

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

L. BOUABSA *, C. MARIGNAC **, M. CUNEY * et C. GHERBI ******

RÉSUMÉ

Le complexe granitique langhien du Filfila résulte de l'intrusion successive de granites à Fe-biotite-cordiérite (avec des microgranites associés), de granites à protolithionite-tourmaline (avec des microgranites associés) et de granites à zinnwaldite-topaze (avec des aplites associées). Ces derniers sont bordés par des pegmatites de type "stockscheider". L'analyse des micas lithinifères (granites à tourmaline et granites-aplites à topaze) et des rutilés niobo-tantalifères (aplites à topaze) met en évidence des phénomènes de mélanges magmatiques. Les données géochimiques permettent de préciser la nature des termes du mélange en suggérant la participation de magmas méta-alumineux et de plusieurs magmas peralumineux, dont certains sont apparentés aux lignées de type "granites à métaux rares". L'étude de l'effet tétrade et du comportement non-CHARAC montre que les compositions des granites reflètent des interactions fluides-magmas et fluides-roches de haute température, sans pour autant remettre en cause les conclusions précédentes. Finalement, un modèle est proposé, qui relie la genèse des granites à cordiérite et celle des granites à métaux rares dans la croûte nord-algérienne durant le Miocène. Une implication de ce modèle est la présence possible d'autres massifs à métaux rares en profondeur dans cette croûte.

Mots-clés : Filfila - Granite à métaux rares - Stockscheider - Cordiérite - Topaze - Tourmaline - Zinnwaldite - Ta-rutile - Wodginitite.

* Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji-Mokhtar, BP 12, 23 000 Annaba, Algérie
abouabsa@yahoo.fr

** CRPG-CNRS, BP2054001 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France et Ecole des Mines de Nancy, Parc de Saurupt, 540042 Nancy Cedex, France

*** CREGU et UMR G2R 7566, BP23, 54501 Vandoeuvre-les-Nancy Cedex, France

**** ENS Alger

- Manuscrit déposé le 26 Janvier 2004, accepté après révision le 08 Juin 2004.

THE LANGHIEN FILFILA MASSIF (NORTHERN, ALGERIA): CORDIERITE GRANITE, TOURMALINE GRANITE OF RARE METAL. MINERALOGICAL AND GEOCHIMICAL DATA POINT AND PETROLOGICAL RESULT.

ABSTRACT

In the Langhian Filfila granite massif (internal Maghrebides, northern Algeria), petrographic, geochemical and mineralogical evidence point to the participation of rare metal peraluminous granite melts in the generation of the main facies (topaz- or tourmaline-granites). Mineralogical (Li-micas, Ta-rutiles) and geochemical data point to the granites resulting from magma mixing processes. Mixing involved meta-aluminous and several peraluminous melts, including melts of the RMG group. Limited tetrad effect and non-CHARAC behaviour are demonstrated and resulted from fluid-melt and HT fluid-rock interactions. The presence of rare metal granites (RMG) in the internal Maghrebides is a likely by-product of the generation of the widespread cordierite-granite.

Keywords : Filfila - Granite of rare metal -Stocksheider - Cordierite - Topaz - Tourmaline - Zinwaldite - Ta -rutile - Wodginite.

I. INTRODUCTION

Les granites peralumineux riches en Li, F, B forment une classe particulière de granites, les granites à métaux rares (RMG : Rare Metal Granites; Pollard, 1995), ainsi nommés parce que les plus évolués d'entre eux sont associés à des concentrations économiques ou sub-économiques de métaux rares—Sn, W, Be et surtout Ta (e. g., Yashan : Lin *et al.*, 1995; Beauvoir : Cuney *et al.*, 1992, Raimbault *et al.*, 1995; Erzgebirge : Cuney *et al.*, 1994).

En Afrique du Nord, ce type de magmatisme est surtout connu dans le Panafricain du Hoggar (Boissonnas, 1973; Bouabsa, 1987; Cheilletz *et al.*, 1992; Chalal et Marignac, 1997; Nedjari *et al.*, 2001; Kesraoui *et al.*, 2000; Kesraoui et Nedjari, 2002), mais on en connaît aussi quelques occurrences hercyniennes, au Maroc (Belkasmî *et al.*, 1999) et en Algérie (Aïssa *et al.*, 2000; Kesraoui et Kehal, 2001). En revanche, lors du cycle alpin, pourtant caractérisé dans les zones internes des Maghrébides par un puissant magmatisme acide dont les composantes peralumineuses ne sont pas absentes (Fourcade *et al.*, 2001), les magmas à métaux rares sont jusqu'ici peu documentés : on en a signalé quelques manifestations (dykes rhyo-

litiques) dans le massif de l'Edough (NE Algérie) (Aïssa *et al.*, 1995) et l'étude des skarns de Karézas dans le même massif conduit à soupçonner l'existence en profondeur d'un RMG (Aïssa *et al.*, 2001). Cependant, de nouvelles observations dans le petit massif tertiaire du Filfila (Semroud, 1970) conduisent à l'interpréter comme constitué en grande partie de granites d'affinité RMG, incluant des aplites et des granites à topaze (Gherbi, 1998) qui avaient jusqu'alors échappé à l'observation. L'objet du présent travail est de caractériser ces manifestations et, par une première approche minéralogique et géochimique, de discuter les relations génétiques entre les différents types pétrographiques présents dans ce massif, et leur place dans le magmatisme tertiaire du Nord de l'Algérie tel que synthétisé par Maury *et al.* (2000) et Fourcade *et al.* (2001).

II. CADRE GÉOLOGIQUE (LEMOY, 1969)

Le massif du Filfila, en Petite Kabylie, à 20km à l'Est de Skikda, appartient à la zone interne des Maghrébides (Durand-Delga, 1969 ; Bouillin, 1979; Wildi, 1983), dont il présente toutes les

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

unités classiques, sous forme d'un ensemble d'unités tectoniques empilées (Lemoy, 1969). Du haut vers le bas, on y trouve en effet (fig. 1) : (i) la nappe Numidienne, formée de grès de couleur blanche à dragées de quartz et d'argilites fines, d'âge oligo-miocène; (ii) la nappe des flyschs kabyles maurétaniens, composée de bas en haut par des phanites du Vracono-Cénomaniens, un flysch schisto-gréseux et une formation pélitique d'âge Sénonien; (iii) la nappe du socle kabyle, comprenant des terrains cristallophyliens (schistes satinés, gneiss ocellés), des grès épimétamorphiques et des calcaires, surmontés par une couverture grésopélitique discordante (l'Oligo-Miocène kabyle), avec des conglomérats à galets du socle kabyle à sa base; (iv) l'unité parautochtone du Dj. Filfila, correspondant à la couverture "ultra-tellienne" du socle africain.

L'unité du Dj. Filfila, qui ressort en fenêtre tectonique sous les nappes à la faveur d'un bombement anticlinorial, comprend (fig. 2) des terrains jurassiques et crétacés : Lias calcaire (marbres du Filfila, exploités en carrière); Dogger pélitique, à lentilles carbonatées (calcaires et dolomies); Malm pélitique, à petits bancs et lentilles gréseuses, passant progressivement vers le haut au Néocomien où les bancs gréseux prennent de l'importance; "Albo-Aptien" schisto-gréseux où dominent les grès. Ces terrains épimétamorphiques (marbres à actinote) présentent une tectonique polyphasée : à une tectonique tangentielle précoce (plis couchés synchisteux, chevauchement de l'échelle de marbres liasiques) succède un plissement en anticlinoriaux et synclinoriaux droits d'axes WNW-ESE. Les deux massifs granitiques visibles à l'affleurement sont réputés post-tectoniques, mais occupent les coeurs de deux anticlinoriaux majeurs (fig. 2).

III. LE MASSIF GRANITIQUE DU FILFILA

Le massif granitique du Filfila, d'âge langhien (15.3 Ma : Penven et Zimmermann, 1986), com-

prend deux petits stocks de 3 et 4 km², qui sont allongés dans la direction WNW-ESE, conformément à l'orientation générale des structures de la région. Ces deux stocks sont peu érodés : leur toit plonge, de façon symétrique, sous l'échelle de marbres liasiques. La région entre les deux stocks montre de très nombreux petits pointements granitiques (entre 1 et 20 mètres de diamètre) et un important métamorphisme de contact (voir infra), ce qui laisse supposer l'existence en profondeur d'une continuité entre les deux intrusions (comme proposé sur la fig. 2). En revanche, les contacts septentrionaux (massif Nord) et méridionaux (massif Sud) sont beaucoup plus raides.

D'après les travaux antérieurs (Semroud, 1970; Semroud & Fabries, 1976; Fougnot, 1990; Ouabadi, 1994), il existe deux grands types de granites dans le massif : un granite à tourmaline de grain grossier à moyen, qui est le faciès dominant; et un granite fin à nodules de cordiérite, peu représenté, mais dont Semroud et Fabries (1976) pensent qu'il constitue l'essentiel des granites cachés. Il s'y ajoute trois variétés de microgranites : (i) quartzofeldspathiques à fluorite, leucocrates; (ii) à biotite et tourmaline, riches en micropegmatite; (iii) porphyriques à phénocristaux d'orthose en tablette, avec biotite et tourmaline. Ces microgranites se présentent soit en filons, soit en petits massifs, généralement en bordure des plutons (comme, par exemple, au Sud du stock méridional) (fig. 3). Dans ce dernier cas, ils montrent systématiquement des microfractures remplies d'épidote et de fluorite. Nos études de terrain (Gherbi, 1998) ont mis en évidence la présence, dans le massif Nord, d'un leucogranite à topaze accompagné de stockscheiders sur sa bordure et intrusif dans les granites à tourmaline (fig. 2 et 3), tandis qu'un réexamen des "microgranites leucocrates" (en fait, des aplites) y a révélé la présence systématique de topaze primaire. Ces filons d'aplite à topaze, de direction générale NNW-SSE, de puissance centimétrique à métrique et d'extension comprise entre quelques mètres et quelques

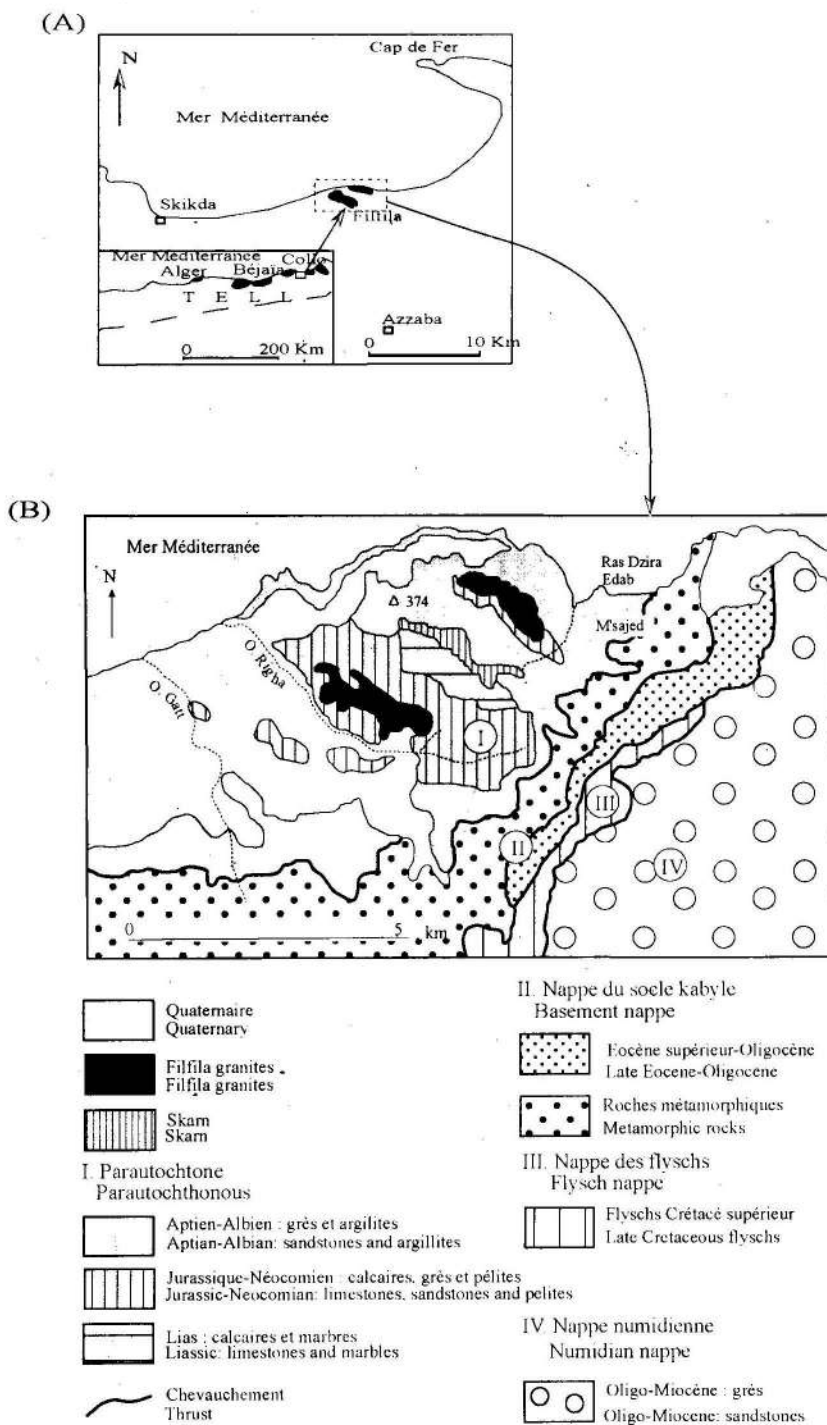


Fig. 1- A) Situation géographique du massif Filfila

Geographical location of the Filfila massif

B) Le cadre géologique du massif du Filfila (d'après Lemoy, 1969).

Geological setting of the Filfila massif (from Lemoy, 1969).

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

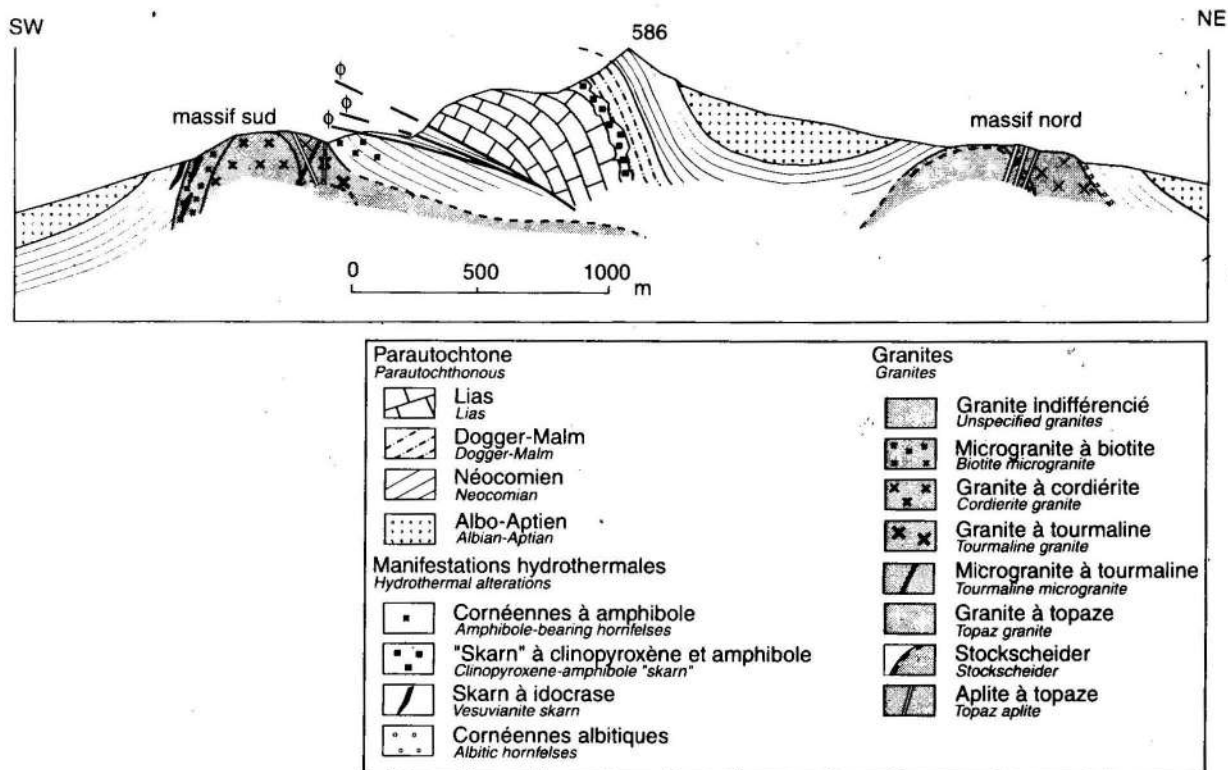


Fig. 2 - Coupe géologique interprétative dans le massif du Filfila. La structure de l'encaissant est simplifiée de Lemoy (1969) : les plis de second ordre ont été omis. Les relations entre les différents faciès granitiques sont déduites des observations de terrain et des données de la pétrographie. L'extension des granites sous les calcaires liasiques est déduite de l'importance du métamorphisme de contact (voir Fig. 3). Le développement des stockscheiders au contact des granites à tourmaline reste hypothétique.

Interpretative cross-section through the Filfila massif. The structures in the surrounding rocks are from Lemoy (1969) and were smoothed by not showing the 2nd order folds. The granite relationships are reconstructed using both field and petrographic data. The granite mass under the Liasic marbles is interpretative and aimed to explain the extent of contact metamorphism rocks (see Fig. 3). The presence of a stockscheider at the topaz granite/tourmaline granite boundary is hypothetic.

centaines de mètres, sont surtout présents dans le massif Sud, où ils indiqueraient l'existence, à faible profondeur, d'une autre coupole de granite à topaze (fig. 2).

Les relations de terrain montrent que les granites à tourmaline sont intrusifs dans les granites à cordiérite et que les filons d'aplite à topaze recoupent les microgranites et aplites à biotite-tourmaline; les relations mutuelles des microgranites porphyriques et des autres filons ne sont pas connues, mais ces microgranites recoupent clairement les granites à cordiérite et à tourmaline (Semroud et Fabriès, 1976).

Métamorphisme de contact

Conformément à la morphologie supposée du complexe intrusif, tout le domaine compris entre les deux stocks montre en abondance les manifestations du métamorphisme de contact, tandis que seule une étroite frange est affectée sur les contacts redressés du Nord et du Sud (fig. 3). D'après Lemoy (1969), le métamorphisme de contact (dont l'étude mériterait d'être reprise) a atteint ou dépassé le degré moyen comme l'indiquent de nombreuses associations minérales : andalousite + biotite dans les roches pélitiques; "skarns" dans les roches carbonatées (clinopyroxénites dans l'écaillé de marbres liasiques, le long du contact avec le Dogger; grenatites le long du contact sud du stock septentrional; idocrasites au contact sud du stock méridional et dans des panneaux inclus le long de ce contact); cornéennes à hornblende au toit des deux stocks. Les skarns progrades sont fréquemment affectés de manifestations rétrogrades (à actinolite ou à chlorite-épidote).

En outre, Lemoy (1969) indique qu'en de nombreux points, ces paragenèses de haute température sont reprises par des manifestations hydrothermales que l'on peut vraisemblablement rattacher aux granites à tourmaline et/ou à topaze :

- tourmaline fissurale (d'ailleurs, chloritisée) dans des skarns à clinopyroxène-oligoclase;
- albitisation des calcaires (notamment, le long du contact Nord du stock septentrional : fig. 2);
- développement de "phlogopite rose" (probablement, un mica-Li de type lépidolite ?) et/ou de tourmaline dans les roches pélitiques, très souvent en association avec un curieux phénomène : formation de filonnets albitiques, microplissés "avec une schistosité" (dont Lemoy (1969) ne précise pas les relations avec la microtectonique régionale), et avec apparition de "sphène le long de leur contact" (ne serait-ce pas de la scheelite ?); de tels filonnets recoupent également, par ailleurs, les skarns à clinopyroxène ou les grenatites;
- transformation de l'andalousite en un "corindon bleuté" qui est beaucoup plus vraisemblablement de la dumortierite : le phénomène se produit en effet dans des roches à quartz et il se développe préférentiellement "dans les zones où s'observe un envahissement de la roche par du phlogopite ou de la tourmaline".

Sur la base de ces données et des relations entre les granites, il devient possible de proposer une mise en place polyphasée du complexe granitique. Dans un premier temps, l'intrusion des corps de microgranite à biotite et des granites à cordiérite aurait été responsable de l'essentiel des manifestations du métamorphisme de contact (cornéennes, schistes tachetés, skarns), ce qui impliquerait, conformément aux hypothèses de Semroud et Fabriès (1976) que ces granites représentent l'essentiel de la partie cachée du pluton. Dans un deuxième temps, se mettent en place les granites à tourmaline puis les granites et aplites à topaze, responsables des surimpositions hydrothermales (albitisation, "corindon bleu", "phlogopite"). En revanche, il n'a pas été possible de retrouver, sur le terrain, l'agencement en coupôles successives emboîtées, dont parlent, mais sans les cartographier, Semroud et Fabriès (1976).

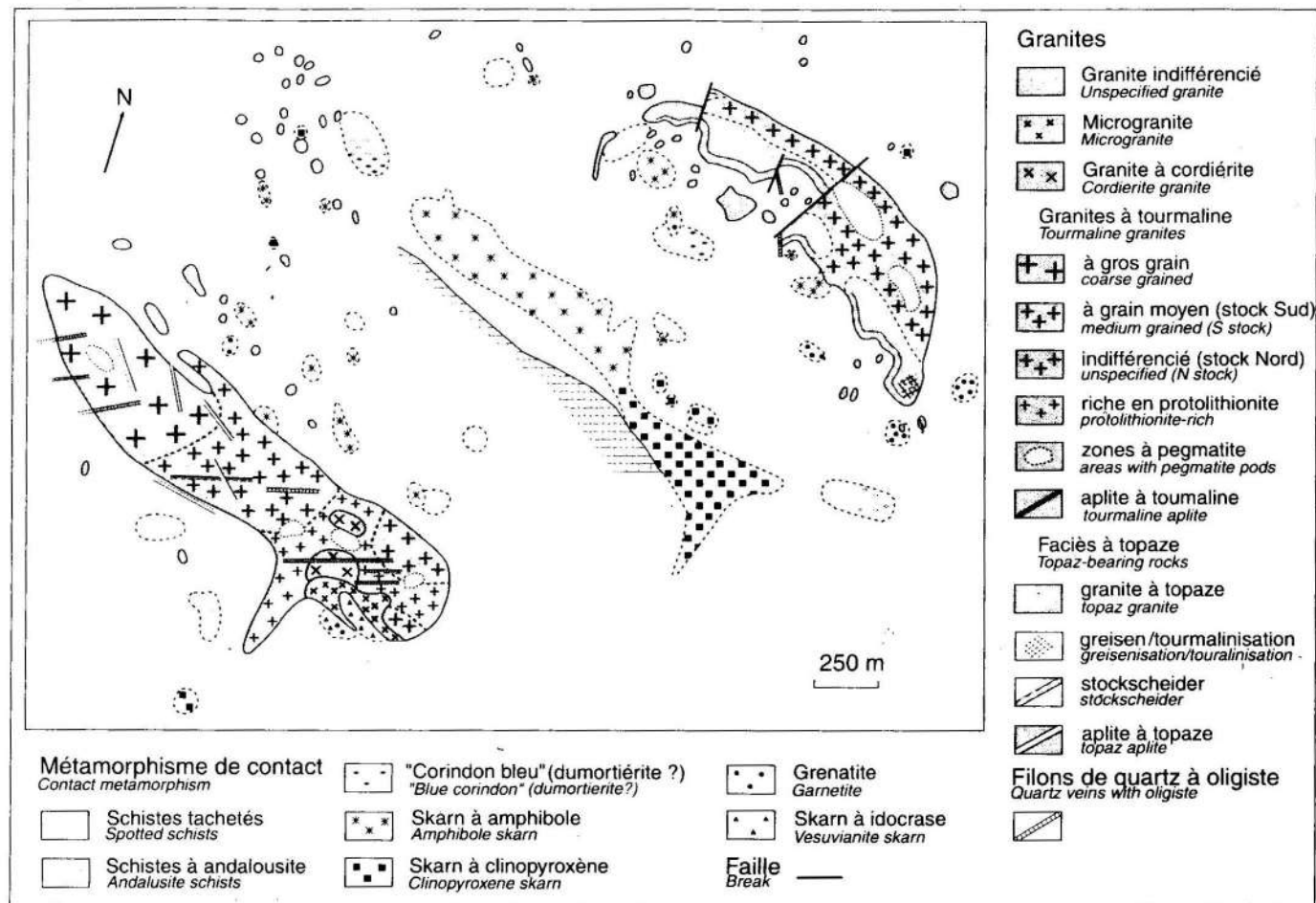


Fig. 3. Carte géologique du massif du Filfila. Les données relatives au métamorphisme de contact et aux pointements granitiques sont reprises de Lemoy (1969). La cartographie des granites est le fruit du présent travail. Noter le caractère hypothétique des contacts dans le stock septentrional (espaces blancs), dû à la très mauvaise continuité des affleurements et à l'altération supergène poussée du massif en raison de la proximité de la mer. En conséquence, il est en particulier impossible de savoir si les stockscheiders se développent bien au contact des granites à tourmaline comme indiqué sur la Fig. 2.

Geologic map of the Filfila massif. Data from Lemoy (1969) for contact metamorphism and minor granite outcrops. Granite mapping is from the present work. Note that boundaries within the northern granite mass are hypothetical (blanks), due to the poor outcrop continuity and the strong weathering (in the close sea vicinity). In particular, it cannot be seen if stockscheiders are truly present at the topaz granite/tourmaline granite boundary (see Fig. 2).

IV. PÉTROGRAPHIE DES GRANITES DU FILFILA

Les granites à cordiérite, les microgranites et les granites à tourmaline du Filfila ont été décrits en détail par les auteurs antérieurs (Semroud, 1970; Semroud et Fabriès, 1976; Ouabadi, 1994; Fourcade *et al.*, 2001). On en trouvera ici les principales caractéristiques résumées dans le tableau I, et nous nous limiterons dans la suite à la présentation de données complémentaires sur les granites à tourmaline et à la description rapide des granites et aplites à topaze et des stockscheiders.

1. Altérations dans les granites à tourmaline

En plus de la tourmaline magmatique, prismatique, zonée, les granites à tourmaline contiennent une tourmaline secondaire, hydrothermale, soit en petits granules corrodant le feldspath potassique, soit en agrégats de prismes fibro-radiés, traduisant à l'échelle de la lame mince les phénomènes déjà décrits par Semroud et Fabriès (1976) à l'échelle de l'affleurement : développement de rosettes, nodules et filons de tourmaline.

En outre, certains granites à tourmaline présentent de la topaze, soit en petits granules corrodant les feldspaths, soit en microfissures. Si l'on ne peut pas exclure la présence d'une topaze magmatique, il apparaît donc que l'essentiel de la topaze dans les granites à tourmaline est d'origine secondaire. Les relations chronologiques de cette topaze et de la tourmaline secondaire ne sont toutefois pas visibles.

2. Le granite à albite-topaze-zinnwaldite

À l'affleurement, ce granite se présente comme un faciès blanc, à grain moyen. Il est composé essentiellement de quartz, albite, feldspath potassique, topaze, zinnwaldite et tourmaline (cette

dernière, rare). Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite, le zircon, la monazite, le Nb-Ta-rutile, la wolframite, la cassitérite et la columbo-tantalite.

Le quartz se présente en plages sub-automorphes, à automorphes, à extinction légèrement onduleuse. Il présente des inclusions de zircon, d'albite, et de zinnwaldite. Dans certains quartz automorphes, les microcristaux d'albite soulignent les zones de croissance du cristal (texture en "snow-ball"). De rares petites lattes de biotite peuvent également se rencontrer dans ces quartz.

L'albite est en lattes rectangulaires parfois entourées ou corrodées par du feldspath potassique. Le cœur du cristal, partiellement séricitisé, est parfois chargé en inclusions aciculaires (topaze ou apatite ?). La taille de ces dernières ne permet pas leur identification au microscope.

Le feldspath potassique, souvent perthitique, est automorphe avec parfois des surcroissances soulignées par des cristaux d'albite et de quartz. Il a souvent un aspect trouble (chargé en inclusions). Les grandes plages moulent en partie les albites à aspect limpide.

La topaze se présente sous deux aspects : des cristaux automorphes (topaze I) d'apparence primaire (magmatique); et des microcristaux (topaze II) corrodant l'albite ou se développant le long de microfissures, équivalent probable de la topaze secondaire dans les granites à tourmaline.

La zinnwaldite, peu abondante, forme des plages brun clair à verdâtre, incluant des cristaux d'albite et des cristallites de columbo-tantalite et de monazite, ou une rare tourmaline primaire.

La tourmaline se présente sous deux formes: soit avec un aspect «résiduel», avec des contours chagrinés et corrodés, généralement incluse dans la zinnwaldite; soit en petits cristaux d'apparence secondaire, en relation probable avec l'altération greisenisante qui affecte le granite (voir plus loin).

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Tableau I. Résumé des caractéristiques pétrographiques des principaux faciès granitiques du Filfila.

Summary of the petrography of the main types of granites and microgranites in the Filfila massif.

FACIES	MINÉRAUX MAGMATIQUES		MINÉRAUX D'ALTERATION
	Minéraux essentiels	Minéraux accessoires	
Granite à biotite- cordiérite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An ₂₀₋₃₀), cordiérite, Fe-biotite, tourmaline	Apatite, zircon, minéraux opaques	Phengite, chlorite, « pinnite », Ti-oxydes
Microgranite à biotite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An ₁₀₋₂₅), Fe-biotite (±tourmaline)	Apatite, zircon	Phengite, épidote, fluorite, minéraux opaques
Granites à tourmaline et protolithionite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase (An ₁₀₋₁₂), protolithionite, tourmaline	Apatite, zircon, minéraux opaques (incluant uraninite)	Tourmaline, topaze, Li-phengite, chlorite, fluorite, Ti-oxydes
Il existe un continuum depuis des granites à tourmaline dominante jusqu'à des granites à protolithionite dominante			
Microgranites à tourmaline	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An ₁₀₋₂₀), tourmaline (± protolithionite)	Apatite, zircon	Li-phengite, épidote, fluorite
Granites et aplites à topaze	Quartz, feldspath potassique, albite, topaze, zinnwaldite (tourmaline résiduelle)	Apatite, zircon, monazite, Ta-rutile, woframite, cassitérite (columbo-tantalite résiduelle)	Topaze, tourmaline, Li-phengite, fluorite
Stockscheider	Quartz, feldspath potassique plumeux, albite, topaze, protolithionite en gerbes, tourmaline	Cassitérite, wolframite, columbo-tantalite, uraninite	Topaze, phengite, chlorite, fluorite
Microgranite porphyrique à biotite	Quartz, feldspath potassique, plagioclase zoné (An ₁₅₋₂₅), Fe-biotite, tourmaline	Apatite, zircon	Phengite, fluorite, épidote

Le mica blanc se développe dans les microfissures ou en plages de corrosion aux dépens des feldspaths; il est associé à la *fluorite* et affecte également la topaze secondaire.

Une greisenisation / tourmalinisation massive ou fissurale se développe au niveau de l'apex SE du granite septentrional. Cette altération s'exprime sous forme de nodules de quelques centimètres de diamètre, à quartz et tourmaline, ou bien sous forme de stockwerk centimétrique (tourmaline et quartz) donnant un aspect rayé au granite. Macroscopiquement le «greisen» est de couleur gris sombre. L'observation microscopique montre qu'il est composé de quartz polycristallin, de tourmaline microcristalline et parfois fibreuse, de mica blanc localement fibroradié, de topaze et de zinnwaldite.

Cette altération tardive à tourmaline du granite le plus récent du complexe du Filfila n'est pas sans rappeler les phénomènes similaires qui affectent la coupole tardive de granite à topaze d'Ez Zrari dans le complexe carbonifère du Ment au Maroc (Bouabsa et Marignac, 1996), en relation avec de vastes systèmes hydrothermaux à tourmaline. Cette similitude suggère que la greisenisation/tourmalinisation des granites à topaze du Filfila pourrait être contemporaine de la tourmalinisation secondaire qui affecte l'ensemble des granites à tourmaline.

3. Les aplites à topaze

La roche de couleur blanchâtre, plus ou moins rosée, à texture microgrenue, est composée essentiellement de quartz, feldspath-K, albite, zinnwaldite et topaze.

Les phénocristaux comprennent :

- le quartz, à tendance automorphe, avec des inclusions de biotite;
- le feldspath potassique, en phénocristaux subautomorphes, parfois maclés Carlsbad; il a toujours

un aspect trouble, avec des perthites abondantes, en veines anastomosées ou en fuseaux; il peut contenir, en inclusion, des cristaux d'albite, de quartz et de biotite; il est également fréquent que le feldspath potassique entoure et corrode l'albite;

- l'albite (An_{01} à An_{05}), automorphe, présentant occasionnellement la macle dite «albite-ala»; le cœur des cristaux est souvent séricitisé;

- le mica, peu abondant, est essentiellement représenté par la zinnwaldite, ainsi que par de rares paillettes de biotites en inclusion dans les feldspaths et le quartz.

- la topaze, très abondante dans ce faciès, en grands cristaux automorphes, ou parfois à contours irréguliers.

La matrice est essentiellement formée de quartz, de feldspath potassique et d'albite (cette dernière se présente en lattes).

Les minéraux accessoires sont :

- la tourmaline, très rare, en prismes dispersés dans la matrice;

- le zircon et la monazite, en microcristaux automorphes inclus dans le quartz, la zinnwaldite, le feldspath potassique et l'albite;

- l'apatite, en cristaux aciculaires ou trapus, incluse dans le quartz, les micas ou le feldspath potassique;

- la cassitérite, peu abondante, en cristaux subautomorphes brun foncé, légèrement zonés, préférentiellement inclus dans l'albite ou en position intergranulaire dans la matrice;

- la wolframite, de très petite taille ($< 40 \mu m$), légèrement zonée, souvent en association avec l'apatite, incluse dans l'albite ou dans le feldspath potassique;

- le rutile niobo-tantalifère, très abondant (taille $< 30 \mu m$), dans les zinnwaldites ou dans le feldspath potassique.

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Les altérations hydrothermales comprennent le développement de topaze secondaire, en petits granules corrodant les feldspaths (le cœur des cristaux d'albite, en particulier), qui précède une altération à muscovite-quartz, développée notamment autour des topazes secondaires dans les feldspaths potassiques. De la phengite tardive remplit les espaces inter-granulaires ou cristallise le long de micro fractures, parfois associée à la fluorite.

4. Les stockscheiders

Tout au long de la bordure sud et nord-ouest du massif de granite septentrional, le contact granite-Néocomien est souligné par le développement plus ou moins continu de formations aplo-pegmatitiques, caractérisées par la présence de feldspaths à morphologie plumeuse et localement par des arborescences micacées (Fe-biotite à protolithionite), qui, comme les feldspaths, s'épanouissent en direction de la partie inférieure, donc vers le granite (Gherbi 1998). Les plumes de feldspaths potassique à aspect courbe mesurent cinq à dix centimètres, parfois plus (fig. 4). Ces pegmatites appartiennent donc au type "stockscheider" (e.g., Chauris et Lulzac, 1973; Charoy, 1979; Nesen, 1981; Bouabsa, 1987). Ces stockscheiders avaient d'ailleurs été rencontrés (mais non identifiés comme tels) par Semroud et Fabriès (1976), qui signalent, sous la rubrique "pegmatites", des feldspaths "dépassant 10 cm de long et 5 cm de large" qui donnent "l'impression d'avoir été tordus". Ce feldspath potassique, systématiquement maclé Carlsbad, est très chargé en inclusions de quartz et de quelques lattes d'albite; les cristaux ont un aspect trouble, ils sont légèrement perthitiques et partiellement à totalement albitisés (textures en échiquier). Le mica est altéré en chlorite (plus ou moins quartz). A ces deux types de *mégacristaux* s'ajoutent la tourmaline, de couleur jaune à jaune verdâtre, de forme palmée et à contours irréguliers et qui



Fig. 4. Exemple de feldspath potassique plumeux dans les stockscheiders du Filfila.

Plumose K-feldspar from the Filfila stockscheiders.

présente parfois un aspect blastique en incluant des cristaux de quartz et de mica; et la topaze, à tendance automorphe, qui peut contenir des inclusions de tourmaline et d'apatite.

La matrice est composée d'un agrégat de feldspaths (feldspath potassique et albite) et de quartz, finement cristallisés. La topaze et la tourmaline en microcristaux ont tendance à remplir les espaces intergranulaires. Les micas, très rares, de teinte brun clair ou verdâtre, se présentent en minuscules cristaux xénomorphes.

Les minéraux accessoires sont représentés par :

- le zircon, en cristaux prismatiques développant un halo pléochroïque dans les micas et la tourmaline;
- l'uraninite (identifiée au MEB), en cristaux cubiques associés aux chlorites et développant une auréole au contact de cette dernière;

- l'apatite, en cristaux trapus aussi bien dans la matrice qu'inclus dans les feldspaths potassiques;
- la cassitérite, en cristaux brun foncé à marron, typiquement zonés, inclus dans le feldspath potassique.

L'altération hydrothermale est marquée (outre la chloritisation des micas) par l'apparition de fluorite et de topaze corrodant les feldspaths de la matrice.

V. MINÉRALOGIE DES GRANITES DU FILFILA

1. Tourmalines

Les tourmalines zonées des granites à tourmaline ont été analysées à la microsonde électronique (tableau II). Ce sont des schorlites ($X_{Fe} = 0.75$), très alumineuses, qui se caractérisent surtout par leur teneur en F, entre 0.26 et 0.66 a.p.f.u., qui est corrélée positivement à la teneur en sodium, conformément aux prévisions théoriques (Robert *et al.*, 1994; Gourdant, 1994). Les teneurs en Li n'ont naturellement pas pu être mesurées; toutefois, le fait que le site Y soit légèrement, mais systématiquement, déficitaire (de 0.06 à 0.11 a.p.f.u.) montre que le lithium, qui occupe ce site, doit être présent. Il y a peu de différences entre les tourmalines magmatiques et les tourmalines d'altération hydrothermale : ces dernières sont cependant sensiblement moins fluorées et légèrement plus calciques. Les deux variétés sont faiblement zonées; la zonation porte essentiellement sur le rapport $Fe/Fe+Mg$, qui est fluctuant; dans les tourmalines magmatiques, les cœurs sont pauvres en titane, qui s'enrichit en bordure et dans les tourmalines secondaires.

Des teneurs élevées en fluor (jusqu'à 1.21% en poids) sont cohérentes avec le chimisme évolué des granites à tourmaline (voir ci-dessous) et ont déjà été observées dans des pegmatites à Li-Ta (Linnen & William-Jones, 1993).

Une (rare) tourmaline analysée dans le granite à topaze (tableau III) ne se distingue en rien des

tourmalines magmatiques des granites à tourmaline. Elle est particulièrement ferrifère et fluorée, pauvre en calcium et serait assez riche en lithium (déficit de 0.15 a.p.f.u. en site Y), reflétant donc les caractéristiques chimiques du granite-hôte.

2. Les micas

Les micas des différents types granitiques (à l'exception des granites à cordiérite) ont été analysés à la microsonde électronique, ce qui a posé le problème de l'estimation de leur teneur en lithium. On a utilisé les régressions proposées par Tischendorf *et al.* (1997). Pour les micas dioctaédriques, il n'existe qu'une régression, utilisant les teneurs en F, qui a été employée (cf. légende du tableau III). Mais, pour les micas trioctaédriques, il existe trois types de régression, utilisant les teneurs en Rb, en F ou en SiO_2 . Il est apparu, en les appliquant à des micas connus (lépidolites et zinnwaldites *in* Deer, Howie, Zussman, 1962; protolithionites du Filfila *in* Semroud & Fabriès, 1976), que la régression basée sur la silice était celle qui minimisait à la fois le biais et la variance d'estimation, et c'est donc elle qui a été choisie pour ce travail (cf. légende du tableau III). On constate d'ailleurs qu'elle donne, pour les micas des granites à tourmaline, des estimations cohérentes avec les analyses publiées par Semroud et Fabriès (1976) (tableau III).

Caractérisation

Tous les micas analysés sont plus ou moins riches en lithium et fluor (tableau III). Ils se divisent en Fe-biotites et sidérophylites, protolithionites et zinnwaldites, et Li-phengites, en adoptant la terminologie de Tischendorf *et al.* (1997) (fig. 5-A).

Biotites

Dans les microgranites, les biotites se trouvent :

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Tableau II. Analyses représentatives des tourmalines du complexe granitique du Filfila (microsonde électronique CAMECA SX 100, Laboratoire commun de microanalyse de l'UHP-Nancy). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 26.5 [O, OH, F] et 3 B. Conditions d'analyse : 15 kV, 10 nA, temps de comptage 10 s, correction PAP; étalons minéraux naturels, sauf pour Cs et Rb (titanates de synthèse). Seuils de détection : F : 800 ppm; Cl : 190 ppm; Rb : 1000 ppm (soit Rb_2O : 1100 ppm); Cs : 620 ppm (soit Cs_2O : 660 ppm).

Representative analyses of tourmalines from the Filfila massif (CAMECA SX 100 electron microprobe). Structural formulae on the basis of 26.5 [O, OH, F] et 3 B. Analytical conditions: 15 kV, 10 nA, 10 s counting time, correction program PAP; natural mineral standards, except for Cs and Rb (synthetic titanates). Detection levels: F : 800 ppm; Cl : 190 ppm; Rb : 1000 ppm (i.e., Rb_2O : 1100 ppm); Cs : 620 ppm (i.e., Cs_2O : 660 ppm).

N°	Granites à tourmaline							Gr. à topaze
	Tourmalines secondaires			Tourmaline "magmatique" zonée				Tourmaline
	FN4/1	FN4/4	FN4/4	z1	z2	z3	z4	magmatique
	32	42	43	17	18	19	20	26
SiO ₂	34,47	35,45	34,81	34,37	34,28	35,28	35,03	35,16
TiO ₂	0,70	0,89	0,65	0,03	0,01	0,34	0,62	0,70
Al ₂ O ₃	35,34	34,26	34,61	35,55	35,29	33,09	33,66	31,78
FeO	13,85	12,78	14,30	12,82	13,95	13,70	14,08	15,38
MnO	0,13	0,09	0,12	0,32	0,24	0,06	0,17	0,22
MgO	1,07	2,29	1,28	1,42	1,29	2,00	1,78	0,99
CaO	0,43	0,54	0,33	0,20	0,22	0,16	0,11	0,02
Na ₂ O	1,86	1,82	1,76	2,04	2,15	2,01	2,04	2,60
K ₂ O	0,00	0,05	0,06	0,04	0,05	0,03	0,06	0,11
Rb ₂ O	0,01	0,02	0,03	0,09	0,05	0,00	0,00	0,00
Cs ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
F	0,78	0,67	0,50	1,05	1,17	1,21	1,03	1,23
Cl	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
O=F	0,32	0,27	0,20	0,43	0,48	0,49	0,42	0,50
Total	88,33	88,59	88,26	87,50	88,22	87,39	88,16	87,70
Structural formula								
Si	5,70	5,81	5,77	5,73	5,71	5,91	5,83	5,95
Al ^{IV}	0,30	0,19	0,23	0,27	0,29	0,09	0,17	0,05
Al ^(Z)	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00	6,00
Al ^(Y)	0,60	0,44	0,53	0,71	0,64	0,45	0,43	0,30
Ti	0,09	0,11	0,08	0,00	0,00	0,04	0,08	0,09
Fe	1,92	1,75	1,98	1,79	1,94	1,92	1,96	2,18
Mn	0,02	0,01	0,02	0,05	0,03	0,01	0,02	0,03
Mg	0,26	0,56	0,32	0,35	0,32	0,50	0,44	0,25
somme (Y)	2,89	2,88	2,93	2,90	2,94	2,92	2,93	2,85
Ca	0,08	0,09	0,06	0,04	0,04	0,03	0,02	0,00
Na	0,60	0,58	0,57	0,66	0,69	0,65	0,66	0,85
K	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02
Cs	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
somme (X)	0,67	0,69	0,64	0,71	0,75	0,69	0,69	0,88
F	0,41	0,35	0,26	0,55	0,62	0,64	0,54	0,66
Fe/Fe+Mg	0,87	0,75	0,86	0,82	0,85	0,79	0,81	0,89

- en petits cristaux subautomorphes, soit dans la matrice (FS4), soit blindés dans le quartz (FS2); ils sont donc considérés comme précoces. Ce sont des Fe-biotites au sens de Tischendorf *et al.* (1997), qui sont cependant relativement riches en F et Li (tableau III), traduisant l'existence d'un constituant "solution solide annite-zinnwaldite", seul présent dans les biotites de FS2, associé à un constituant "sidérophylite" dans les biotites de FS4 (fig. 5-B);

- en grandes plages xénomorphes (FS2) dont la composition contraste avec celle des biotites précoces : très enrichies en F et Li, elles sont aussi beaucoup plus magnésiennes (tableau III), ce qui est généralement interprété comme l'indice d'un rééquilibrage tardi-magmatique (e.g., Belkasmî, 2000).

On trouve aussi des micas optiquement considérés comme des biotites en petites lattes subautomorphes blindées dans les quartz ou les feldspaths potassiques des granites à tourmaline et des granites à topaze. Ces micas précoces ont pu être analysés dans les granites à tourmaline : ce sont soit des sidérophylites au sens de Tischendorf *et al.* (1997) (en réalité, une solution solide complexe, avec une composante "solution solide annite-zinnwaldite" (fig. 5-B) traduisant les teneurs en F et Li (tableau III)); soit même des protolithionites – moins évoluées toutefois vers les pôles lithinifères que celles du granite-hôte (fig. 5).

Protolithionites et zinnwaldites

Les micas lithinifères tri-octaédriques se trouvent dans les stockscheiders, dans les granites à tourmaline et dans les faciès à topaze:

- dans les stockscheiders, ce sont des sidérophylites lithinifères et des protolithionites (fig. 5-A);

- dans les granites à tourmaline (FN9 et FN4), ce sont des protolithionites (fig. 4-A), qui se présentent en grandes plages subautomorphes

ou xénomorphes; quoique optiquement homogènes, ces micas sont distinctement zonés quand on les examine au MEB : c'est une zonation confuse ("patchy zoning"), où des plages "sombres" en réseau anastomosé paraissent venir corroder le mica "clair" dominant, avec parfois des stades intermédiaires. Comme le montre la figure 6, ces plages "sombres" sont systématiquement plus évoluées vers les pôles lithinifères, dessinant une série de tendances évolutives ("trends") plus ou moins parallèles.

- Dans les granites à topaze (FN1), ce sont des zinnwaldites (fig. 5-A), très riches en F, Rb et Cs (tableau II). Comme dans les granites à tourmaline, ces micas forment de grandes plages subautomorphes à xénomorphes, plus rarement de petites lattes, généralement incluses dans les précédentes. Ils sont de même optiquement homogènes, mais montrent également au MEB un "patchy zoning" très net, avec des plages "sombres" qui corrodent les micas "clairs", parfois en deux temps nettement successifs. Comme pour les protolithionites, on voit, sur la fig. 5, que ces plages "sombres" sont systématiquement plus évoluées vers les pôles lithinifères, dessinant une série de tendances évolutives ("trends") plus ou moins parallèles – on observe toutefois quelques cas d'évolution "régressive".

- Enfin, dans les aplites à topaze, ce sont aussi des zinnwaldites (fig. 5-A), de compositions très voisines de celles des granites à topaze, avec les mêmes morphologies et un "patchy zoning" semblable : mais, à la différence des précédentes, ce sont ici des plages "claires" qui paraissent corroder le mica "sombre", ce qui se marque, dans le diagramme de la figure 6, par des "trends" parallèles, mais de sens inverse, à ceux des granites à topaze.

Phengites

Les micas blancs sont des Li-phengites (fig. 5-A) qui se localisent toutes le long de la frontière de la lacune de miscibilité entre micas lithinifères di- et tri-octaédriques (Monier, 1987; fig. 5-B).

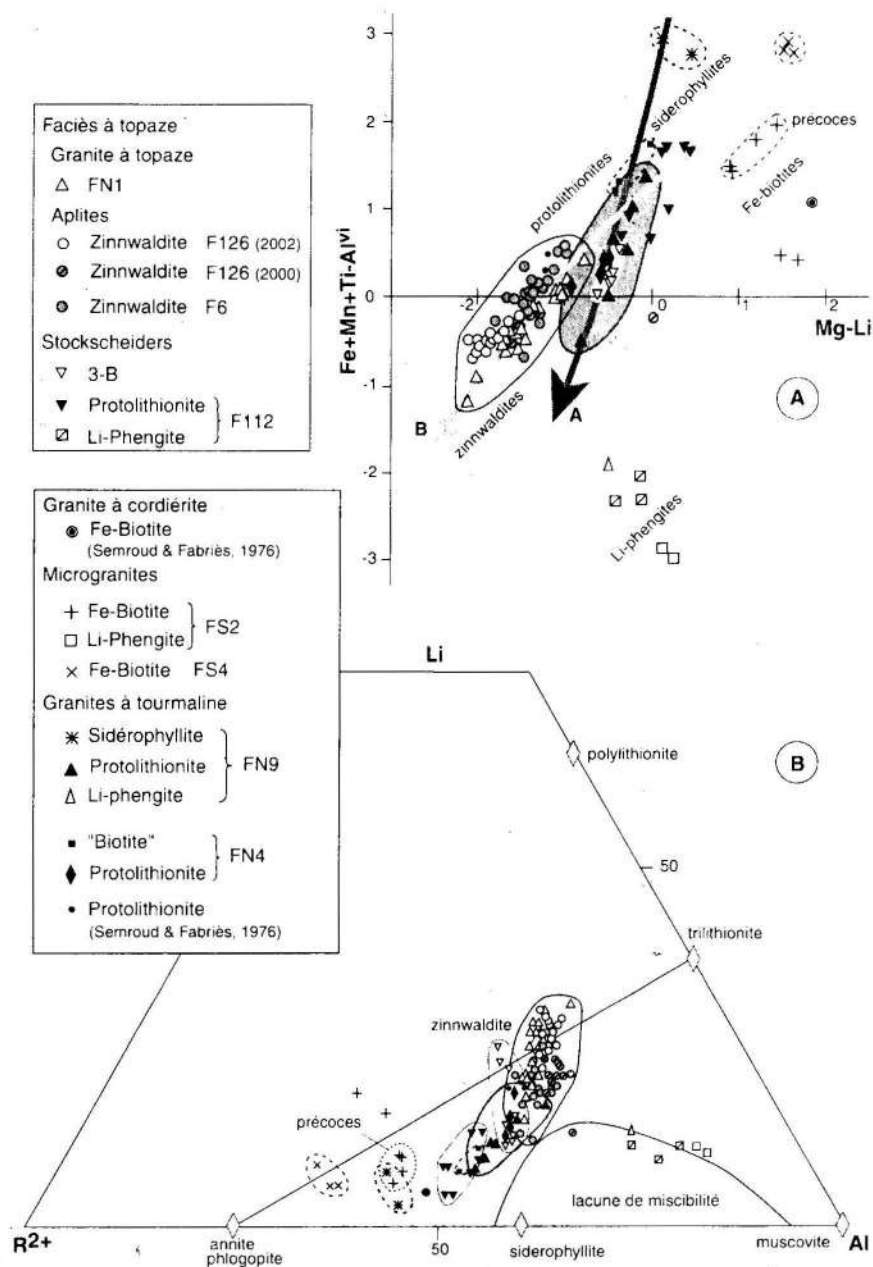


Fig. 5. Les micas lithinifères du complexe granitique du Filfila : A. Dans le diagramme de classification de Tischendorf *et al.* (1997) ; les paramètres sont les a.p.f.u. calculés sur une base de 24 [O, OH, F]).

B. Dans le triangle Li-Al-R²⁺ (Monier, 1987 ; les paramètres sont les a.p.f.u.).

On observe que l'existence d'un biais entre les analyses de 2000 et de 2002 (voir Tabl. II) ne modifie pas les tendances exprimées. Explications dans le texte.

Li-micas from the Filfila granite complex: A. Classification diagram of Tischendorf *et al.* (1997); a.p.f.u. calculated on a 24 [O, OH, F] basis. B. Li-Al-R²⁺ triangle of Monier (1987); a.p.f.u. Despite the analytical bias between 2000 and 2002 analyses (see Table II), the trends are identical for both sets of analyses. See text for explanations.

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

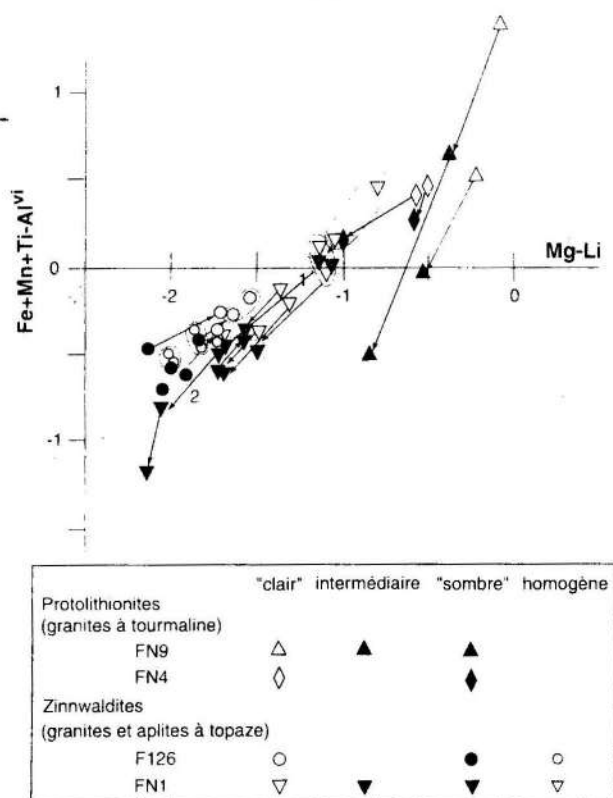


Fig. 6. "Patchy zoning" des protolithionites et des zinnwaldites dans le diagramme de Tischendorf *et al.* (1997). 1, 2 : deux temps de l'évolution d'un mica du granite à topaze (FN1). Explications dans le texte.

Patchy zoning in protolithionites and zinnwaldites in the Tischendorf *et al.* (1997) diagram. 1, 2: two stages of the chemical evolution in a single zinnwaldite grain from a topaz granite (FN1). See text for explanations.

Dans le microgranite FS2 et dans les stock-scheiders, ce sont des micas subautomorphes apparemment synchrones des micas tri-octaédriques, tandis que dans les granites à tourmaline, ce sont des phases typiquement secondaires, qui corrodent les protolithionites.

Interprétation

Le "patchy zoning" des micas lithinifères tri-octaédriques suggère l'intervention de processus de mélange magmatique au cours de l'évolution des magmas concernés : le mélange entre des magmas plus ou moins fortement différenciés vers des compositions riches en Li et F expli-

querait bien, en effet, les phénomènes observés, selon que le terme de mélange dominant était le plus (cas des aplites à topaze) ou le moins (cas des granites à tourmaline et des granites à topaze) évolué des deux.

Ce modèle expliquerait bien l'évolution globale observée dans le triangle Li-Al-R²⁺ de Monier (1987), dans lequel l'ensemble des micas tri-octaédriques du complexe du Filfila dessine une nette tendance évolutive, qui part des biotites pour aller vers la polyolithionite (sans dépasser cependant le stade zinnwaldite) (fig. 5-B) : les biotites précoces (souvent blindées) témoigneraient de l'un des pôles du mélange, tandis que les zinnwaldites témoigneraient de l'autre. Notons, cependant, que dans le cas du complexe du Ment (Maroc central) une évolution en tous points semblable a été interprétée par Belkasm (2000) comme le produit typique d'une cristallisation fractionnée (encore que cet auteur note-t-il la présence, dans les granites à protolithionite, de biotites blindées dans le quartz, représentatives de la "souche calco-alcaline" de son évolution). Néanmoins, comme on l'a noté plus haut, il existe des différences significatives entre les biotites du complexe du Filfila, avec, en particulier, une nette opposition entre les micas précoces des granites à tourmaline et les biotites des microgranites et des granites à cordiérite. Il semble ainsi que l'on puisse déconvoluer le "trend" de la fig. 5-B, en considérant deux évolutions, bien visibles dans le diagramme Fe+Mn+Ti-Al^{vi} vs. Mg-Li (Tischendorf *et al.*, 1997) : l'une, enracinée dans les "sidérophylites" précoces des granites à tourmaline, mènerait aux protolithionites de ces granites; l'autre, enracinée dans les "Fe-biotites" (et, particulièrement, celles du microgranite FS4), conduirait aux zinnwaldites des faciès à topaze (fig. 5-A). Ces "trends" se superposent à ceux que l'on a mis précédemment en évidence à propos des micas lithinifères tri-octaédriques eux-mêmes, ce qui est un bon argument en faveur du modèle proposé. Dans cette perspective, les micas lithinifères des

stockscheiders pourraient appartenir au "trend zinnwaldite", dont ils représenteraient alors un stade moins évolué.

3. La topaze

Seule la topaze magmatique des granites et aplites à topaze a été analysée à la microsonde électronique (tableau III). Elle se révèle très proche du pôle pur fluoré.

4. Minéraux des métaux rares dans les aplites à topaze

Les oxydes porteurs des métaux rares (columbo-tantalites, rutiles, etc) sont des marqueurs particulièrement sensibles des phénomènes magmatiques (fractionnements, mélanges) et tardi-magmatiques (interactions fluides-magmas et fluides-minéraux) dans les granites à métaux rares (e.g., Wang et al., 1997; Raimbault, 1998; Belkasmi et al., 2000; Marignac et al., 2000), d'où l'intérêt de leur étude minéralogique détaillée. Dans les aplites du Filfila, on trouve de rares cassitérites, des wolframites, des "columbo-tantalites" et des "rutiles".

Description

Les wolframites

En petits cristaux subautomorphes, ce sont des ferbérites (XFe entre 0.74 et 0.82) légèrement enrichies en Nb, avec des traces de Ta, Ti et parfois Sc (tableau IV et fig. 7-A). Certains cristaux montrent une zonation discrète au MEB, caractérisée par une tendance vers le pôle "wolframite pure", depuis une composition relativement riche en Nb, Ti (et Ta) (wA25 à 26, tableau III), jusqu'à une composition appauvrie en Nb et pratiquement dépourvue de Ti et Ta (wA27, tableau IV), cette dernière sous forme de plages métasomatiques diffuses surimposées aux zones de croissance.

Les "columbo-tantalites"

En petits cristaux, subautomorphes à xénomorphes, systématiquement inclus dans les "rutiles", elles montrent une composition décalée du pôle pur à la fois vers le pôle wodginite (TiO_2 entre 5.42 et 6.02 % poids) et vers le pôle wolframite (WO_3 entre 5.89 et 13.31 % poids) (fig. 7-A). Elles sont modérément tantalifères ($\text{Ta}/\text{Ta}+\text{Nb}$ entre 0.08 et 0.13) et présentent une grande variabilité du rapport $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mn}$, entre 0.65 et 0.96. Ces différents paramètres ne sont pas corrélés (tableau IV). On remarque que ces minéraux contiennent systématiquement des traces de Sc (autour de 0.25 % poids Sc_2O_3).

Les "rutiles"

De loin les plus abondants des minéraux à métaux rares, en gros cristaux zonés, le plus souvent xénomorphes, ce sont en fait des solutions solides rutile-wodginite, plus proches du pôle rutile (fig. 7-A et tableau IV). Ils sont pratiquement dépourvus de manganèse ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mn}$ entre 0.96 et 1.00), sont inégalement riches en tantale ($\text{Ta}/\text{Ta}+\text{Nb}$ varie entre 0.03 et 0.32) et possèdent toujours des teneurs significatives en étain et tungstène, qui permettent d'ailleurs une discrimination entre les "rutiles" des deux aplites examinées, ceux de l'aplite F130 étant nettement plus enrichies en ces deux métaux (fig. 8 et tableau IV). Examinées au MEB, les zonations se révèlent particulièrement complexes :

* Dans l'aplite F126, l'analyse des images de cinq cristaux, complétée par de nombreuses analyses à la microsonde électronique (cristaux A à E, fig. 7-B et tableau IV), conduit à subdiviser le temps de la cristallisation de ces "rutile" en quatre stades : de 1 à 3, on va vers le pôle rutile; au stade 4, on revient vers le pôle wodginite (fig. 7-B). Dans le détail, ces zonations se caractérisent par la superposition de deux phénomènes :

- (i) Des zones de croissance rythmiques, avec alternance récurrente de bandes appauvries en

Tableau IV. Analyses représentatives des minéraux porteurs des métaux rares dans les aplites à topaze du Filfila. Les analyses ont été effectuées sur la microsonde électronique (CAMECA SX 50) du Service Commun de Microanalyse de l'UHP-Nancy1 (voir Tabl. II pour les conditions d'analyse). Les formules structurales ont été calculées sur la base de 4[O] pour les wolframites (w), de 6[O] pour les "columbo-tantalites" (c) et de 8[O] pour les solutions solides rutile-wodginite (rw) (i.e., sur la base d'une formule wodginite selon Ercit *et al.*, 1992). Pour chaque minéral, les cristaux individuels analysés sont notés A, B, ... Wolframites : wA1,2 : zones de croissance successives; wA3 : phase corrodante. Solutions solides rutile-wodginite : dans l'aplite F126, 4 stades de croissance, notés 1 à 4, ont été identifiés sur la base de l'observations des images MEB (voir texte); dans l'aplite F130, deux phases en syncroissance apparente (voir texte) sont notées a et b.

Representative analyses of rare metal-bearing minerals in the topaz aplites from the Filfil massif. Electron microprobe analyses (CAMECA SX 50), see Table II for analytical conditions. Structural formulae on a 4[O] basis for wolframites (w), a 6[O] basis for "columbo-tantalites" (c) and a 8[O] basis for rutile-wodginite solid solutions (rw) (i.e., a wodginite formula according to Ercit *et al.*, 1992). For each mineral, individual grains are noted A, B, ... Wolframites: wA1,2 successive growth zones; wA3: metasomatic stage. Rutile-wodginite solid solutions: in F126 apilit, MEB analyse lead to define 4 growth stages, noted 1 to 4 (see text); in F130 apilit, two phases (a and b) are growing simultaneously (see text).

Cristal No	Wolframites				"Columbo-tantalites"			Solutions solides rutile-wodginite																													
	wA1	wA2	wA3	wB	cA	cB	cC	rwA1	rwA2	rwA3	rwA4	rwA4	rwB1	rwB2	rwB2	rwB2	rwB3	rwB4	rwC2	rwC3	rwC4	rwD1	rwD2	rwD3	rwE3	rwE3	rwF3	rwG3	rwH3	rwia	rwib						
FeO	17.17	17.18	16.38	16.93	18.62	13.97	12.45	7.68	6.52	4.72	7.97	6.62	7.57	5.77	6.78	6.67	6.06	8.90	6.46	5.08	6.50	7.32	6.81	6.39	5.14	4.18	2.97	4.17	4.42	5.38	3.64						
MnO	5.36	5.01	5.66	3.73	0.70	4.09	6.74	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.21	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.18	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
SnO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.45	0.00	1.35	2.26	2.88	0.91	0.57	1.13	3.00	3.71	0.89	1.28	2.16	0.58	0.78	0.61	1.46	1.91	0.52	1.26	0.76	0.40	0.43	0.66	1.61	6.15	4.27						
TiO ₂	0.51	0.23	0.10	0.46	5.63	6.02	5.73	58.43	65.72	74.25	58.24	62.22	60.36	67.28	67.73	66.70	70.59	56.21	67.03	75.59	64.35	61.85	63.23	68.07	75.38	80.46	87.88	80.29	79.45	69.10	80.02						
Sc ₂ O ₃	0.10	0.00	0.28	0.00	0.26	0.24	0.24	0.00	0.06	0.00	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
WO ₃	66.84	71.67	72.79	72.78	6.21	6.37	13.31	1.43	1.61	0.36	1.53	1.16	1.45	0.99	1.02	1.15	1.07	1.66	1.13	0.78	0.95	1.64	1.47	1.17	1.51	1.24	0.37	0.75	1.28	4.21	2.00						
Nb ₂ O ₅	4.35	3.88	2.21	3.67	58.03	54.32	48.00	20.83	16.27	11.09	18.41	18.12	20.47	16.01	17.83	17.43	15.74	19.04	16.67	13.03	16.55	18.81	19.63	16.45	15.34	11.76	6.89	12.47	11.50	13.86	8.21						
Ta ₂ O ₅	0.16	0.50	0.00	0.30	10.51	13.95	7.51	8.78	7.33	8.91	13.67	8.89	7.82	5.66	6.64	6.60	4.96	14.63	7.63	4.00	8.38	7.35	6.73	6.54	2.98	1.54	0.41	0.90	0.71	1.09	0.69						
Total	96.49	98.48	97.42	97.87	100.41	98.97	95.33	99.59	100.38	100.24	100.39	98.25	100.67	99.43	100.89	100.02	100.58	101.11	99.72	99.09	98.20	98.88	98.39	99.88	101.16	99.57	99.12	99.24	98.98	99.87	98.88						
Formule structurale																																					
Fe	0.73	0.72	0.70	0.72	0.91	0.70	0.65	0.40	0.33	0.06	0.42	0.35	0.39	0.29	0.34	0.34	0.08	0.47	0.33	0.06	0.34	0.38	0.35	0.32	0.06	0.05	0.03	0.05	0.05	0.27	0.04						
Mn	0.23	0.21	0.25	0.16	0.03	0.21	0.36	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
Sn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.03	0.06	0.07	0.01	0.01	0.03	0.07	0.09	0.02	0.03	0.01	0.01	0.02	0.00	0.04	0.05	0.01	0.03	0.00	0.00	0.00	0.00	-0.01	0.15	0.02						
Ti	0.02	0.01	0.00	0.02	0.25	0.27	0.07	2.77	3.01	0.83	2.78	2.93	2.81	3.07	3.05	3.04	0.79	2.70	3.06	0.83	3.01	2.90	2.95	3.08	0.82	0.86	0.92	0.86	0.86	3.12	0.87						
Sc	0.00	0.00	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00						
W	0.91	0.94	0.97	0.96	0.09	0.10	0.22	0.02	0.03	0.00	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.01						
Nb	0.10	0.09	0.05	0.08	1.53	1.47	1.36	0.59	0.45	0.07	0.53	0.51	0.57	0.44	0.48	0.48	0.11	0.55	0.46	0.09	0.47	0.53	0.55	0.45	0.10	0.08	0.04	0.08	0.07	0.38	0.05						
Ta	0.00	0.01	0.00	0.00	0.17	0.23	0.13	0.15	0.12	0.04	0.24	0.15	0.13	0.09	0.11	0.11	0.02	0.25	0.13	0.02	0.14	0.12	0.11	0.11	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00						
Fe/Fe+Mn	0.76	0.77	0.74	0.82	0.96	0.77	0.65	0.98	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.97	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	0.94	1.00	1.00	1.00	1.00						
Ta/Ta+Nb	0.02	0.07	0.00	0.05	0.10	0.13	0.09	0.20	0.21	0.33	0.31	0.23	0.19	0.18	0.18	0.19	0.16	0.32	0.22	0.16	0.23	0.19	0.17	0.19	0.10	0.07	0.03	0.04	0.04	0.05	0.05						

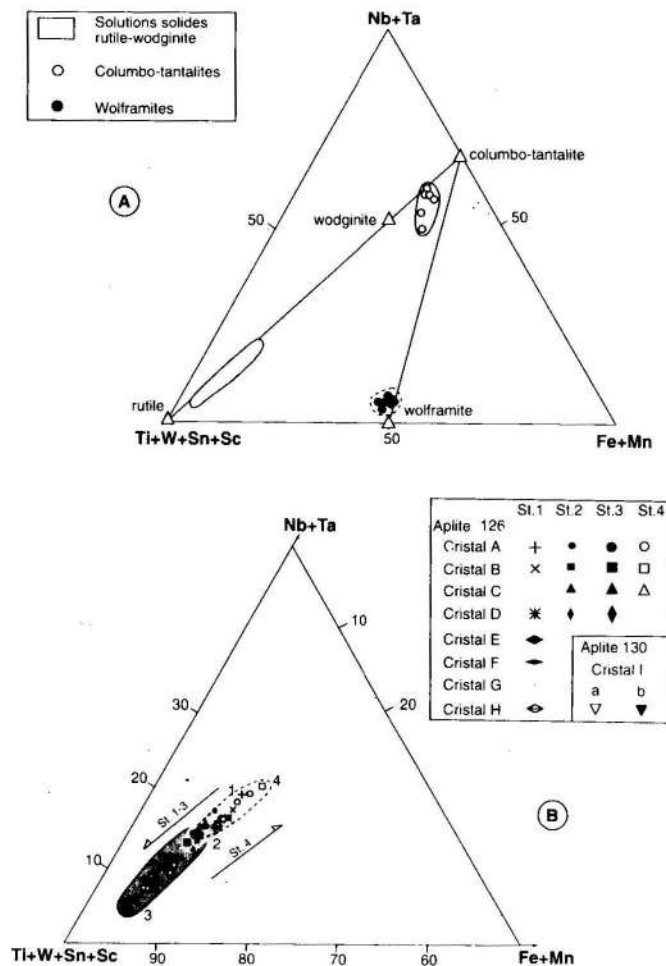


Fig. 7. Les minéraux porteurs des métaux rares dans les aplites à topaze du Filfila, représentés dans le diagramme triangulaire Nb+Ta/Ti+W+Sn+Sc/Fe+Mn. La wodginite est localisée en accord avec la formule donnée par Ercit *et al.* (1992). A : ensemble des minéraux. B : agrandissement montrant les solutions solides rutile-wodginite. Les différents stades de croissance observés dans l'aplite F126 (voir texte) ont été individualisés pour chaque cristal analysé, leur regroupement a été souligné par des grisés différents et des flèches indiquent le sens d'évolution.

Rare metal-hosting minerals from topaz aplites in the Nb+Ta/Ti+W+Sn+Sc/Fe+Mn diagram. Wodginite formula from Ercit *et al.* (1992). A: all minerals. B: zoom on rutile-wodginite solid solutions. Several growth stages are defined for aplite F126 (see text) and are shown crystal by crystal. The arrows point to the evolution trends.

Ti (enrichies en pôle wodginite) et de bandes enrichies en Ti (enrichies en pôle rutile), soit à l'intérieur d'un stade (stade 2 : cristal B; stade 3 : cristal E), soit à la transition d'un stade à l'autre (stade 1 vers stade 2 : cristaux A et B).

- (ii) Des épisodes de résorption-corrosion, généralement entre stades : stade 1 par stade 2 : cristal D; stades 1 et 2 très fréquemment par stade 3 : cristaux A, B, C; tous les stades par le stade 4, qui s'exprime soit par des surcroissances sur les cristaux corrodés (cristal E) soit par des infiltrations diffuses à caractère métasomatique oblitérant les zonations antérieures (cristal C), soit par les deux (cristal A). Il arrive de plus que des corrosions se produisent à l'intérieur d'un stade : par exemple, le cristal E montre la corrosion de son cœur par une phase particulièrement titanifère également exprimée sous forme d'une bande de croissance en fin de cristallisation.

Cette zonation est plus ou moins complète : il existe des cristaux précoces, exhibant les quatre stades de croissance; mais on trouve aussi bien des cristaux de stade 2 ou de stade 3. En revanche, il n'a pas été trouvé de cristaux ne montrant que le stade 4.

La figure 8 montre que, du stade 1 au stade 3, les teneurs en Ta, Sn et W décroissent plus ou moins régulièrement. Mais, si le stade 4, caractérisé par des compositions autant et plus riches en wodginite que celles du stade 1 (fig. 7-B), retrouve des teneurs en Ta comparables voire nettement supérieures, en revanche il ne retrouve que difficilement les teneurs en tungstène et conserve les basses teneurs en étain caractéristiques du stade 3 qui le précède immédiatement.

* Dans l'aplite F130, on ne trouve que des cristaux subautomorphes, dont la composition est globalement celle des "rutilles" du stade 3 dans l'aplite F126 (fig. 7-B), ce que confirment

d'ailleurs leurs très faibles teneurs en Ta (fig. 8 et tableau IV). Examinés au MEB, ces cristaux montrent une structure interne caractérisée par des faisceaux de "prismes" (en section longitudinale) (phase a) noyés dans une matrice zonée (phase b) où alternent des bandes de croissance plus ou moins titanifères. Les relations observées entre les "prismes" et la phase a montrent que les variations des zones de croissance de cette dernière, en position et/ou en épaisseur, sont étroitement contrôlées par la morphologie de détail des "prismes". De plus, la phase a est toujours plus proche du pôle wodginite que la phase b et elle est corrélativement plus riche en Sn, W (nettement) et en Ta (plus discrètement) : elle est plus proche par là du comportement du stade 1 dans l'aplite F126 (fig. 8). On peut donc proposer que la phase a corresponde à une cristallisation précoce, squelettique, suivie par la croissance de la phase b, selon la même logique d'ensemble que dans l'aplite F126.

Interprétation

Les cristaux de "rutile" des stades 1 à 3 ont tous les caractéristiques de cristaux croissant en contexte de mélange de magmas. Les observations sont cohérentes avec le mélange de deux magmas dans la ou les chambre(s) magmatique(s) qui nourri(ssen)t les aplites, l'un "pauvre" en métaux rares (soit M ce magma), l'autre significativement enrichi (soit B ce deuxième magma), avec des apports récurrents, de plus en plus abondants, du magma M (qui précipiterait le pôle rutile de la solution solide) dans le magma B (qui serait saturé en "columbo-tantalites"). Après le premier épisode de mélange, les "columbo-tantalites" sont déstabilisées (on ne les retrouve plus que blindées dans les "rutilles", soit très corrodées – les plus gros cristaux – soit avec des formes encore préservées – les cristallites) et ce sont des solutions solides rutile-wodginite relativement riches en wodginite et très riches en fer qui sont alors stables (stade 1). Chaque nouvel apport de magma M se marque

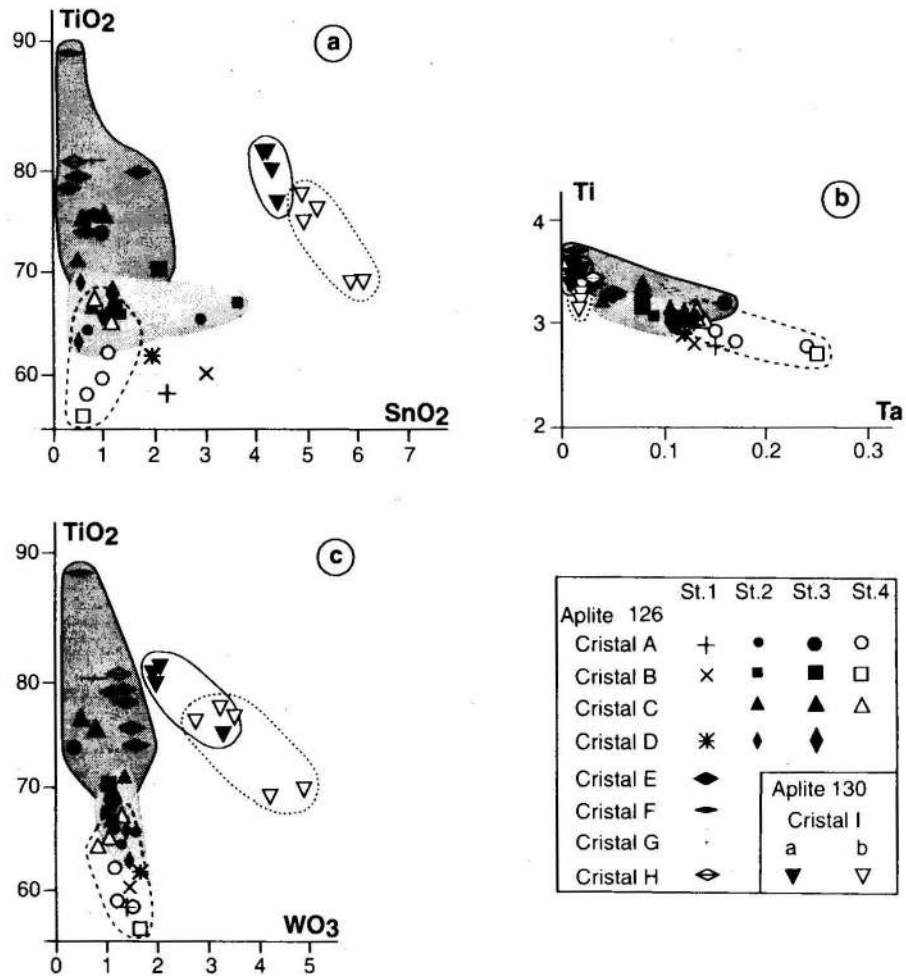


Fig. 8. Les relations entre titane et métaux rares dans les solutions solides rutile-wodginite, en poids % (a et c) ou en at. % p.f.u. (b). Explications dans le texte.

Titanium-rare metals relationships in the rutile-wodginite solid solution (weight% or a.p.f.u.).
See text for explanations.

par un retour vers des compositions plus proches du pôle rutile, assorti ou non de résorption-corrosion des "rutilles" antérieurs. Dans les intervalles, le fractionnement magmatique conduit normalement à un enrichissement en pôle wadginite. Le magma de mélange final, celui que l'on peut caractériser pétrographiquement à travers la suite des minéraux majeurs, est celui qui précipite les "rutilles" du stade 3.

En effet, le stade 4, ne peut pas être interprété de la même façon en invoquant une recharge finale en magma de type B. Outre que l'on s'attendrait, dans ce cas, à trouver aussi des cristaux de stade 4, le comportement asymétrique des métaux rares par rapport au stade 1 serait difficile à expliquer. Le caractère largement métasomatique des manifestations du stade 4 suggère plus des phénomènes d'interaction entre un fluide et les "rutilles" magmatiques. Ce fluide, enrichi en tantale par rapport au tungstène et à l'étain, est vraisemblablement un fluide magmatique précoce, i.e., l'interaction a pu se faire en présence du magma résiduel.

Il est important de souligner que cette interprétation fondée sur les oxydes à métaux rares coïncide totalement, en ce qui concerne les aplites, avec celle que l'on a tirée des données sur les micas dans le § précédent.

VI. GÉOCHIMIE DES GRANITES DU FILFILA

Caractères généraux

Tous les faciès granitiques présents dans le massif du Filfila ont été analysés pour les éléments majeurs et une large gamme d'éléments-traces (tableau V). Ils partagent des caractéristiques communes : ils sont peralumineux ($A/CNK > 1.1$; voir aussi la fig. 10) ; faiblement fractionnés, avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 71.47 et 76.01% ; généralement potassiques avec des rapports K_2O/Na_2O compris entre 1.15 et 1.9, à

l'exception d'un granite à tourmaline (FN16 : 0.8), du microgranite FS2 (1.1) et des faciès à topaze (moyenne 0.93) ; dans l'ensemble pauvres en CaO, qui reste inférieure à 1.3%, sauf pour les microgranites, où une teneur élevée en CaO accompagne logiquement le développement de l'altération à fluorite-épidote ; peu magnésiens dans l'ensemble (l'indice magnésien M de Hughes & Hussey (1976) est le plus souvent inférieur à 35) ; avec des teneurs en P_2O_5 relativement élevées (comprises entre 0.19 et 0.44%) ; et des teneurs en Cr et Ni exceptionnellement basses, même dans les granites à cordiérite (à l'exception de deux granites à tourmaline, anormaux en Cr). Toutes ces caractéristiques avaient déjà été soulignées par Fourcade *et al.* (2001), mais pour le seul groupe des granites à cordiérite.

Les fortes valeurs de P_2O_5 ainsi que les rapports Ta/Nb généralement élevés (tableau V) rattachent ces granites aux lignées peralumineuses associées aux granites à métaux rares (Raimbault *et al.*, 1991) : ce point sera abordé dans la suite avec plus de détail. On peut ajouter qu'ils contiennent tous des teneurs significatives en fluor (= 0.2% F) ; qu'ils sont remarquablement riches en uranium (jusqu'à 29 ppm), avec de plus des rapports Th/U dans l'ensemble faibles, souvent proches de 1, indiquant que la majorité de l'uranium est présent sous forme d'uraninite ; et que les enrichissements significatifs en étain (10 à 39 ppm), tungstène (11 à 266 ppm), lithium (24 à 885 ppm), rubidium (379 à 1217 ppm) et césium (20 à 207 ppm) sont également diagnostiques de l'affinité de ces granites avec les granites à métaux rares (quoique certains enrichissements puissent être attribués à des processus hydrothermaux, ce qui sera discuté plus loin).

Description par groupes

De façon plus fine, cependant, les différents groupes pétrographiques identifiés se retrouvent en géochimie :

Tableau V. Analyses en roches totales des principaux faciès du complexe granitique du Filfila (Analyses CRPG). Aux analyses nouvelles de ce travail, on a ajouté trois analyses inédites réalisées par Fougnot (1990), mais auxquelles manquent la plupart des éléments en trace.

Whole-rock analyses of the main rock types from the Filfila granite complex (CRPG analyses). Three unpublished analyses from Fougnot (1990) are also provided. Unfortunately, most trace elements were not analysed.

N° Ech	Groupe des granites à cordiérite et/ou à tourmaline																Groupe des granites à topaze				Analyses Fougnot [1990]		
	Granites à cordiérite		Granites à tourmaline								Granites à tourmaline et topaze secondaire		Microgr à biotite	Granite	Aplites	Microgranites porphyriques	VPF57	VPF54	VPF53				
	FS11	FS15	FN2	FN4	FN8	FN9	FN13	FN15	FN16	FS20	FS17	FS23	FN5		FN1	FS18	FS21	FS2	FS4				
SiO ₂	71.95	71.96	74.10	73.51	74.63	73.50	74.79	72.89	76.01	74.78	73.84	74.38	74.37	71.47	73.54	73.46	74.39	73.83	71.66	72.43	73.45	73.55	
Al ₂ O ₃	15.02	15.00	15.03	14.79	14.16	14.35	13.96	15.11	13.44	14.25	14.90	14.56	14.30	15.04	15.32	15.66	15.76	14.73	14.31	14.88	14.13	14.17	
Fe ₂ O ₃	2.13	2.36	1.44	1.65	1.41	1.58	1.49	1.21	1.19	1.30	1.56	1.42	1.52	1.08	0.86	0.85	1.07	0.36	0.19	0.92	0.72	1.36	
MnO	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.03	0.01	0.01	0.01	0.05	0.04	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	
MgO	0.50	0.62	0.15	0.18	0.22	0.20	0.20	0.10	0.18	0.13	0.23	0.05	0.17	0.66	0.05	0.05	0.05	0.10	0.23	0.08	0.26	0.08	
CaO	1.15	1.12	0.61	0.47	0.43	0.74	0.64	0.52	0.48	0.34	0.49	0.30	0.44	2.57	0.79	0.42	0.35	1.27	3.12	0.36	1.08	0.53	
Na ₂ O	3.13	3.06	3.62	2.95	2.96	3.06	3.04	3.75	3.99	2.97	3.24	3.29	3.09	2.73	4.66	3.91	3.81	3.92	2.76	3.33	3.29	3.59	
K ₂ O	4.75	4.62	4.16	5.01	4.89	5.11	4.41	5.14	3.32	4.81	4.73	4.70	4.90	4.58	3.17	4.32	3.78	4.12	5.49	5.19	4.87	4.69	
TiO ₂	0.25	0.28	0.11	0.10	0.07	0.10	0.10	0.08	0.08	0.06	0.11	0.06	0.09	0.27	0.02	0.02	0.02	0.06	0.08	0.05	0.08	0.08	
P ₂ O ₅	0.19	0.20	0.29	0.26	0.24	0.24	0.28	0.38	0.21	0.30	0.26	0.29	0.24	0.19	0.35	0.39	0.33	0.30	0.26	0.44	0.38	0.43	
PF	0.73	1.16	0.97	0.83	0.74	0.87	0.85	0.56	0.87	0.70	1.07	0.67	0.62	1.23	0.94	0.83	0.87	1.11	1.76	1.01	1.08	0.84	
Total	99.80	100.41	100.48	99.75	99.75	99.75	99.76	99.74	99.77	99.64	100.43	99.70	99.74	99.82	99.63	99.89	100.40	99.80	99.86	98.72	99.34	99.33	
F	0.27	0.23	0.11	0.31	0.36	0.26	0.35	0.26	0.12	0.34	0.44	0.5	0.39	0.48	1.21	1.20	1.54	0.35	0.68	1.34	0.38	0.48	
As	126	137	2.2	13.5	47.8	8.9	31.1	97.6	17.7	10.1	1.7	20.2	4.0	6.4	23.5	1.3	36	1.0	5.2				
Ba	327	255	244	99	80	123	63	33	107	48	55	19	111	252	62	12	27.2	107	300				
B	985	1240	1875	1490	1155	1230	1660	1265	1265	1520	1255	1635	1055	451	116	35	31	306	27	141	1095	1730	
Be	4.4	4.1	2.0	2.0	4.0	2.0	4.8	12.4	1.6	2.1	2.4	1.2	3.0	4.6	4.4	4.0	3.3	3.5	4.7	4	1.6		
Bi	3.8	3.6	20.7	6.5	9.3	0.6	6.5	32.5	3.6	5.1	1.1	0.4	2.1	32	11.8	3.6	7.8	0.2	5.0				
Cd	0.1	0.83	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Co	22.5	4.0	0.4	0.6	3.3	0.9	0.7	11.6	0.3	0.9	1.0	0.6	0.6	8.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Cr	9	17	1	1	1	7.5	1	1	1	1	88	92	1	15	1	1	1	1	1				
Cs	67	38.8	8.04	53.6	54.7	25.9	77.1	207	17.8	27.6	47	37.1	51.6	48.7	67.5	92.3	81.9	20	21.5				
Cu	1	11	6	7	1	5	1	1	1	1	1	1	6	8	1	1	1	1	1				
Ga	22.6	21.5	24.3	22.9	20.8	20.3	21.6	26.7	20.9	21.3	22.6	25.5	19.7	24.5	26.7	23.5	24.3	17.8	23.7				
Ge	2.4	2.2	2.8	2.9	3.2	2.8	2.6	3.8	2.9	3.2	3.1	4.5	3.2	2.3	5.0	6.3	7.2	3.7	2.1				
Hf	3.9	3.8	1.91	1.8	1.7	1.9	2.1	2.0	1.4	1.6	1.7	1.9	1.9	4.2	1.3	0.8	1.4	2.0	1.9				
In	0.1	0.1	0.05	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Li	307	189	24	231	299	261	302	392	36	161	386	330	125	245	508	885	820	124	54	1230	148	278	
Mo	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6	0.65	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Nb	12.9	12.3	14.9	13.9	12.6	11.9	10.4	40.7	7.53	11.2	16.6	17.2	12.7	12.5	33.2	26.4	27.9	21.6	10.6				
Ni	1	5	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1				
Pb	36	40	19	26	24	29	22	19	12	19	21	10	23	18	8	14	9	12	18				
Rb	457	421	379	648	706	611	637	1217	391	677	771	914	652	421	1052	1191	969	689	504				
Sb	1.0	0.9	0.4	0.4	0.5	0.7	1.0	1.6	0.6	0.5	0.6	0.9	0.3	1.0	0.6	0.4	0.6	0.3	0.7				
Sn	18	12	19	19	19	16	28	22	13	23	38	39	17	10	30	17	18	10	10				
Sr	61	60	87	39	30	68	25	13	42	24	25	14	42	189	75	20	36	612	666				
Ta	4.7	4.1	5.9	3.7	4.6	2.9	4.9	25.0	2.5	4.6	5.9	5.7	4.0	3.9	15.9	8.5	16.1	8.3	3.0				
Th	18.8	18.1	9.9	7.2	8.1	8.9	9.6	7.0	6.4	7.1	9.4	5.4	9.0	17.4	5.0	2.8	5.0	3.0	7.0	3.3			
U	21.7	20.4	5.7	6.7	16.0	6.0	28.6	6.0	9.0	4.6	5.3	4.4	5.9	12.4	5.3	3.0	6.0	3.3	5.9	14.5			
V	10	12	4	5	3	5	4	2	4	3	4	2	5	15	1	1	1	0.4	3.4				
W	260	21	29	18	79	7	30	202	11	9	11	12	12	190	45	104	54	13	19				
Y	14.8	14.0	12.3	10.9	10.1	13.2	13.3	9.3	10.0	11.9	11.7	12.5	11.3	21.9	5.1	8.2	4.8	8.1	10.8				
Zn	37	58	58	45	43	59	44	40	32	37	34	40	44	27	40	19	22	36	36				
Zr	115	111	50	48	44	56	55	40	34	44	45	45	52	124	20	15	17	45	52	4			
La	22.2	24.0	6.2	8.5	7.5	11.0	8.9	5.5	6.0	6.3	8.3	12.4	9.5	25.7	2.6	1.7	2.0	4.6	5.4				
Ce	49.4	50.5	14.5	19.1	16.6	23.4	20.9	20.7	12.3	14.5	18.2	17.4	21.0	75.0	4.4	4.4	4.1	9.8	13.0				
Pr	5.8	6.1	1.9	2.3	1.9	2.8	2.6	1.4	1.5	1.8	2.3	2.4	2.5	10.4	0.6	0.6	0.5	1.2	1.7				
Nd	21.4	22.9	7.1	8.3	7.5	9.7	9.3	5.1	5.8	7.0	8.6	8.9	9.6	39.1	2.4	2.3	1.6	4.4	7.1				
Sm	5.2	5.3	2.3	2.3	2.1	2.6	2.7	1.6	1.5	2.2	2.4	2.4	2.7	10.5	0.8	0.9	0.5	1.4	2.3				
Eu	0.5	0.5	0.2	0.4	0.3	0.4	0.3	0.1	0.1	0.2	0.2	0.4	0.4	0.5	0.04	0.03	0.03	0.1	0.3				
Gd	4.6	4.2	2.4	2.5	2.1	2.8	2.8	1.6	1.6	2.1	2.2	2.3	2.5	8.0	0.8	1.1	0.7	1.5	2.6				
Tb	0.6	0.7	0.4	0.4	0.4	0.5	0.5	0.3	0.3	0.5	0.5	0.4	0.4	1.1	0.2	0.3	0.1	0.3	0.4				
Dy	3.3	3.2	2.3	2.1	2.1	2.4	2.4	1.6	1.7	2.3	2.4	2.3	2.4	5.2	0.9	1.5	0.8	1.5	2.3				
Ho	0.5	0.5	0.4	0.3	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.8	0.1	0.2	0.1	0.2	0.4				
Er	1.2	1.1	0.8	0.8	0.7	0.9	1.0	0.6	0.8	0.8	0.9	0.9	0.8	1.9	0.3	0.5	0.3	0.6	0.8				
Tm	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
Yb	1.0	1.1	0.8	0.7	0.7	0.7	0.8	0.7	0.6	0.8	0.8	0.9	0.7	1.4	0.4	0.5	0.4	0.6	0.7				
Lu	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1				
M	32	34	17	18	23	20	21	14	23	16	22	6	18	55	10	10	8	35	69	14	41	10	
K ₂ O/Na ₂ O	1.52	1.51	1.15	1.70	1.65	1.67	1.45	1.37	0.83	1.62	1.46	1.43	1.59	1.68	0.68	1.10	0.99	1.05	1.99	1.56	1.48	1.31	
Th/U	0.9	0.9	1.7	1.1	0.5	1.5	0.3	1.2	0.7	1.6	1.8												

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

- Granites à cordiérite

Les deux analyses de granites à cordiérite sont très semblables à celles que décrivent Fourcade *et al.* (2001) : teneurs en SiO_2 proches de 72%, $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ proche de 1.5, CaO entre 1.12 et 1.15%, P_2O_5 autour de 0.20%; l'indice magnésien M est proche de 30; les spectres de REE, très homogènes (fig. 9), sont fortement fractionnés (tableau V), entre les LREE et les HREE : $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 15.4 et 15.6; et entre MREE et HREE : $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 3.2 et 3.8; l'anomalie en Eu est prononcée : Eu/Eu^* entre 0.31 et 0.33; les teneurs en F (env. 0.25%) et en Li (env. 200 ppm) sont celles de

leucogranites peralumineux banaux; les teneurs en B, relativement élevées (985-1240 ppm) reflètent bien la présence de tourmaline dans ces granites.

- Microgranites à biotite+/-tourmaline

De façon remarquable, le microgranite à biotite±tourmaline en massif (FS7) ressemble beaucoup à ces granites à cordiérite, par sa teneur en SiO_2 , son spectre de REE (fig. 9) et ses teneurs en P_2O_5 , Th, Ta, Zr, Cr et Li. La similitude entre les SREE et les teneurs en Th et en Zr indique en particulier des températures équivalentes pour

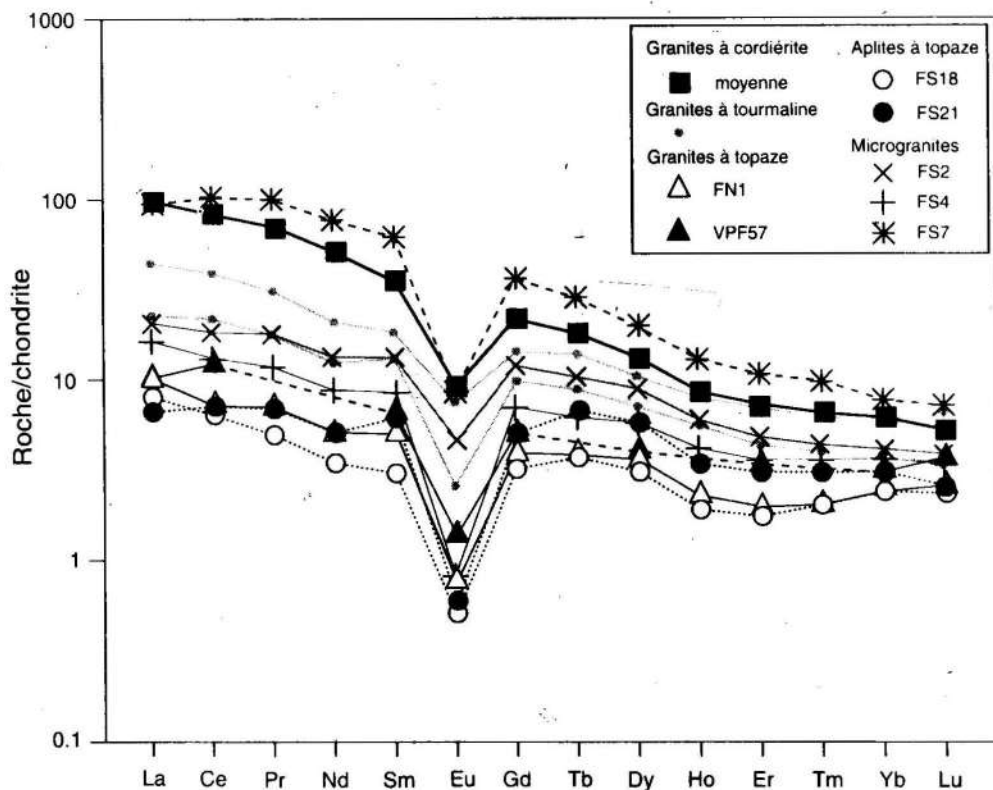


Fig. 9. Spectres des terres rares des granites et microgranites du Filfila, normalisés à la chondrite C1 de Anders et Grevesse (1989). Pour les granites à cordiérite, dont les spectres sont pratiquement confondus, on a construit le spectre moyen. Pour les granites à tourmaline, on a donné le domaine de variation (en gris sur la figure).

Noter l'existence d'un net " effet tétrade " (mais sur la seule troisième tétrade) pour les faciès à topaze.

Chondrite-normalised REE patterns in the Filfila granites and microgranites (C1 chondrite from Anders and Grevesse, 1989). The REE pattern for cordierite granites is a mean. For tourmaline granites, only the variation domain is indicated (in grey). Note the presence of a tetrad effect (only for the third tetrad) in the topaz granites and aplites.

les deux magmas. Le micro-granite présente cependant des différences significatives avec les granites à cordiérite. D'une part, il est plus riche en F (effet probable de l'altération à fluorite) et en CaO (lié à la fluorite et provenant vraisemblablement de l'encaissant, comme le montre l'enrichissement corrélatif en Sr); l'enrichissement en calcium est à l'origine d'un abaissement de l'indice de peraluminosité par rapport à sa valeur initiale. D'autre part, il est nettement appauvri en B, corrélativement d'un appauvrissement en fer, ce qui pourrait suggérer un fractionnement de la tourmaline : mais il est beaucoup plus magnésien ($M = 55$, une valeur plus proche de celle des granites à cordiérite du Cap Bougaroun : Fourcade *et al.*, 2001), et une partie au moins de la tourmaline est peut-être d'origine secondaire.

- Granites à tourmaline

Les granites à tourmaline, avec des teneurs en SiO_2 comprises entre 73.5 et 76.01% (moyenne à 74.25%) sont les roches les plus siliceuses du massif; leurs rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$, sont plus faibles en moyenne (moyenne à 1.45) que ceux des granites à cordiérite, mais restent néanmoins élevés; leurs teneurs en CaO sont en revanche plus basses (entre 0.34 et 0.74%, moyenne à 0.50%) et ils sont beaucoup moins magnésiens (M entre 6 et 23, une moyenne de 18); leurs spectres de REE se déploient dans une large gamme (fig. 9), mais s'ils sont dans l'ensemble moins riches en REE que les granites à cordiérite, ils sont moins fractionnés, que ce soit entre LREE et HREE : $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 5.4 et 10.3; ou entre MREE et HREE : $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 1.8 et 3.1; l'anomalie en Eu est plus ou moins prononcée : Eu/Eu^* entre 0.22 et 0.47, avec une moyenne de 0.34, peu différente de celle de l'anomalie en Eu des granites à cordiérite; les teneurs en P_2O_5 (0.21 à 0.38%, moyenne de 0.27%), fluor (entre 0.11 et 0.36% pour les granites sans topaze secondaire, moyenne à 0.25%; les teneurs sont entre 0.34 et 0.50%

quand il y a de la topaze secondaire), et naturellement B (de 1055 à 1875 ppm, moyenne de 1400 ppm) sont sensiblement plus élevées, tandis que les teneurs en Li restent du même ordre de grandeur.

La température des magmas à l'origine de ces granites était plus basse que celle des granites à cordiérite, comme l'indiquent, à peraluminosité comparable (voir la fig. 10), les teneurs plus faibles en Th, Zr et SREE (Watson et Harrison, 1983; Pichavant *et al.*, 1992; Montel, 1993).

- Granites et aplites à topaze

Les faciès à topaze, un peu moins riches en SiO_2 (de 72.40 à 74.39%), sont les plus sodiques, avec des rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ inférieurs ou égaux à 1 (moyenne à 0.93); leurs teneurs en CaO (0.34 à 0.79%) sont les mêmes que celles des granites à tourmaline; mais ils sont encore moins magnésiens ($M = 9 \pm 1$) et ce sont les faciès les plus riches en P_2O_5 (entre 0.33 et 0.44%, moyenne de 0.38%) et les plus pauvres en titane; ils sont encore moins riches en REE que les granites à tourmaline, et leurs spectres (fig. 9), quoique caractérisés par une anomalie en Eu beaucoup plus prononcée (Eu/Eu^* entre 0.10 et 0.16), sont encore moins fractionnés, que ce soit entre LREE et HREE : $(\text{La}/\text{Yb})_N$ entre 2.2 et 4.1, ou entre MREE et HREE : $(\text{Gd}/\text{Yb})_N$ entre 1.3 et 1.6 - ces spectres sont d'ailleurs très semblables à ceux des RMG à teneurs intermédiaires en phosphore (Raimbault *et al.*, 1991); enfin, ils sont très riches en F (entre 1.20 et 1.54%) et ce sont les plus lithinifères des granites du Filfila (Li entre 510 et 1230 ppm); en revanche, ce sont les plus pauvres en B (< 150 ppm).

Ces magmas étaient les plus froids du complexe du Filfila, comme l'indiquent les très faibles teneurs en Th (jusqu'à 2.8 ppm), Zr (jusqu'à 15 ppm) et SREE (jusqu'à 11.1 ppm) (Watson et Harrison, 1983; Pichavant *et al.*, 1992; Montel, 1993).

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

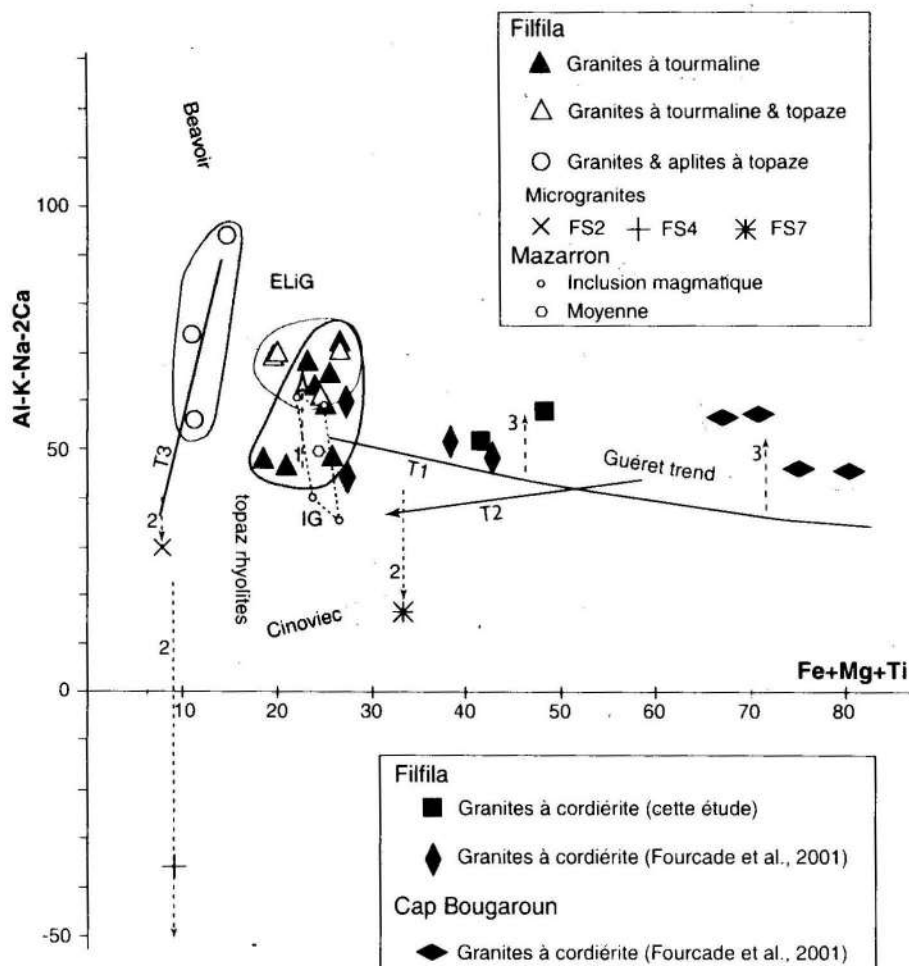


Fig. 10. Les granites et microgranites du Filfila dans le diagramme multicationique Al-K-Na-2Ca vs. Fe+Ti+Mg de Debon et Le Fort (1983). On a reporté pour comparaison les analyses des granites à cordiérite du Filfila et du Cap Bougaroun publiées par Fourcade *et al.* (2001), ainsi que les domaines d'existence de différentes familles de granites à fluor $\pm$ lithium d'après Cuney *et al.* (1994) : granites de Beauvoir, granites de l'Erzgebirge (EliG : granites à lithium ; IG : granites intermédiaires, à protolithionite; Cinoviec), rhyolites à topaze. On a également indiqué le "trend" de mélange caractéristique des granites peralumineux ferro-magnésiens (lignée de type Guéret), d'après Stussi et Cuney (1993). Les analyses des inclusions magmatiques dans les andalousites des xénolithes de Mazarron (Andalousie) sont tirées de Cesare *et al.* (2003). T1, T2, T3 : "trends" évolutifs proposés pour les granites à cordiérite ou tourmaline et les granites à topaze.

Filfila granites and microgranites in the multicationic Al-K-Na-2Ca vs. Fe+Ti+Mg diagram of Debon and Le Fort (1983). Cordierite granite data from the Filfila and Cap Bougaroun masses are extracted from Fourcade *et al.* (2001). F $\pm$ Li-granite fields are redrawn from Cuney *et al.* (1994): Beauvoir granite, Erzgebirge granites (EliG : lithium granites; IG : intermediate protolithionite granites; Cinoviec), topaz rhyolites. "Guéret trend" is for a typical mixing trend between meta- and per-aluminous granites (Stussi and Cuney, 1993). The melt inclusions in andalusites from restitic xenoliths at Mazarron are from Cesare *et al.* (2003). T1, T2, T3: proposed trends for the cordierite or tourmaline granites and the topaz granites.

1 : "trend" d'altération à topaze (**topaz alteration**); 2 : "trend" d'altération à fluorite-épidote (l'apport de calcium domine sur l'enrichissement relatif en alumine dans l'altération à mica blanc) (**trend fluorite-epidote alteration trend (calcium input exceeds relative Al enrichment due to phyllitic alteration)**); 3 : "trend" de muscovitisation. Explications dans le texte (**muscovitisation trend. See text for explanation**).

- *Microgranites porphyriques*

De façon remarquable, les deux microgranites porphyriques (FS2 et FS4), qui en diffèrent pourtant sensiblement par leurs teneurs en CaO (> 1.3% – mais cela traduit aussi l'abondance de la fluorite d'altération), leur caractère magnésien (M de 35 à 70), leurs teneurs plus faibles en P_2O_5 (0.26-0.30%), en F (0.35-0.68%) et en Li (54-124 ppm) – mais sont, comme eux, pauvres en B – partagent pourtant avec les faciès à topaze des caractéristiques significatives : rapport K_2O/Na_2O proche de 1 (pour FS2; mais proche de 2 pour FS4 ...), très faibles teneurs en ferro-magnésiens, et, surtout, spectres de REE à peine moins fractionnés ($Eu/Eu^* 0.10-0.38$; $(La/Yb)_N 5-5.3$; $(Gd/Yb)_N 2-3$) (fig. 9). Ces microgranites ont donc des caractéristiques proches de celles des faciès à topaze, ce que suggérait déjà la minéralogie de leurs micas. Les faibles teneurs en Th, Zr et SREE des microgranites porphyriques indiquent que ces magmas étaient également froids, légèrement plus chauds, toutefois que ceux des aplites à topaze, à en juger par Th et Zr (Watson et Harrison, 1983; Pichavant *et al.*, 1992; Montel, 1993).

VII. CONSÉQUENCES POUR LA PETROLOGIE DU COMPLEXE DU FILFILA

1. Le mélange de magmas

De la présentation qui précède ressortent en particulier deux points :

- Il y a dans le massif du Filfila deux familles de microgranites, qui se rattachent plus ou moins nettement aux deux familles des granites à cordiérite (les microgranites à biotite +/-tourmaline de type FS7) et des granites à topaze (les microgranites porphyriques). Les microgranites à tourmaline (Tabl. I) semblent devoir se rattacher quant à eux aux granites à tourmaline.

- Quoique des granites à cordiérite aux faciès à topaze, en passant par les granites à tourmaline,

on ait manifestement affaire à des magmas de plus en plus évolués, il semble difficile de considérer qu'il s'agisse d'une simple séquence de fractionnement magmatique, contrairement aux hypothèses de Semroud (1970) et de Semroud et Fabriès (1976) en ce qui concerne les granites à tourmaline. En effet, l'anomalie en europium des granites à tourmaline est dans l'ensemble, relativement moins prononcée que celle des granites à cordiérite (fig. 10 et tableau VI), ce qui exclut le fractionnement du plagioclase pour passer des uns aux autres : en fait, les granites à tourmaline sont moins fractionnés (cf tableau VI). Les données des REE sont plus équivoques. La diminution des SREE pourrait certes s'expliquer par un fractionnement de la monazite : l'augmentation corrélative des teneurs en P_2O_5 n'est pas contradictoire, car les fortes teneurs en phosphore des magmas très peralumineux sont contrôlées par l'apatite et résultent de la complexation avec Al (Pichavant *et al.*, 1992). Cependant, les teneurs en SREE des granites sont surtout contrôlées par la température des magmas (Montel, 1993), de sorte que l'argument n'est pas univoque. En ce qui concerne les relations entre faciès à topaze et granites à tourmaline, le fractionnement tant des plagioclases que de la tourmaline, que l'on pourrait invoquer pour expliquer le comportement du fer, du bore et de l'euporium, ne suffit toutefois pas à rendre compte de l'augmentation significative de l'indice de peraluminosité (voir la fig.10).

Il faut donc considérer chacun des grands groupes identifiés par la pétrographie et la géochimie comme représentatif de lignées magmatiques indépendantes, même si, à l'intérieur de chaque groupe, et en particulier au sein des granites à tourmaline, les particularités du chimisme peuvent s'expliquer par le fractionnement du plagioclase (Eu) ou de la monazite (LREE, Th), comme l'ont pertinemment souligné Fourcade *et al.* (2001).

Compte-tenu de plus des indications données par la minéralogie des micas et des oxydes, et en cohérence avec les conclusions de Fourcade

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Tableau VI. Effet tétrade, comportement non-CHARAC et fractionnements entre REE dans les granites et microgranites du Filfila (voir texte).

Tetrad effect, non-CHARAC behaviour and REE fractionation for the granites and microgranites from the Filfila massif (see text for explanation).

Comportement "non-CHARAC"	Effet tétrade					Spectre REE				
	K/Rb	Sr/Eu	Eu/Eu*	Zr/Hf	Y/Ho	T ₁	T ₂	T ₃	(La/Yb) _N	(Gd/Yb) _N
Groupe des granites à cordiérite et à tourmaline										
Granites à cordiérite										
FS 11	86	123	0.31	29.5	29.6	0.09	0.07	0.06	15.6	3.8
FS 15	91	115	0.33	29.5	29.8	0.05	0.19	0.04	15.4	3.2
Granites à biotite-tourmaline										
FN 2	91	501	0.22	25.9	32.7	0.12	0.18	0.01	5.4	2.5
FN 4	64	110	0.45	26.9	32.2	0.11	0.14	0.06	8.9	3.0
FN 9	69	183	0.42	29.8	33.2	0.12	0.17	0.02	10.3	3.1
FN 8	57	112	0.39	26.5	32.6	0.05	0.21	0.09	7.3	2.4
FN 13	57	95	0.29	26.3	33.3	0.14	0.19	0.10	7.5	2.8
FN 15	35	117	0.21	20.3	29.6	0.09	0.06	0.04	5.4	1.8
FN 16	70	286	0.28	24.5	33.6	0.04	0.15	0.05	6.4	2.0
Granites à tourmaline & topaze secondaire										
FS 23	43	38	0.47	23.6	32.6	0.17	0.19	0.09	9.9	2.2
FS 20	59	127	0.27	26.7	34.6	0.08	0.37	0.08	5.9	2.3
FN 5	62	108	0.46	27.3	31.7	0.07	0.20	0.07	10.0	3.1
FS 17	51	109	0.29	25.8	31.4	0.09	0.30	0.09	7.1	2.2
Microgranite à biotite										
FS 7	90	350	0.18	29.8	27.7	0.24	0.07	0.07	13.0	4.8
Groupe des granites à topaze										
Granites à topaze										
FN 1	25	1774	0.16	14.8	38.6	0.13	0.29	0.08	4.1	1.5
Aplites à topaze										
FS 18	30	603	0.10	17.4	40.5	0.16	0.52	0.16	2.2	1.6
FS 21	32	1255	0.16	12.3	45.4	0.09	0.38	0.16	3.2	1.3
Microgranites porphyriques										
FS 4	90	2235	0.38	27.1	30.0	0.08	0.13	0.02	5.3	3.0
FS 2	50	12240	0.10	22.6	32.4	0.06	0.14	0.04	5.0	2.0

et al. (2001), il faut sans doute plutôt penser les relations entre les différents faciès du massif du Filfila en termes de mélanges de magmas. Pour aller plus loin dans cette direction, nous considérons le diagramme chimico-minéralogique A-B de Debon et Le Fort (1983) qui oppose le paramètre A, exprimant l'excès d'aluminium par rapport aux feldspaths ($A = Al-K-Na-2Ca$, en millications), à la charge ferro-magnésienne ($B = Fe+Mg+Ti$, en millications).

Déconvolution des effets de l'altération hydrothermale

L'utilisation de ce diagramme nécessite toutefois de prendre en compte avec soin les effets des altérations hydrothermales, auxquelles le paramètre A est très sensible, comme on le voit en particulier sur la figure 10 :

- Le nuage des granites à tourmaline est étiré verticalement, ce qui est un indice d'enrichisse-

ment relatif en alumine lors des transformations hydrothermales : cela est évident sur la fig. 10 en ce qui concerne le sous-groupe des granites à tourmaline et topaze secondaire ("trend" 1 sur la figure); en outre, un examen détaillé des lames minces indique que ceux des granites à tourmaline seule qui sont les plus riches en tourmaline secondaire (qui corrode les feldspaths, avec départ des alcalins dans la phase fluide) sont aussi ceux qui ont le paramètre A le plus élevé. Il faut donc, pour raisonner en termes d'évolutions magmatiques sur les granites à tourmaline, se concentrer sur ceux qui montrent les plus faibles valeurs de A.

- Les points représentatifs des microgranites sont décalés vers de faibles valeurs de A du fait de l'altération à fluorite-épidote, qui se marque en effet par un excès de calcium dans les roches ("trend" 2 sur la Fig. 10), corrélé à un enrichissement en Sr (tableau V). D'après l'examen des lames minces, ce serait le microgranite FS4 qui serait de loin le plus riche en fluorite, ce qui explique la valeur fortement négative que prend son paramètre A. Une estimation quantitative est difficile et la position "initiale" des points représentatifs des microgranites sur la figure 10 reste spéculative; on a considéré, pour en obtenir une estimation, que les teneurs en CaO initiales restaient proches de celles des granites apparentés, voire légèrement supérieure.

Modèles de mélange

Avec ces précautions, il devient possible, en s'aidant de la Fig. 10, de discuter plus avant les relations génétiques entre les différents types pétrographiques présents dans le Filfila :

(i) Le groupe "granites à cordiérite-granites à tourmaline"

Les granites à tourmaline "peu altérés" et les granites à cordiérite (en y incluant les données de Fourcade *et al.*, 2001) dessinent assez nettement un "trend" (T1) parallèle au "trend Guéret" de Stussi et Cuney (1993), lequel

exprime le mélange entre un pôle calco-alcalin méta-alumineux et plutôt mafique et un pôle peralumineux leucogranitique.

Dans ce modèle, les granites à tourmaline (et certains granites à cordiérite analysés par Fourcade *et al.*, 2001), figureraient le pôle peralumineux; on remarque, sur la figure 10, qu'ils se placent effectivement dans le domaine des granites à protolithionite (IG) de Cuney *et al.* (1994), en cohérence avec leur minéralogie. Ce modèle explique très bien les relations minéralogiques discutées précédemment : existence d'un "trend" entre les Fe-biotites et les protolithionites, interprétable en termes de mélange entre un pôle calco-alcalin et un pôle peralumineux riche en F.

Cette conception est proche de celle de Fourcade *et al.* (2001), pour qui les granites à cordiérite du Filfila, nettement plus évolués que les autres granites à cordiérite d'Afrique du Nord, représenteraient le pôle "magma de fusion partielle", directement issu de la source, dans une séquence de mélange avec un magma méta-alumineux à l'origine de ces autres granites à cordiérite, comme, par exemple, ceux du Cap Bougaroun. On voit d'ailleurs sur la figure 10 que ces derniers se placent non loin de T1, dont ils se décalent légèrement vers des valeurs plus fortes du paramètre A (effet probable de l'altération à mica blanc qui affecte systématiquement ces granites : "trend" 3 sur la figure). En fait, plusieurs magmas de fusion partielle pourraient participer au pôle peralumineux du mélange, dont le plus évolué serait un magma riche en B et F, dont les granites à tourmaline du Filfila seraient un proche parent.

(ii) Signification des microgranites à biotite±tourmaline (type FS7)

En tenant compte des effets de l'altération à fluorite-épidote (i.e., en soustrayant les effets de 1.4 % CaO), le microgranite FS7 se place à proximité du "trend" T1, en bon accord avec les affinités qu'il présente avec les granites à cor-

diérite. Cependant, son caractère plus fractionné à de nombreux égards, mais son caractère plus magnésien par ailleurs, trouvent une explication si on interprète ce microgranite comme le résultat d'un fractionnement de la cordiérite à partir d'un terme moins évolué du mélange du "trend" T1 : ce fractionnement est représenté par le "trend" T2 sur la Fig. 10.

(iii) Les faciès à topaze et les microgranites porphyriques

Au vu de la figure 10, un "trend" de mélange (T3) est envisageable, entre un pôle "RMG de type Beauvoir" – donc, pauvre en bore (dont l'aplite FS18 serait proche), et un pôle "calco-alcalin méta-alumineux très fractionné" dont les microgranites porphyriques seraient représentatifs (si l'on élimine les effets de l'altération à fluorite-épidote).

Ce modèle rend bien compte des particularités minéralogiques des faciès à topaze;

- Il est cohérent avec le "trend" dessiné par les micas lithinifères, qui s'enracine effectivement dans des Fe-biotites voisines de celles des microgranites porphyriques et il explique pourquoi ce "trend" est différent de celui des protolithionites des granites à tourmaline.

- Il explique l'évolution des oxydes porteurs des métaux rares et, notamment, l'existence de cristaux précoces de columbo-tantalite, caractéristiques des magmas évolués riches en Li, résorbés à la suite du mélange.

2. Effets des interactions avec les fluides magmatiques

La littérature récente (e.g., Bau, 1996; Irber, 1999; Jahn *et al.*, 2001; Monecke *et al.*, 2002) s'est intéressée à la caractérisation des modifications de la composition des magmas granitiques les plus évolués en raison d'interactions de

haute température (supra- ou sub-solidus) avec des fluides magmatiques. On considère ainsi l'incidence de deux effets possibles : effet tétrade et comportement "non CHARAC".

Effet tétrade

Cet effet affecte les spectres de REE (voir revue détaillée dans Jahn *et al.* [2001] et Monecke *et al.* [2002]), qui se subdivisent en quatre segments arrondis, les tétrades (première tétrade : La-Ce-Pr-Nd ; deuxième tétrade : (Pm)-Sm-Eu-Gd ; troisième tétrade : Gd-Tb-Dy-Ho ; quatrième tétrade : Er-Tm-Yb-Lu), qui sont convexes soit vers le haut, soit vers le bas (en forme de M ou de W, respectivement : Masuda *et al.*, 1987). Un effet de type M est reconnu dans beaucoup de granites très évolués (revue dans Jahn *et al.*, 2001) et est généralement considéré comme l'effet résiduel (par "miroir") de l'extraction d'un fluide magmatique avec un spectre de type W (Monecke *et al.*, 2002).

L'étude de cet effet en suppose la quantification. On trouve dans Monecke *et al.* (2002) un historique des approches proposées dans la littérature et la proposition d'un indice T_i ($i = I, \dots, IV$), calculable pour chaque tétrade, et qui représente l'écart-type ("standard deviation") des concentrations normalisées aux chondrites (chondrite C1 d'Anders et Grevesse [1989]) des deux éléments centraux d'une tétrade donnée par rapport à la droite qui connecte les deux éléments extrêmes de la même tétrade. L'effet est considéré comme significatif si $T_i = 0.2$. On ne peut naturellement pas calculer T_{II} puisque le Pm est absent dans la nature.

Le résultat du calcul de T_i ($i = I, III, IV$) pour les différents faciès du Filfila est présenté dans le tableau VI. Il en ressort : (i) que l'effet, quand il est présent, ne concerne que la troisième tétrade, à l'exception curieuse du microgranite à biotite-tourmaline (FS7) pour lequel $T_I = 0.24$ (cette aberration est possiblement associée à l'altération à fluorite-épidote, avec lessivage

préférentiel du lanthane ?); et (ii) que seuls les granites contenant de la topaze, qu'elle soit primaire ou secondaire (dans les granites à tourmaline), montrent systématiquement un effet sur la troisième tétrade, alors que cet effet est peu à pas perceptible dans les granites à tourmaline et est typiquement absent des microgranites altérés riches en fluorite.

Comportement non-CHARAC

Le concept d'éléments "CHARAC" (CHARGE-and-RADIUS-Controlled) est dû à Bau (1996) et concerne le comportement d'éléments tels que les REE et les couples Y/Ho ou Zr/Hf dont la charge et le rayon ionique similaires contrôlent le comportement dans les systèmes magmatiques : pour les REE, un comportement CHARAC signifie des spectres normalisés d'allure lisse; pour les couples Y/Ho ou Zr/Hf ; il signifie l'absence de fractionnement. D'après Bau (1996), un comportement non-CHARAC s'observe dans les magmas acides les plus évolués et traduirait les effets d'une interaction fluide-magma lors de la transition magmatique-hydrothermale - ce qu'Irber (1999) nomme "l'altération magmatique-hydrothermale". D'autres couples, comme K/Rb ou Sr/Eu, et l'anomalie en europium (Eu/Eu*) peuvent également manifester ce comportement non-CHARAC (Irber, 1999).

Il semble naturel de coupler étude de l'effet tétrade et étude du comportement non-CHARAC. A la suite d'Irber (1999), nous avons systématiquement étudié le couplage entre le paramètre T_{III} et les éléments sensibles. On constate ainsi (tableau VI et fig. 11) :

- (i) Le couplage systématique de l'effet tétrade et du comportement non-CHARAC pour l'anomalie en europium et les couples Zr/Hf, Y/Ho et K/Rb dans les faciès à topaze primaire.
- (ii) Ce couplage est absent des granites à tourmaline et topaze secondaire en ce qui concerne

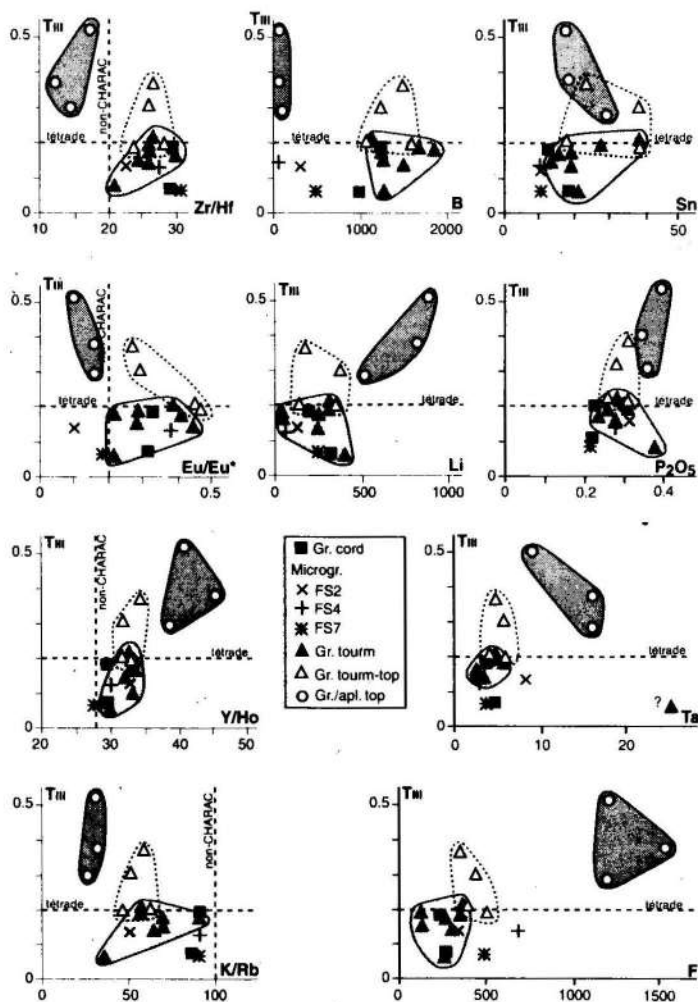


Fig. 11. Effet tétrade et comportement " non-CHARAC " dans les granites et microgranites du Filfila. L'effet tétrade est quantifié sur la troisième tétrade (paramètre T_{III}) par la méthode de Monecke *et al.* (2002). Le seuil de significativité du paramètre a été fixé à 0.2 (Monecke *et al.*, 2002), tandis que les seuils de manifestation d'un comportement " non-CHARAC " ont été fixés d'après Bau (1999) pour le rapport Y/Ho et d'après Irber (1999) pour les rapports K/Rb, Eu/Eu* et Zr/Hf. Explications complémentaires dans le texte.

Tetrad effect and non-CHARAC behaviour for the Filfila granites and microgranites. Tetrad effect is quantified for the third tetrad (T_{III}) following Monecke *et al.* (2002). The effect is significant when $T_{III} \geq 0.2$ (Monecke *et al.*, 2002). The non-CHARAC behaviour boundaries are taken from Bau (1999) for Y/Ho and from Irber (1999) for K/Rb, Eu/Eu* and Zr/Hf. See text for further explanations.

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Zr/Hf et l'anomalie en europium, mais il s'y manifeste pour Y/Ho et K/Rb, de façon toutefois moins marquée et, surtout, indiscernable de ce qui se passe dans les autres granites à tourmaline.

(iii) L'effet tétrade se corrèle positivement avec F et P et, dans une moindre mesure, Li et Ta; ce dernier élément est en particulier légèrement, mais significativement, enrichi dans les granites à tourmaline et topaze secondaire par rapport aux granites à tourmaline seule (si l'on excepte la teneur anormale de 25 ppm dans le granite FN15, d'origine hydrothermale probable, voir ci-dessous).

(iv) Dans les faciès dépourvus d'effet tétrade, on observe néanmoins un comportement non-CHARAC pour les couples Y/Ho et K/Rb, indiquant l'existence d'autres processus d'interaction fluides-roches à haute température (déjà soupçonnés par Fourcade *et al.*, 2001), au premier rang desquels par ordre de probabilité se placent les altérations à mica blanc. Certains enrichissements en éléments-trace semblent attribuables à cette interaction, en particulier les teneurs anormales en Ta et en W du granite à tourmaline FN15 (K/Rb = 35),

Conclusion

On peut donc conclure :

(i) Que l'effet tétrade, dans les granites du Filfila, est exclusivement lié à l'interaction avec un fluide fluoré. Cette interaction concerne :

- Soit le système fluide magmatique-magma parent, comme c'est vraisemblablement le cas dans les granites et aplites à topaze, ainsi qu'en atteste le couplage systématique de l'effet tétrade avec le comportement non-CHARAC. Cette interaction se marque aussi dans les oxydes porteurs des métaux rares, dont l'évolution finale montre que le fluide magmatique était enrichi en tantale.

- Soit l'interaction fluide-roche, comme on peut penser que c'est le cas pour les granites à tourmaline et topaze secondaire, où celle-ci semble bien se développer subsolidus, et dans lesquels l'effet tétrade n'est pas couplé avec le comportement non-CHARAC de Zr/Hf et Eu/Eu*. Le fluide responsable devrait être le fluide magmatique riche en F et Ta issu des magmas à topaze.

Ce constat apporte des arguments en faveur de l'idée (Irber, 1999) que l'effet tétrade est induit par la complexation différentielle des REE par le fluor; l'absence d'effet du bore dans les interactions de haute température des granites à tourmaline va dans le même sens, dans la mesure où la complexation des REE par le bore n'est pas notoire. Nos observations témoignent en outre de la possibilité (défendue par Monecke *et al.*, 2002 mais combattue par Jahn *et al.*, 2001) que l'effet tétrade se développe aussi bien dans les conditions de la transition magmatique-hydrothermale que par interaction entre un granite et un fluide fluoré externe. Cependant, dans ce dernier cas, il s'agit nécessairement d'un fluide de haute température : l'altération à fluorite-épidote qui affecte les microgranites ne se marque en effet par aucun effet tétrade.

(ii) Une partie du comportement non-CHARAC, et notamment celui du couple K/Rb, est découplé de l'effet tétrade, i.e., de l'interaction avec un fluide riche en fluor.

VIII. DISCUSSION ET CONCLUSION

Le complexe granitique du Filfila s'est mis en place de manière polyphasée. Les faciès les plus précoces sont des granites à cordiérite et des microgranites à biotite±tourmaline, qui sont suivis par des granites à tourmaline-protolithionite puis par des granites et aplites à topaze-zinnwaldite. Les faciès les plus évolués sont affectés par des interactions fluide-magma et fluide-roche de haute température, qui modifient partiellement leurs compositions initiales.

Comme l'ont montré Fourcade *et al.*, (2001), les granites à cordiérite langhiens du Nord de l'Algérie résultent de processus de mélange entre un magma méta-alumineux et un magma peralumineux né de la fusion partielle de la croûte moyenne. Sur la base de l'étude des enclaves métapélitiques, Fourcade *et al.* (2001) ont démontré que ce magma, dont certains granites à cordiérite du Filfila seraient représentatifs, résulte de la déshydratation de la biotite avec production de cordiérite restitutive. Le processus de mélange peut ainsi se concevoir comme celui de l'assimilation de son auréole de migmatites à cordiérite par un pluton méta-alumineux intrusif dans la croûte moyenne - une situation dont le batholite carbonifère du Velay, dans le Massif Central français, donne une bonne image (Barbey *et al.*, 1999). On peut donc postuler l'existence, sous les plutons à cordiérite comme celui du Cap Bougaroun, comme aussi bien sous le massif du Filfila, de complexes de granite et de migmatites analogues à celui du Velay. Dans un tel contexte, on sait que la fusion partielle dans des conditions de

température moins extrêmes peut produire des magmas peralumineux proches par leur composition des granites à tourmaline du Filfila : Cesare *et al.* (2003) décrivent, dans des andalousites d'enclaves restitiques de la province magmatique miocène de Mazarron (Andalousie), des inclusions magmatiques primaires dont la composition moyenne est voisine de celle des granites à tourmaline primaire les moins altérés (fig. 9). Ces inclusions sont par ailleurs pauvres en lithium (0-224 ppm, moyenne 92 ppm) mais présentent des teneurs en bore du même ordre que celles des granites à tourmaline primaire (934 à 2117 ppm, moyenne 1193 ppm), avec des teneurs en phosphore (de 1063 à 2227 ppm, moyenne 1703 ppm) comparables. Les teneurs en Zr, comprises entre 26 et 47 ppm (moyenne 36 ppm) sont également comparables (voir tableau V), indiquant que les magmas de fusion partielle piégés dans ces andalousites avaient des températures du même ordre que celle des magmas des granites à tourmaline, estimées à environ 735°C pour les magmas de Mazarron (Cesare *et al.*, 2003).

Fig. 12. Schéma de principe des relations génétiques entre les principaux faciès peralumineux des Maghrébides. Dans une chambre magmatique méso-crustale (M), se produit le mélange (m1), en proportions variables, d'un magma méta-alumineux remplissant initialement la chambre et des liquides de fusion partielle de son auréole de migmatites à cordiérite. Cette chambre alimente les plutons superficiels du type de celui du Cap Bougaroun (P). Localement, des liquides peralumineux riches en B sont engendrés au sein des migmatites et se mélangent avec les autres liquides de fusion partielle (m2), à l'origine des granites à tourmaline. Plus profondément, des magmas peralumineux fluorés et lithinifères (lignée de type " Beauvoir ") se mélangent avec des magmas méta-alumineux évolués (m3), à l'origine des granites et aplites à topaze.

Conceptual model for the petrogenetic relationships between the main peraluminous melts from the Maghrebides. A middle-crust magmatic chamber (M) is the locus of magma mixing (m1) between a meta-aluminous magma initially filling the chamber and partial melts from the cordierite-bearing migmatite aureola. Upon mixing, this chamber feeds the shallow crustal plutons like the Cap Bougaroun pluton (P). Locally, B-rich peraluminous melts are generated within the migmatites and can mix with other partial melts (m2), yielding the melts at the origin of the tourmaline granites. At greater depth, F- and Li-rich peraluminous melts are mixed with fractionated meta-aluminous melts, yielding the topaz granites and aplites.

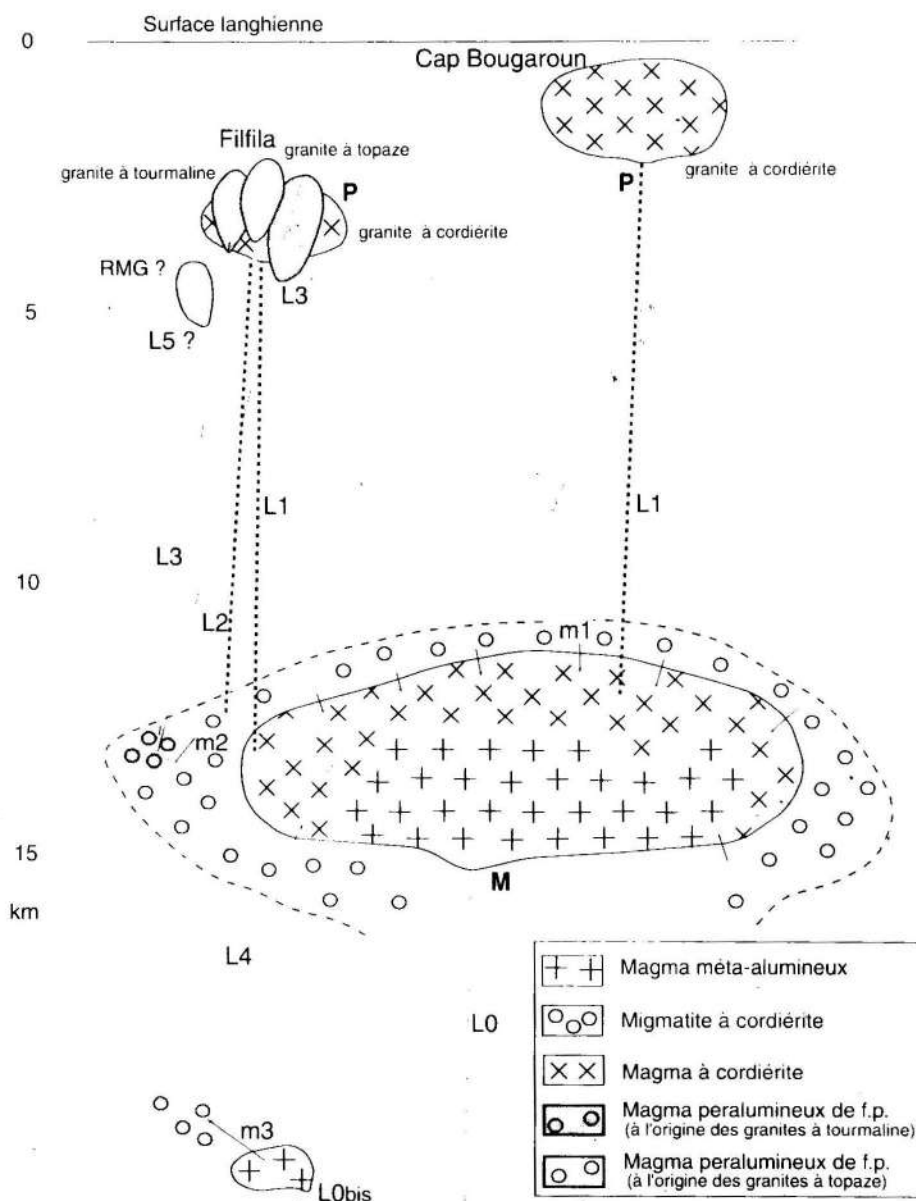
L0 : magma méta-alumineux primitif (*pristine meta-aluminous melt*). **L0bis :** magma méta-alumineux différencié (*fractionated meta-aluminous melt*). **L1 :** magma à cordiérite (mélange) (*mixed melts yielding cordierite granites*). **L2 :** magma à cordiérite (migmatites) (*peraluminous (cordierite-prone) partial melt (migmatites)*). **L3 :** magma peralumineux riche en F à l'origine des granites à protolithionite et tourmaline (*B-rich peraluminous melt yielding protolithionite-tourmaline granites*). **L4 :** magma peralumineux riche en F à l'origine des granites et aplites à topaze (*F- and Li-rich peraluminous melt yielding topaz granites and aplites*). **L5 :** magma peralumineux de type " Beauvoir ", non contaminé (hypothétique) (*uncontaminated Beauvoir-type peraluminous melt (hypothetic)*)

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

Si l'on considère que le magmatisme néogène de l'Andalousie résulte fondamentalement des mêmes mécanismes que ceux qui sont envisagés en Afrique du Nord (Maury *et al.*, 2000), il devient possible d'envisager que, sous le Filfila, dans l'environnement plutonique de la croûte moyenne au Langhien, la fusion partielle à l'origine des magmas peralumineux à cordiérite engendre localement de petites quantités de magmas plus évolués, à l'origine des granites à

tourmaline. Cette conception est représentée, de façon schématique, sur la figure 12, qui montre, d'une part, le contexte général de production des granites à cordiérite de type Cap Bougaroun et, d'autre part, les conditions plus restreintes qui conduisent aux associations granites à cordiérite-granites à tourmaline du Filfila.

Dans un tel modèle, la place des magmas à topaze est plus problématique. D'une part, il



serait possible d'imaginer que la fusion partielle de certains protolithes (par exemple, des micaschistes à muscovite) produisent des magmas peralumineux proches des souches à zinnwaldite qui se retrouvent, dans le massif du Filfila, dans les granites à topaze, qui seraient ainsi originaires des mêmes régions que les granites à tourmaline. L'absence d'indications de mélanges entre les magmas à topaze et les autres magmas peralumineux ne va pas toutefois pas dans ce sens. D'autre part, il est couramment envisagé que les magmas-souches des lignées de granite à métaux rares soient d'origine plus profonde, en liaison avec la granulitisation dans la croûte continentale inférieure (e.g., Marignac et Cuny, 1999 et références incluses). La figure 12 représente, de façon schématique, cette conception. Dans un tel modèle, la présence simultanée des granites à topaze et des autres faciès peralumineux serait liée à l'existence d'un drain unique pour les différents types de magmas, i.e., une même zone de fracture profonde (non représentée sur la figure 12). Il est en effet probable que des fractures lithosphériques soient responsables de la localisation des principaux districts magmatiques néogènes en Afrique du Nord.

Comme indiqué sur la figure 12, une implication du modèle est la possibilité de trouver en profondeur des plutons de RMG non contaminés, avec, par conséquent, un potentiel métallogénique en métaux rares (et notamment en Ta) plus significatif que celui des faciès affleurants dans le complexe du Filfila.

Ce modèle, qui généralise celui de Fourcade *et al.* (2001), explique bien la coexistence de magmas peralumineux de différentes lignées et des magmas méta-alumineux caractéristiques des interactions croûte-manteau (Maury *et al.*, 2000). Une conséquence intéressante est de prédire l'existence de RMG dans les Maghrébides : pourtant, comme rappelé dans l'introduction, ces faciès sont peu représentés et le massif du Filfila en est la première occurrence docu-

mentée à l'affleurement. La contradiction n'est peut-être qu'apparente : il semble, en effet, que le massif du Filfila se soit emplaced relativement bas dans le dispositif structural, à une profondeur certainement plus grande que celle, par exemple, du granite du Cap Bougaroun, qui est intrusif dans la couverture charriée de la nappe kabyle (Boullin, 1979), alors que le complexe du Filfila est resté confiné sous le chevauchement kabyle. Les petites occurrences de l'Edough confortent ce point de vue : selon Vila (1970), ce massif appartient, en effet, à la croûte tellienne et non pas au socle kabyle charrié sur cette croûte. Il est donc possible que d'autres RMG existent dans les Maghrébides, n'attendant que les progrès de l'érosion pour apparaître.

BIBLIOGRAPHIE

- AÏSSA, D.E., CHEILLETZ, A., GASQUET, D. AND MARIGNAC, C., 1995. Alpine metamorphic core complexes and metallogenesis: The Edough case (NE Algeria). In: Pasava, J., Kribek, B., Zak, K. (eds), *Mineral deposits: from their origin to their environmental impact*, Balkema, Rotterdam, pp. 23-26.
- AÏSSA, D.E., KESRAOUI, M., KEHAL, A. ET MARIGNAC, C., 2000. Magmatisme peralumineux et potentiel en métaux rares dans l'Est algérien. *Colloque Métallogénie 2000*, Nancy, p. 3-4.
- AÏSSA, D.E., CHEILLETZ, A. AND MARIGNAC, C., 2001. Magmatic fluids and skarn mineralization: the Burdigalian As-W skarn at Karézas (Edough Massif, NE Algeria). In: *Proceedings of the 6th SGA Meeting, Krakow, A.A. Balkema/ Rotterdam/ Brookfield*, pp. 877-880.
- ANDERS, E. AND GREVESSE, N., 1989. Abundances of the elements : Meteoritic and solar. *Geochimica Cosmochimica Acta* 53, 197-214.
- BARBEY, P., MARIGNAC, C., MONTEL, J.M., MACAUDIÈRE, J., GASQUET, D. AND JABBORI, J., 1999. Cordierite growth textures and the condition of genesis and emplacement of crustal granitic magmas : the Velay granite complex (Massif Central, France). *J. Petrol.*, 40, 1425-1441.

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

- BAU, M., 1996.** Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems: evidence from Y/Ho, Zr/Hf and lanthanide tetrad effect. *Contrib. Mineral. Petrol.* 123, 323-333.
- BELKASMI, M., 2000.** Cristallochimie des micas et des minéraux accessoires des granites à métaux rares : implications pétrogénétiques. Découverte de disséminations à métaux rares dans le complexe granitique du Ment (Maroc Central). *Thèse Doct. Etat, Université de Fes (Maroc)*, 308 pp.
- BELKASMI, M., CUNEY, M., BOUSHABA, A., MARIGNAC, C. AND BASTOUL, A., 1999.** Are there any rare-metal granitoids in the Moroccan Massif Central? In : Stanley, C.J. et al. (Eds.), *Mineral deposits: processes to processing*, Balkema, Rotterdam, vol. 1, pp. 305-308.
- BELKASMI, M., CUNEY, M., POLLARD, P.J. AND BASTOUL, A., 2000.** Chemistry of Ta-Nb-Sn-W oxide minerals from the Yichun rare metal granite (SE China): genetic implications and comparison with Moroccan and French Hercynian examples. *Mineralogical Magazine* 64, 507-523.
- BOISSONNAS, J., 1973.** Les granites à structure concentrique et quelques autres granites tardifs de la chaîne Pan-Africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). *Thèse Doct. Etat, Univ. Paris VI*, 2 vol., 661 pp.
- BOUABSA, L., 1987.** Intrusions granitiques à albite-topaze : minéralisations stannio-wolframifères et altérations hydrothermales associées. L'exemple du Hoggar central, Algérie. *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy I*, 193 pp.
- BOUILLIN, J.P., 1979.** La transversale de Collo et d'El Milia (Petite Kabylie) : une région-clef pour l'interprétation de la tectonique alpine de la chaîne littorale d'Algérie. *Mém. Soc. Géol. France* 135, 1-84.
- BOUSHABA, A. ET MARIGNAC, C., 1996.** Les altérations hydrothermales associées au granite permien du Ment (Massif central marocain hercynien) : relations chronologiques et contrôles structuraux. In: Medina, F. (ed), *Le Permien et le Trias du Maroc : état des connaissances*, Editions PUMAG, Marrakech, pp. 113-137.
- CESARE, B., MARCHESI, C., HERMANN, B. AND GOMEZ-PUGNAIRE, M.T., 2003.** Primary melt inclusions in andalusite from anatectic graphitic metapelites: implications for the position of the Al₂O₅ triple point. *Geology* 31, 573-576.
- CHALAL, Y. ET MARIGNAC, C., 1997.** Découverte de wolframo-ixiolite dans les microgranites à albite-topaze d'Aléméda (Hoggar central, Algérie) : implications métallogéniques. *Bull. Serv. géol. Algérie*, 8, 1, 71-79.
- CHAROY, B., 1979.** Définition et importance des phénomènes deutériques et des fluides associés dans les granites : conséquences métallogéniques. *Mémoires des Sciences de la Terre (Nancy)* 37, 1-364.
- CHAURIS, L. ET LULZAC, Y., 1973.** Les aplites à topaze et les stockscheiders du leucogranite de Scaër (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Minéral. Bretagne (C)*, 1, 21-30.
- CHEILLETZ, A., BERTRAND, J.M., CHAROY, B., MOULAHOU, O., BOUABSA, L., FARRAR, E., ZIMMERMANN, J.L., DAUTEL, D., ARCHIBALD, D.A. ET BOULLIER, A.M., 1992.** Géochimie et géochronologie Rb-Sr, K-Ar et ⁴⁰Ar/³⁹Ar des complexes granitiques Pan-Africains de la région de Tamanrasset (Algérie) : relations avec les minéralisations Sn-W associées et l'évolution tectonique du Hoggar central. *Bull. Soc. Géol. France* 163, 733-750.
- CUNEY, M., MARIGNAC, C. AND WEISBROD, A., 1992.** The Beauvoir topaz-lepidolite-albite granite (Massif Central, France): a highly specialized granite with disseminated Sn-Li-Ta-Nb-Be mineralization of magmatic origin. *Econ. Geol.*, 87, 1766-1794.
- CUNEY, M., STUSSI, J.-M. AND MARIGNAC, C., 1994.** A geochemical comparison between west- and central-european granites: implications for the origin of rare metal mineralization. In: Seltnann, R., Kämpf, H., Möller, P. (Eds.), *Metallogeny of collisional orogens*, Czech Geological Survey, Prague, pp. 96-102.
- DEBON, F. AND LE FORT, P., 1983.** A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Roy. Soc. Edinburgh, Earth Sci.* 73, 135-149.

- DEER, W.A., HOWIE, R.A. AND ZUSSMAN, J., 1962. Rock forming minerals. Vol. 3. Sheet silicates. Longmans, Green and Co. Ltd, 269 pp.
- DURAND-DELGA, M., 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Bull. Service Géol. Algérie* 39, 89-131.
- ERCIT, T.S., CERNY, P., HAWTHORNE, F.C. AND MCCANNON, C.A., 1992. The wodginite group. II. Crystal chemistry. *Canadian Mineralogist* 30, 613-631.
- FOUGNOT, J., 1990. Le magmatisme miocène du littoral nord-constantinois. *Thèse Doct. INPL (Nancy)*, 358 pp.
- FOURCADE, S., CAPDEVILA, R., OUABADI, A. AND MARTINEAU, F., 2001. The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos* 57, 187-216.
- GHERBI, C., 1998. Caractérisation pétrologique, géochimique et métallogénique des leucogranites très évolués du Filfila (Skikda). Nouvelles interprétations. *Thèse de Magister, Univ. Badji Mokhtar (Annaba)*, 164 pp.
- GOURDANT, J.-P., 1994. Mécanismes des solutions solides dans les tourmalines. Solubilité du fluor et distributions cationiques dans les tourmalines sans sodium. DEA, *Univ. de Poitiers et d'Orléans*, 40 pp.
- HUGHES, C.J. AND HUSSEY, E.M., 1976. M and Mg values in igneous rocks : proposed usage and a comment on currently employed Fe_2O_3 corrections. *Geochimica Cosmochimica Acta* 40, 485-486.
- IRBER, W., 1999. The lanthanide tetrad effect and its correlation with K/Rb, Eu/Eu*, Sr/Eu, Y/Ho and Zr/Hf of evolving peraluminous granite suites. *Geochimica Cosmochimica Acta* 63, 489-508.
- JÄHN, B.-M., WU, F., CAPDEVILA, R., MARTINEAU, F., ZHAO, Z. AND WANG, Y., 2001. Highly evolved juvenile granites with tetrad REE patterns: the Woduhe and Baerzhe granites from the Great Xing'an Mountains in NE China. *Lithos* 59, 171-198.
- KESRAOUI, M. ET KEHAL, A., 2001. Pegmatites à Sn, Ta, Nb, ... dans la région des Beni-Belaïd (Algérie nord-orientale). 1^{er} Séminaire sur la géologie du Grand Constantinois, Constantine, 2001.
- KESRAOUI, M., MARIGNAC, C. ET VERKAEREN, J., 2000. L'évolution tardi-magmatique des granites à métaux rares : l'exemple de la coupole de Tin-Amzi (Hoggar, Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie*, 11, 2, 195-216.
- KESRAOUI, M. AND NEDJARI, S., 2002. Contrasting evolution of low-P rare metal granites from two different terranes in the Hoggar area, Algeria. *J. Afr. Earth Sci.* 34, 247-257.
- LEMOY, C., 1969. Contribution à l'étude géologique du massif du Filfila (Algérie nord-orientale). Stratigraphie des unités allochtones ; structure et métamorphisme du massif. *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy*, 95 pp.
- LIN, Y., POLLARD, P.J., SHOUXI, H. AND TAYLOR, R.G., 1995. Geologic and geochemical characteristics of the Yashan Ta-Nb-Li deposit, Jiangxi Province, South China. *Econ. Geol.* 90, 577-585.
- LINNEN, R.L. AND WILLIAM-JONES, A.E., 1993. Mineralogical constraints on magmatic and hydrothermal Sn-W-Ta-Nb mineralization at the Nong-Sua aplite-pegmatite, Thailand. *European Journal of Mineralogy* 5, 721-736.
- MARIGNAC, C. AND CUNEY, M., 1999. Ore deposits of the French Massif Central : insight into the metallogenesis of the Variscan collision belt. *Mineral. Deposita*, 34, 472-504.
- MAURY, R.C., FOURCADE, S., COULON, C., EL AZZAOU, M., BELLON, H., COUTELLE, A., OUABADI, A., SEMROUD, B., MEGARTSI, M., COTTEN, J., BELANTEUR, O., LOUNI-HACINI, A., CAPDEVILA, R. AND HERNANDEZ, J., REHAULT, P., 2000. Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes* 331, 159-173.
- MASUDA, A., KAWAKAMI, O., DOHMOTO, Y. AND TAKENAKA, T., 1987. Lanthanide tetrad effects in nature : two mutually opposite types, W and M. *Geochemical Journal* 21, 119-124.
- MONECKE, T., KEMPE, U., MONECKE, J., SALA, M. AND WOLF, D., 2002. Tetrad effect in rare earth element distribution patterns: A method of quantification with application to rock and mineral samples from granite-related rare metal deposits. *Geochimica Cosmochimica Acta* 66, 1185-1196.

LE COMPLEXE GRANITIQUE LANGHIEN DU FILFILA (NORD-EST CONSTANTINOIS, ALGÉRIE) : GRANITES À CORDIÉRITE, GRANITES À TOURMALINE ET GRANITES À MÉTAUX RARES. NOUVELLES DONNÉES MINÉRALOGIQUES ET GÉOCHIMIQUES ET CONSÉQUENCES PÉTROLOGIQUES.

- MONIER, G., 1987.** Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrographiques. *Mém. CREGU, Nancy* 14, 1-347.
- MONTEL, J.-M., 1993.** A model for monazite/melt equilibrium and application to the generation of granitic magmas. *Chemical Geology* 110, 127-146.
- NEDJARI, S., KESRAOUI, M., MARIGNAC, C. ET AÏSSA, D.E., 2001.** Le massif d'Ebelekan : un granite à tantale dans le Sud-Est du Hoggar Central (Algérie). *Bull. Serv. Géol. Algérie* 12, 15-47.
- NESEN, G., 1981.** Le modèle exogranite-endogranite à stockscheider et la métallogénèse Sn-W. Etude des gisements de Fontao et Santa-Comba (Galice, Espagne). *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. Nancy* 1, 327 pp.
- OUABADI, A., 1994.** Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila) d'Algérie nord-orientale. *Thèse Doct. Etat, Univ. Rennes I*, 257 pp.
- PENVEN, M.J. ET ZIMMERMANN, J.L., 1986.** Mise en évidence par la méthode potassium-argon d'un âge langhien pour le plutonisme calco-alkalin de la Kabylie de Collo (Algérie). *C. R. Acad. Sci. Paris* 303, II, 403-406.
- PICHAVANT, M., MONTEL, J.-M. AND RICHARD, L.R., 1992.** Apatite solubility in peraluminous liquids: Experimental data and extension of the Harrison-Watson model. *Geochimica Cosmochimica Acta* 56, 3855-3861.
- POLLARD, P.J., 1995.** A special issue devoted to the geology of rare metal deposits. An introduction and overview. *Econ. Geol.*, 90, 489-494.
- RAIMBAULT, L., CHAROY, B., CUNEY, M. AND POLLARD, P.J., 1991.** Comparative geochemistry of Ta-bearing granites. In : *Pagel, M., Leroy, J. (Eds.), Source, transport and deposition of metals, Balkema, Rotterdam*, pp. 793-796.
- RAIMBAULT, L., 1998.** Composition of complex lepidolite-type granitic pegmatites and of constituent columbite-tantalite, Chèdeville pegmatite, Massif Central, France. *Canadian Mineralogist* 36, 563-583.
- RAIMBAULT, L., CUNEY, M., AZENCOTT, C., DUTHOU, J.L. AND JORON, J.L., 1995.** Geochemical evidence for a multistage magmatic genesis of Ta-Sn-Li mineralization in the granite at Beauvoir, French Massif Central. *Econ. Geol.* 90, 548-576.
- ROBERT, J.-L., LINNEN, R.L. AND ROUER, O., 1994.** The OH-F substitution in tourmalines of the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}-\text{HF}$. *Terra Abstracts suppl. N° 1 to Terra Nova* 6, 39.
- SEMROUD, B., 1970.** Etude pétrographique du granite du Filfila (Skikda). *Thèse Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. Alger*, 131 pp.
- SEMROUD, B. ET FABRIÈS, J., 1976.** Le massif granitique du Filfila (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord* 67, 2-3, 197-214.
- STUSSI, J.-M. ET CUNEY, M., 1993.** Modèles d'évolution géochimique de granitoïdes peralumineux. L'exemple du complexe plutonique varisque du Millevaches (Massif Central français). *Bull. Soc. Géol. France* 164, 585-596.
- TISCHENDORF, G., GOTTESMANN, B., FÖRSTER, H.J. AND TRUMBULL, R.B., 1997.** On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* 61, 809-834.
- VILA, J.M., 1970.** Le Djebel Edough : un massif cristallin externe du Nord-est de la Berbérie. *Bull. Soc. Géol. France* (7), XII, 805-812.
- WANG, R.C., FONTAN, F., XU, S.J., CHEN, X.M. AND MONCHOUX, P., 1997.** The association of columbite, tantalite and tapiolite in the Suzhou granite, China. *Canadian Mineralogist* 35, 699-706.
- WATSON, E.B. AND HARRISON, T.M., 1983.** Zircon saturation revisited: Temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters* 64, 295-304.
- WILDI, N., 1983.** La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* 24, 201-297.