	0.046	0.022
Th	0.029	0.046	0.038	0.034	0.120	0.110	0.089
Zr	0.013	n.d.	0.015	0.005	n.d.	0.012	0.017
U.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Si	6.15	6.24	6.22	6.15	6.89	6.90	6.63
Ca	2.18	2.08	2.09	2.22	1.88	1.86	1.85
Fe	1.97	1.73	1.71	1.87	0.957	0.932	1.14
Mn	0.034	0.077	0.081	0.032	0.034	0.042	0.038
Mg	0.331	0.364	0.349	0.345	0.222	0.211	0.256
Al	3.52	3.45	3.51	3.58	3.02	2.95	3.16
Ti	0.296	0.304	0.299	0.250	0.400	0.460	0.495
F.	0.136	0.197	0.233	0.255	0.319	0.318	0.259
Fe3	0.554	0.208	0.202	0.430	n.d.	n.d.	n.d.
Fe2	0.831	1.42	1.41	1.23	0.957	0.932	1.14
Total	17.52	17.70	17.72	17.91	16.45	16.43	16.73

Monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM	10	11	17	18	19	1.	2.	3.	4.	5.
ECH	104B	14A2	104D1	104D1	104D1	112A2	112A2	112A2	112A2	112A2
FACIES	Gdio.mel	Gdio.int	Gdio.Leu	Gdio.Leu	Gdio.Leu	G2	G2	G2	G2	G2
SERIE	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

P2O5	24.49	17.67	29.84	28.28	29.29	29.83	28.45	29.49	29.24	28.88
Y2O3	0.207	0.281	1.28	0.785	1.15	0.923	1.07	0.802	0.994	0.979
La2O3	16.67	10.11	12.85	12.14	12.93	12.27	12.75	12.51	12.33	12.23
Ce2O3	27.62	19.11	29.05	21.39	28.37	28.08	28.79	30.14	27.57	27.76
Nd2O3	7.55	5.84	12.05	11.80	11.35	10.65	11.32	11.84	10.52	10.84
Sm2O3	0.194	0.387	1.70	1.35	1.35	1.32	1.33	1.31	1.25	1.19
ThO2	12.04	30.25	5.48	14.97	8.62	8.96	9.08	7.72	10.54	10.48
ZrO2	0.135	0.127	0.159	0.315	0.120	0.305	0.320	0.322	0.214	0.205
U.O2	0.266	0.441	0.200	0.511	n.d.	0.285	0.370	0.272	0.405	0.377
SiO2	3.09	6.10	0.187	1.06	0.792	0.205	1.13	0.862	0.355	1.87
CaO	0.831	1.83	1.12	3.10	1.24	1.73	1.58	1.26	2.19	2.05
FeO	0.594	0.310	0.851	0.599	0.573	n.d.	n.d.	0.393	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MgO	0.478	0.042	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al2O3	0.191	0.127	0.032	0.059	0.048	0.080	0.090	n.d.	0.080	0.055
F.	0.557	0.702	0.956	0.804	0.871	0.729	1.06	0.735	0.900	1.24
Total	94.91	93.32	95.76	97.17	96.68	95.37	97.35	97.66	96.59	98.16

Formules structurales

P.	3.50	2.79	4.06	3.86	3.97	4.07	3.88	3.96	3.99	3.85
Y.	0.019	0.028	0.109	0.067	0.098	0.079	0.092	0.068	0.085	0.082
La	1.04	0.695	0.761	0.721	0.764	0.729	0.757	0.732	0.732	0.711
Ce	1.71	1.30	1.71	1.26	1.66	1.66	1.70	1.75	1.63	1.60
Nd	0.455	0.389	0.691	0.679	0.649	0.613	0.651	0.670	0.606	0.610
Sm	0.011	0.025	0.094	0.075	0.074	0.073	0.074	0.071	0.070	0.065
Th	0.462	1.28	0.200	0.549	0.314	0.328	0.333	0.279	0.386	0.376
Zr	0.011	0.012	0.012	0.025	0.009	0.024	0.025	0.025	0.017	0.016
U.	0.010	0.018	0.007	0.018	n.d.	0.010	0.013	0.010	0.015	0.013
Si	0.521	1.14	0.030	0.170	0.127	0.033	0.182	0.137	0.057	0.295
Ca	0.150	0.365	0.193	0.535	0.212	0.298	0.272	0.214	0.377	0.347
Fe	0.084	0.048	0.114	0.081	0.077	n.d.	n.d.	0.052	n.d.	n.d.
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Mg	0.120	0.012	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al	0.038	0.028	0.006	0.011	0.009	0.015	0.017	n.d.	0.015	0.010
F.	0.297	0.414	0.485	0.409	0.441	0.371	0.539	0.369	0.459	0.617
Total	8.43	8.54	8.47	8.46	8.40	8.30	8.54	8.34	8.44	8.59

Monazites des granitoïdes tardifs du batholite de Celorico de Basto

NUM 15
ECH 105A1
FACIES Gfin.Ca
SERIE CB

Poids d'oxydes

P2O5	22.99
Y2O3	0.895
La2O3	10.51
Ce2O3	23.20
Nd2O3	9.93
Sm2O3	1.53
ThO2	8.47
ZrO2	0.214
U.O2	0.902
SiO2	1.63
CaO	0.481
FeO	0.165
MnO	n.d.
MgO	n.d.
Al2O3	0.075
F.	1.02
Total	82.01

Formules structurales

P.	3.77
Y.	0.092
La	0.752
Ce	1.65
Nd	0.687
Sm	0.102
Th	0.374
Zr	0.020
U.	0.039
Si	0.317
Ca	0.100
Fe	0.027
Mn	n.d.
Mg	n.d.
Al	0.017
F.	0.623
Total	8.57

Cassitérites des aplopegmatites de Seixoso et de leurs épontes transformées

NUM	237	238	239	240	241	250	251	260	261	252
MIN	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr	Cas.pr
ECH	98A1	98A1	98A1	98A1	98A1	98B1	98B1	98D1	98D1	98B1
FACIES	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SnO2	98.80	99.19	98.82	98.96	98.41	94.92	99.75	97.09	97.98	99.45
TiO2	0.158	0.668	0.681	0.672	0.208	0.763	0.458	0.986	0.621	0.060
Ta2O5	0.621	0.206	0.295	0.281	0.488	3.11	0.287	0.309	0.798	0.069
Nb2O5	0.041	0.017	0.152	0.146	0.155	0.892	0.202	0.299	0.266	0.090
FeO	0.155	0.100	0.146	0.162	0.145	0.767	0.107	0.348	0.200	0.345
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.78	100	100	100	99.41	100	101	99.04	99.87	100
Formules structurales										
Sn	9.900	9.840	9.810	9.810	9.880	9.390	9.850	9.930	9.710	9.760
Ti	0.030	0.125	0.128	0.126	0.039	0.142	0.085	0.011	0.186	0.117
Ta	0.042	0.014	0.020	0.019	0.033	0.210	0.019	0.005	0.021	0.054
Nb	0.005	0.002	0.017	0.016	0.018	0.100	0.023	0.010	0.034	0.030
Fe	0.033	0.021	0.030	0.034	0.031	0.159	0.022	0.072	0.073	0.042
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	10.010	10.002	10.005	10.005	10.002	10.001	9.999	10.028	10.024	10.003
NUM	253	254	255	57	58	242	243	244	249	281
MIN	Cas.int	Cas.int	Cas.int	Cas.int	Cas.int	Cas.d	Cas.d	Cas.d	Cas.d	Cas.zc
ECH	98B1	98B1	98B1	181B1	181B1	98A1	98A1	98A1	98A1	175A2
FACIES	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP	GSP,peg
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
SnO2	98.04	99.70	98.75	98.30	92.17	96.69	98.13	99.13	97.94	97.47
TiO2	0.714	0.226	0.383	0.112	0.273	0.901	0.541	0.196	0.485	0.479
Ta2O5	0.400	n.d.	0.153	0.551	5.18	0.427	0.125	0.012	0.586	0.819
Nb2O5	0.266	0.232	0.654	n.d.	0.558	0.874	0.511	0.410	0.840	n.d.
FeO	0.198	0.134	0.168	0.101	1.02	0.424	0.284	0.126	0.307	0.210
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WO3	n.d.	0.143	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.62	100	100	99.06	99.21	99.32	99.59	99.87	100	98.98
Formules structurales										
Sn	9.770	9.900	9.810	9.920	9.310	9.630	9.780	9.890	9.710	9.820
Ti	0.134	0.042	0.072	0.021	0.052	0.169	0.102	0.037	0.091	0.091
Ta	0.027	n.d.	0.010	0.038	0.357	0.029	0.009	0.001	0.040	0.056
Nb	0.030	0.026	0.074	n.d.	0.064	0.099	0.058	0.046	0.094	n.d.
Fe	0.041	0.028	0.035	0.021	0.217	0.089	0.059	0.026	0.064	0.044
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	0.009	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	10.002	10.005	10.001	10.000	10.000	10.016	10.009	10.000	9.999	10.011

Cassitérites des aplopegmatites de Seixoso et de leurs épontes transformées

NUM	284	286	282	283	285	287	258	259	269	270
MIN	Cas.zc	Cas.zc	Cas.zf	Cas.zf	Cas.zf	Cas.zf	Cas.gr	Cas.gr	Cas.VN	Cas.VN
ECH	175A2	175A2	175A2	175A2	175A2	175A2	98D1	98D1	174A1	174A1
FACIES	GSP,peg	GSP,peg	GSP,peg	GSP,peg	GSP,peg	GSP,peg	Greisen	Greisen	VN,APsei	VN,APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

SnO2	99.48	98.66	95.86	98.77	92.17	98.42	99.33	98.22	98.39	99.09
TiO2	0.127	0.364	0.905	0.256	0.757	0.142	0.257	0.707	1.28	0.974
Ta2O5	n.d.	0.364	0.897	0.183	3.13	0.702	n.d.	0.080	0.614	n.d.
Nb2O5	0.171	n.d.	1.86	0.706	2.65	0.315	0.083	0.208	0.051	n.d.
FeO	0.055	0.098	0.699	0.196	1.35	0.269	0.143	0.170	0.107	0.014
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WO3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.84	99.48	100.	100	100	99.85	99.81	99.39	100	100

Formules structurales

Sn	9.950	9.890	9.430	9.820	9.090	9.840	9.920	9.810	9.690	9.820
Ti	0.024	0.069	0.168	0.048	0.141	0.027	0.048	0.133	0.237	0.182
Ta	n.d.	0.025	0.060	0.012	0.211	0.048	n.d.	0.005	0.041	n.d.
Nb	0.019	n.d.	0.208	0.080	0.296	0.036	0.009	0.024	0.006	n.d.
Fe	0.012	0.021	0.144	0.041	0.280	0.056	0.030	0.036	0.022	0.003
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	10.005	10.005	10.010	10.001	10.018	10.007	10.007	10.008	9.996	10.005

NUM	272	273
MIN	Cas.VN	Cas.VN
ECH	174A1	174A1
FACIES	VN,APsei	VN,APsei
MASSIF	CB	CB

Poids d'oxydes

SnO2	97.74	98.98
TiO2	1.41	1.04
Ta2O5	0.184	0.072
Nb2O5	0.092	n.d.
FeO	0.100	0.036
MnO	n.d.	n.d.
WO3	n.d.	n.d.
Total	99.53	100

Formules structurales

Sn	9.700	9.800
Ti	0.265	0.194
Ta	0.012	0.005
Nb	0.010	n.d.
Fe	0.021	0.007
Mn	n.d.	n.d.
W.	n.d.	n.d.
Total	10.008	10.006

Niobotantalates des aplopegmatites de Seixoso et des greisens de Lamas de Olo

NUM	47	48	57	77	78	79	80	152	153	154
MIN	Ccas.d	Ccas.d	Ccas.gr	Ccas.zn	Ccas.zn	Ccas.zn	Ccas.zn	Lib.int	Lib.int	Lib.aut
ECH	98A1	98A1	9801	175A2	175A2	175A2	175A2	181B1	181B1	181B1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

Nb2O5	53.945	57.280	49.729	40.498	40.934	46.569	55.595	49.430	57.829	34.922
Ta2O5	22.772	18.511	21.509	35.241	34.994	29.212	21.489	29.085	20.393	46.818
MnO	3.042	3.830	1.878	1.617	0.962	1.725	2.034	2.045	2.224	2.047
FeO	15.034	15.071	15.119	15.223	15.859	15.540	16.352	15.478	16.078	14.687
TiO2	2.889	2.589	6.166	4.979	4.478	4.765	3.031	2.692	3.846	1.577
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SnO2	1.697	1.080	2.974	2.079	2.007	2.027	1.450	1.030	1.508	0.574
Sc2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WO3	0.576	0.804	0.527	0.221	0.173	0.368	0.424	0.264	0.343	0.284
U3O8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	99.955	99.165	97.902	99.858	99.407	100.206	100.375	100.024	102.221	100.909

Formules structurales

Nb	1.50	1.58	1.39	1.18	1.20	1.32	1.52	1.41	1.54	1.07
Ta	0.380	0.307	0.361	0.617	0.617	0.496	0.355	0.498	0.327	0.865
Mn	0.158	0.197	0.098	0.088	0.053	0.091	0.105	0.109	0.111	0.118
Fe	0.772	0.767	0.781	0.820	0.859	0.812	0.830	0.814	0.792	0.834
Ti	0.133	0.119	0.286	0.241	0.218	0.224	0.138	0.127	0.170	0.081
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	0.042	0.026	0.073	0.053	0.052	0.050	0.035	0.026	0.035	0.016
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W	0.009	0.013	0.008	0.004	0.003	0.006	0.007	0.004	0.005	0.005
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Total	2.99	3.01	3.00	3.00	3.00	3.00	2.99	2.99	2.98	2.99

NUM	155	156	179	181
MIN	Lib.aut	Lib.aut	Cwol-sch	Cwol-sch
ECH	181B1	181B1	53B1	53B1
FACIES	APsei	APsei	Greisen	Greisen
MASSIF	CB	CB	LO	LO

Poids d'oxydes

Nb2O5	31.132	31.379	65.853	63.197
Ta2O5	50.573	49.509	4.992	4.932
MnO	2.087	1.153	10.939	9.285
FeO	14.152	14.350	9.447	10.759
TiO2	2.060	2.190	4.165	4.414
ZrO2	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
SnO2	0.876	0.957	0.047	0.017
Sc2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y2O3	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
WO3	0.270	0.268	4.123	7.014
U3O8	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
CaO	n.d.	n.d.	0.103	0.076
Total	101.150	99.806	99.669	99.694

Formules structurales

Nb	0.969	0.985	1.71	1.65
Ta	0.947	0.935	0.078	0.078
Mn	0.122	0.068	0.531	0.454
Fe	0.814	0.834	0.453	0.520
Ti	0.107	0.114	0.180	0.192
Zr	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Sn	0.024	0.027	0.001	n.d.
Sc	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Y	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
W	0.005	0.005	0.061	0.105
U	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ca	n.d.	n.d.	0.006	0.005
Total	2.99	2.97	3.02	3.00

Rutiles des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées.

NUM	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.	10
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1
FACIES	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
WO3	0.157	0.137	0.090	0.254	0.232	0.301	0.194	0.139	0.167	0.207
Ta2O5	0.709	0.286	2.62	2.67	1.61	0.294	3.31	4.85	3.72	0.418
FeO	1.60	1.42	2.68	2.70	2.32	1.78	3.01	3.52	3.03	1.57
MnO	n.d.	0.036	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.013	0.022	n.d.
TiO2	94.44	93.26	86.88	87.31	88.42	93.31	84.48	81.09	84.97	92.92
SnO2	1.43	1.17	1.76	1.80	1.61	1.29	1.85	1.83	1.87	1.18
Nb2O5	3.37	3.12	5.24	5.33	4.49	3.33	6.92	7.53	6.26	3.43
Al2O3	0.159	0.117	0.180	0.157	0.154	0.090	0.200	0.234	0.150	0.148
Total	102	99.54	99.44	100	98.84	100	99.97	99.21	100	99.88

Formules structurales										
W	0.002	0.002	0.001	0.004	0.003	0.004	0.003	0.002	0.002	0.003
Ta	0.010	0.004	0.040	0.041	0.025	0.004	0.051	0.076	0.057	0.006
Fe	0.072	0.065	0.126	0.126	0.109	0.081	0.142	0.170	0.143	0.072
Mn	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	0.001	n.d.
Ti	3.810	3.830	3.670	3.660	3.720	3.810	3.590	3.520	3.600	3.810
Sn	0.031	0.026	0.039	0.040	0.036	0.028	0.042	0.042	0.042	0.026
Nb	0.082	0.077	0.133	0.135	0.114	0.082	0.177	0.196	0.160	0.085
Al	0.010	0.008	0.012	0.010	0.010	0.006	0.013	0.016	0.010	0.010
Total	4.017	4.014	4.021	4.016	4.017	4.015	4.018	4.023	4.015	4.012

NUM	11	12	13	16	17	18	19	20	21	22
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	168A1	168A1	168A1	163B2	163B2	163B2	163B2	163B2	163B2	160A2
FACIES	OUTE	OUTE	OUTE	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
WO3	0.400	0.309	0.149	n.d.	n.d.	0.168	1.41	0.055	1.66	0.868
Ta2O5	0.581	2.55	0.596	0.053	0.093	0.267	0.113	n.d.	0.049	0.031
FeO	2.59	2.59	1.79	0.431	0.399	0.902	0.961	0.419	1.02	0.736
MnO	0.105	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.037	n.d.	n.d.	0.043
TiO2	90.93	85.69	90.98	99.29	99.80	97.59	97.06	99.64	96.47	98.61
SnO2	n.d.	1.75	1.28	0.458	0.402	0.529	0.248	0.176	0.229	0.134
Nb2O5	5.11	5.82	3.95	0.345	0.179	0.499	0.295	n.d.	0.370	0.402
Al2O3	0.185	0.176	0.146	0.040	n.d.	0.042	0.035	n.d.	0.044	0.039
Total	99.91	98.88	98.90	101	101	100.00	100	100	99.83	101

Formules structurales										
W	0.006	0.005	0.002	n.d.	n.d.	0.002	0.020	0.001	0.023	0.012
Ta	0.009	0.039	0.009	0.001	0.001	0.004	0.002	n.d.	0.001	n.d.
Fe	0.119	0.123	0.083	0.019	0.018	0.041	0.043	0.019	0.046	0.033
Mn	0.005	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	n.d.	n.d.	0.002
Ti	3.750	3.650	3.790	3.970	3.980	3.940	3.930	3.990	3.920	3.950
Sn	n.d.	0.039	0.028	0.010	0.008	0.011	0.005	0.004	0.005	0.003
Nb	0.127	0.149	0.099	0.008	0.004	0.012	0.007	n.d.	0.009	0.010
Al	0.012	0.012	0.010	0.003	n.d.	0.003	0.002	n.d.	0.003	0.002
Total	4.028	4.017	4.021	4.011	4.011	4.013	4.011	4.014	4.007	4.012

Rutiles des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées.

NUM	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	160A2	160A2	160A2	160A2	160A1	160A1	160A1	160A1	160A1	160A1
FACIES	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX	SEIX
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
WO3	0.198	0.010	0.036	n.d.	0.163	0.956	0.899	0.800	0.012	n.d.
Ta2O5	0.052	0.034	n.d.	n.d.	n.d.	0.032	n.d.	0.068	n.d.	0.081
FeO	0.450	0.368	0.296	0.417	0.414	0.754	0.799	0.804	0.315	0.361
MnO	0.011	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.017	n.d.	n.d.	n.d.	0.011
TiO2	97.90	100	96.23	98.21	97.75	97.28	96.43	96.09	99.41	98.42
SnO2	0.158	0.084	0.135	0.078	0.127	0.205	0.267	0.427	0.208	0.027
Nb2O5	0.361	0.122	0.147	0.058	0.153	0.281	0.403	0.784	0.256	0.198
Al2O3	0.035	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.028	0.046	0.041	0.035	0.030
Total	99.17	101	96.85	98.76	98.61	99.55	98.84	99.02	100	99.13
Formules structurales										
W	0.003	n.d.	0.001	n.d.	0.002	0.013	0.013	0.011	n.d.	n.d.
Ta	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.001
Fe	0.020	0.016	0.014	0.019	0.019	0.034	0.036	0.037	0.014	0.016
Mn	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.	0.001
Ti	3.970	3.990	3.980	3.990	3.980	3.950	3.940	3.930	3.980	3.980
Sn	0.003	0.002	0.003	0.002	0.003	0.004	0.006	0.009	0.004	0.001
Nb	0.009	0.003	0.004	0.001	0.004	0.007	0.010	0.019	0.006	0.005
Al	0.002	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.003	0.003	0.002	0.002
Total	4.009	4.011	4.002	4.012	4.008	4.011	4.008	4.010	4.006	4.006

NUM	33	34	35	36	62	63	64	65	66	67
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	160A1	16A1	16A1	16A1	174A1	174A1	174A1	174A1	174A1	174A1
FACIES	SEIX	GfQm	GfQm	GfQm	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
WO3	0.033	n.d.	0.055	0.034	0.640	0.335	0.073	n.d.	0.081	0.557
Ta2O5	n.d.	0.047	0.057	0.028	0.267	2.00	2.76	6.13	0.668	0.081
FeO	0.385	0.063	0.143	0.809	0.949	1.75	2.08	2.18	0.896	0.641
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	0.034	0.025	n.d.	0.014	n.d.	n.d.	0.006
TiO2	98.68	98.49	97.31	94.05	90.48	86.85	84.93	79.13	90.36	94.20
SnO2	0.087	0.033	n.d.	0.030	2.65	3.23	2.93	4.63	2.96	2.24
Nb2O5	0.127	0.668	0.633	0.471	2.51	4.75	5.39	4.96	3.25	1.57
Al2O3	n.d.	0.105	0.094	0.081	0.334	0.612	0.750	0.682	0.490	0.244
Total	99.32	99.41	98.29	95.54	97.85	99.54	98.92	97.70	98.70	99.54
Formules structurales										
W	n.d.	n.d.	0.001	n.d.	0.009	0.005	0.001	n.d.	0.001	0.008
Ta	n.d.	0.001	0.001	n.d.	0.004	0.031	0.042	0.098	0.010	0.001
Fe	0.017	0.003	0.006	0.038	0.044	0.082	0.098	0.108	0.042	0.029
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.001	n.d.	0.001	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	3.980	3.970	3.970	3.960	3.800	3.660	3.620	3.510	3.770	3.860
Sn	0.002	0.001	n.d.	0.001	0.059	0.072	0.066	0.109	0.066	0.049
Nb	0.003	0.016	0.016	0.012	0.063	0.120	0.138	0.132	0.082	0.039
Al	n.d.	0.007	0.006	0.005	0.022	0.040	0.050	0.047	0.032	0.016
Total	4.002	3.998	4.000	4.018	4.002	4.010	4.016	4.004	4.003	4.002

Rutiles des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées.

NUM	68	74	103	104	105	118	119	120	126	127
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	174A1	174A1	174A1	174A1	174A1	174A2	174A2	174A2	179C1	179C1
FACIES	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	APsei(c)	VN	VN	VN	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes										
WO3	0.078	0.823	0.134	0.157	0.100	0.190	0.207	0.194	0.284	0.277
Ta2O5	1.72	2.14	5.08	1.09	2.65	0.470	0.895	1.12	6.18	4.07
FeO	1.86	1.30	2.06	0.673	1.29	0.892	1.20	1.47	2.18	1.82
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029
TiO2	86.84	86.83	81.30	93.62	87.11	92.73	87.40	87.04	83.71	87.11
SnO2	3.32	2.86	4.05	3.09	3.42	3.54	3.67	3.76	3.38	3.28
Nb2O5	5.75	4.50	5.83	2.40	4.12	2.87	4.13	4.54	3.38	3.04
Al2O3	0.621	0.635	0.785	0.406	0.616	0.339	0.400	0.504	0.431	0.335
Total	100	99.09	99.23	101	99.29	101	97.89	98.63	99.56	99.97

Formules structurales

W	0.001	0.012	0.002	0.002	0.001	0.003	0.003	0.003	0.004	0.004
Ta	0.026	0.033	0.080	0.016	0.040	0.007	0.014	0.017	0.097	0.062
Fe	0.087	0.061	0.099	0.030	0.060	0.041	0.057	0.069	0.105	0.086
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.001
Ti	3.640	3.670	3.520	3.800	3.680	3.790	3.720	3.690	3.610	3.690
Sn	0.074	0.064	0.093	0.067	0.077	0.077	0.083	0.084	0.077	0.074
Nb	0.145	0.114	0.152	0.059	0.105	0.070	0.105	0.116	0.088	0.077
Al	0.041	0.042	0.053	0.026	0.041	0.022	0.027	0.033	0.029	0.022
Total	4.014	3.996	3.999	4.000	4.004	4.010	4.009	4.012	4.010	4.016

NUM	128	134	135	136	139	140	141	142	143	144
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	179C1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

WO3	0.087	0.214	0.233	0.243	0.067	0.189	0.129	0.159	0.135	0.117
Ta2O5	0.487	11.33	11.96	12.31	19.87	11.87	13.38	14.77	14.15	7.39
FeO	0.628	3.15	3.30	3.62	6.04	3.26	3.94	4.50	4.78	2.83
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.039	0.032
TiO2	93.47	75.82	74.50	73.32	65.69	73.38	70.88	70.14	69.91	80.32
SnO2	3.51	3.96	4.00	3.78	2.61	3.61	3.66	3.64	3.57	3.60
Nb2O5	1.18	4.42	4.32	4.35	7.09	2.93	5.82	5.93	6.58	5.10
Al2O3	0.132	0.401	0.392	0.350	0.534	0.362	0.312	0.466	0.285	0.427
Total	99.50	99.28	98.70	97.97	102	95.60	98.13	99.61	99.44	99.82

Formules structurales

W	0.001	0.003	0.004	0.004	0.001	0.003	0.002	0.003	0.002	0.002
Ta	0.007	0.185	0.197	0.205	0.337	0.202	0.225	0.248	0.237	0.117
Fe	0.029	0.158	0.168	0.186	0.315	0.170	0.204	0.232	0.247	0.138
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.002	0.002
Ti	3.850	3.420	3.400	3.380	3.080	3.450	3.300	3.250	3.240	3.510
Sn	0.077	0.095	0.097	0.092	0.065	0.090	0.090	0.089	0.088	0.083
Nb	0.029	0.120	0.118	0.121	0.200	0.083	0.163	0.165	0.183	0.134
Al	0.009	0.028	0.028	0.025	0.039	0.027	0.023	0.034	0.021	0.029
Total	4.002	4.009	4.012	4.013	4.037	4.025	4.007	4.021	4.020	4.015

Rutiles des granites fins peralumineux et des aplopegmatites associées.

NUM	145	146	147	148	149	150	151
MIN	RU	RU	RU	RU	RU	RU	RU
ECH	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180A1	180B1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB
Poids d'oxydes							
WO3	0.121	0.186	0.086	0.139	0.125	0.448	0.212
Ta2O5	5.35	10.16	11.82	4.64	11.01	1.01	2.66
FeO	2.08	3.46	3.85	2.01	3.83	1.08	1.63
MnO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	84.03	74.16	74.21	84.11	73.18	89.52	86.64
SnO2	3.68	4.19	3.10	3.64	3.97	3.01	2.96
Nb2O5	3.47	6.09	6.00	3.54	6.37	3.05	4.81
Al2O3	0.358	0.424	0.593	0.407	0.349	0.250	0.317
Total	99.09	98.67	99.66	98.49	98.84	98.37	99.22

Formules structurales							
W	0.002	0.003	0.001	0.002	0.002	0.007	0.003
Ta	0.084	0.167	0.193	0.073	0.182	0.015	0.041
Fe	0.100	0.175	0.193	0.097	0.194	0.050	0.077
Mn	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ti	3.630	3.370	3.350	3.640	3.340	3.770	3.670
Sn	0.084	0.101	0.074	0.084	0.096	0.067	0.066
Nb	0.090	0.166	0.163	0.092	0.175	0.077	0.122
Al	0.024	0.030	0.042	0.028	0.025	0.016	0.021
Total	4.014	4.012	4.016	4.016	4.014	4.002	4.000

La nigérite dans le secteur de Seixoso

NUM	1a	1b	1c	1d	16a	16b	16c	16d	20a	20b
MIN	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG
ECH	165A1	165A1	165A1	165A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1	168A1
FACIES	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE	OUTE
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

MnO	0.175	0.224	0.204	0.243	0.119	0.163	0.186	0.128	0.144	0.125
Fe2O3	10.84	11.37	11.49	11.40	10.10	9.59	9.67	8.96	9.32	9.34
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	12.00	11.89	11.58	11.39	13.10	13.35	13.55	13.29	13.91	13.90
TiO2	1.32	1.99	1.70	2.84	3.70	3.57	4.53	2.92	1.43	1.48
CaO	0.040	0.060	0.071	0.030	0.036	0.029	0.047	0.057	0.049	0.043
SnO2	18.13	17.01	17.18	15.82	14.18	14.42	12.36	15.67	17.28	17.14
SiO2	0.503	0.494	0.466	0.193	0.303	0.209	0.259	0.259	0.347	0.613
Al2O3	52.53	53.51	53.34	54.32	54.47	52.24	54.94	54.09	53.03	52.94
MgO	0.216	0.213	0.234	0.214	0.375	0.367	0.402	0.346	0.276	0.296
Total	95.76	96.76	96.26	96.46	96.39	93.94	95.94	95.73	95.79	95.88

Formules structurales

MN	0.026	0.032	0.030	0.035	0.018	0.012	0.011	0.014	0.021	0.021
FE	1.42	1.47	1.49	1.46	0.962	0.978	0.953	0.979	1.26	1.25
FE	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZN	1.54	1.50	1.47	1.43	1.09	1.24	1.06	1.19	1.73	1.63
TI	0.173	0.256	0.220	0.364	0.237	0.429	0.592	0.527	0.191	0.401
CA	0.007	0.011	0.013	0.005	0.015	0.011	0.009	0.005	0.009	0.011
SN	1.26	1.16	1.18	1.07	1.68	1.34	1.34	1.23	1.20	1.08
SI	0.088	0.085	0.080	0.033	0.050	0.078	0.061	0.051	0.022	0.036
AL	10.80	10.80	10.80	10.90	11.00	11.00	11.00	11.10	10.90	10.80
MG	0.056	0.054	0.060	0.054	0.070	0.083	0.077	0.089	0.141	0.149
Total	15.37	15.37	15.34	15.35	15.12	15.17	15.10	15.19	15.47	15.38

NUM	20c	20d	5a	5b	5d	5c	9a	9b	11a	11b
MIN	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG
ECH	168A1	168A1	173C2	173C2	173C2	173C2	173C2	173C2	173C2	173C2
FACIES	OUTE	OUTE	APseivN	APseivN	APseivN	APseivN	APseivN	APseivN	APseivN	APseivN
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

MnO	0.128	0.147	0.119	0.077	0.079	0.097	0.140	0.141	0.082	0.118
Fe2O3	10.09	9.02	7.36	7.34	7.38	7.42	9.58	9.57	7.97	7.90
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	13.59	14.41	8.46	9.51	8.33	9.15	13.40	12.66	8.18	8.00
TiO2	4.89	4.35	1.82	3.22	4.58	3.99	1.45	3.07	5.11	3.14
CaO	0.001	0.046	0.080	0.056	0.047	0.029	0.049	0.060	0.050	0.074
SnO2	11.34	12.30	24.26	18.95	19.55	17.61	17.17	15.65	18.69	22.88
SiO2	0.276	0.262	0.286	0.441	0.353	0.288	0.125	0.210	0.290	0.286
Al2O3	54.98	54.52	53.51	52.69	54.18	53.58	53.12	52.96	53.78	53.02
MgO	0.357	0.309	0.271	0.314	0.301	0.341	0.541	0.575	0.465	0.413
Total	95.66	95.36	96.18	92.59	94.80	92.51	95.58	94.90	94.62	95.83

Formules structurales

MN	0.012	0.017	0.017	0.024	0.027	0.019	0.021	0.018	0.018	0.021
FE	1.03	1.03	1.29	1.27	1.23	1.16	1.22	1.22	1.28	1.16
FE	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZN	1.04	1.02	1.64	1.73	1.69	1.69	1.79	1.79	1.69	1.82
TI	0.660	0.408	0.472	0.471	0.576	0.378	0.188	0.194	0.621	0.558
CA	0.009	0.014	0.007	0.005	0.009	0.011	0.009	0.008	n.d.	0.008
SN	1.28	1.58	0.959	1.01	0.833	1.08	1.20	1.19	0.763	0.837
SI	0.050	0.049	0.051	0.037	0.044	0.045	0.061	0.107	0.047	0.045
AL	10.90	10.80	10.90	10.80	10.90	11.00	10.90	10.90	10.90	11.00
MG	0.119	0.107	0.095	0.096	0.101	0.089	0.072	0.077	0.090	0.079
Total	15.10	15.03	15.43	15.44	15.41	15.47	15.46	15.50	15.41	15.53

La nigérite dans le secteur de Seixoso

NUM	20c	20d	5a	5b	5d
MIN	NIG	NIG	NIG	NIG	NIG
ECH	168A1	168A1	173C2	173C2	173C2
FACIES	OUTE	OUTE	APseiVN	APseiVN	APseiVN
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

MnO	0.128	0.147	0.119	0.077	0.079
Fe2O3	10.09	9.02	7.36	7.34	7.38
FeO	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
ZnO	13.59	14.41	8.46	9.51	8.33
TiO2	4.89	4.35	1.82	3.22	4.58
CaO	0.001	0.046	0.080	0.056	0.047
SnO2	11.34	12.30	24.26	18.95	19.55
SiO2	0.276	0.262	0.286	0.441	0.353
Al2O3	54.98	54.52	53.51	52.69	54.18
MgO	0.357	0.309	0.271	0.314	0.301
Total	95.66	95.36	96.18	92.59	94.80

Formules structurales

MN	0.014	0.013	0.015	n.d.	n.d.
FE	1.36	1.56	0.227	1.01	1.21
FE	n.d.	0.385	0.566	n.d.	n.d.
ZN	0.648	0.579	1.06	1.24	1.50
TI	0.411	0.022	0.063	n.d.	n.d.
CA	n.d.	n.d.	0.184	n.d.	n.d.
SN	1.53	1.75	1.25	2.04	1.45
SI	0.149	0.083	0.687	n.d.	0.762
AL	10.70	10.40	11.10	10.80	10.20
MG	0.025	0.331	0.122	n.d.	n.d.
Total	14.84	15.12	15.27	15.09	15.12

Le phosphore dans les feldspaths des aplopegmatites de Seixoso

NUM	7.	8.	12	27	28	29	30	45	48	16
MIN	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	Plagio	FK
ECH	175A2	175A2	98A1	98D1	98D1	98D1	98D1	165A1	173C2	98B1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	Oute	APsei	APsei
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

Na2O	12.34	11.86	11.78	11.52	11.41	12.00	11.31	11.37	11.94	0.228
BaO	0.111	n.d.	0.148	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.021	n.d.	0.228
Cr2O3	n.d.	n.d.	0.069	n.d.	0.070	n.d.	0.078	0.078	0.002	n.d.
MnO	n.d.	0.111	n.d.	n.d.	0.046	0.008	n.d.	0.064	n.d.	0.027
FeO	0.088	0.053	n.d.	0.018	n.d.	0.008	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Cl	0.016	0.021	0.021	0.015	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.003	0.009
K2O	0.141	0.101	0.024	0.127	0.127	0.037	0.127	0.123	0.059	16.26
CaO	0.008	0.138	0.079	0.501	0.461	0.018	0.553	0.890	0.008	n.d.
TiO2	0.014	0.047	n.d.	0.049	0.025	0.001	0.039	0.007	n.d.	n.d.
F.	0.185	n.d.	0.037	n.d.	0.073	0.063	n.d.	n.d.	0.083	n.d.
MgO	n.d.	n.d.	0.015	n.d.	0.005	n.d.	0.012	n.d.	0.023	n.d.
Al2O3	20.11	20.05	19.56	21.97	21.77	20.86	20.78	21.94	20.57	18.68
Rb2O	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	0.029	n.d.	n.d.	0.091
SiO2	69.42	68.20	68.66	66.81	66.73	68.19	66.68	66.95	68.66	64.33
SrO	0.032	0.093	n.d.	0.007	0.007	0.061	0.034	n.d.	n.d.	0.109
P2O5	n.d.	0.121	0.103	1.18	1.01	0.391	0.873	0.845	0.399	n.d.
Total	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100

NUM	21	22	33	34	35	44
MIN	FK	FK	FK	FK	FK	FK
ECH	98C1	98C1	98D1	98D1	98D1	165A1
FACIES	APsei	APsei	APsei	APsei	APsei	Oute
MASSIF	CB	CB	CB	CB	CB	CB

Poids d'oxydes

Na2O	0.219	0.202	0.806	0.629	0.250	1.10
BaO	0.042	0.125	n.d.	n.d.	0.083	n.d.
Cr2O3	0.088	n.d.	0.051	0.026	n.d.	n.d.
MnO	n.d.	0.018	n.d.	n.d.	0.031	n.d.
FeO	0.053	0.174	0.016	n.d.	n.d.	0.022
Cl	0.011	0.006	n.d.	0.011	n.d.	n.d.
K2O	15.77	15.83	15.07	15.41	15.40	15.39
CaO	n.d.	0.012	0.010	n.d.	n.d.	n.d.
TiO2	0.033	n.d.	0.027	0.007	n.d.	n.d.
F.	0.034	n.d.	n.d.	n.d.	0.078	n.d.
MgO	0.003	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Al2O3	18.19	18.75	19.68	19.46	18.74	19.24
Rb2O	0.451	0.560	0.637	0.595	0.908	0.128
SiO2	64.39	64.41	62.25	63.28	63.59	63.69
SrO	0.003	0.036	0.112	0.073	0.053	0.078
P2O5	0.016	0.063	1.17	0.714	0.234	0.732
Total	100	100	100	100	100	100

