

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC

**THÈSE
PRÉSENTÉE À
L'UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À CHICOUTIMI
COMME EXIGENCE PARTIELLE
DU DOCTORAT EN RESSOURCES MINÉRALES**

**PAR
ASSAOULÉ BENJAMIN ALLOU**

M.Sc.

**FACTEURS, PARAMÈTRES, DYNAMIQUE DE DISTRIBUTION
ET GENÈSE DES DÉPÔTS DE COLUMBO-TANTALITE D'ISSIA
CENTRE-OUEST DE LA CÔTE D'IVOIRE**

Janvier 2005



Mise en garde/Advice

Afin de rendre accessible au plus grand nombre le résultat des travaux de recherche menés par ses étudiants gradués et dans l'esprit des règles qui régissent le dépôt et la diffusion des mémoires et thèses produits dans cette Institution, **l'Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** est fière de rendre accessible une version complète et gratuite de cette œuvre.

Motivated by a desire to make the results of its graduate students' research accessible to all, and in accordance with the rules governing the acceptance and diffusion of dissertations and theses in this Institution, the **Université du Québec à Chicoutimi (UQAC)** is proud to make a complete version of this work available at no cost to the reader.

L'auteur conserve néanmoins la propriété du droit d'auteur qui protège ce mémoire ou cette thèse. Ni le mémoire ou la thèse ni des extraits substantiels de ceux-ci ne peuvent être imprimés ou autrement reproduits sans son autorisation.

The author retains ownership of the copyright of this dissertation or thesis. Neither the dissertation or thesis, nor substantial extracts from it, may be printed or otherwise reproduced without the author's permission.

RÉSUMÉ

Cette étude porte sur le gisement de columbo-tantalite d'Issia au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire.

Les gisements de columbo-tantalite dans les régions tropicales humides sont généralement des dépôts supergénés associés à du gravier. Ces gisements ont été très peu étudiés et leur exploitation n'est effectuée que par les petits exploitants. Cela est dû, d'une part à la petite taille des gisements trouvés et à leur courte durée de vie, et d'autre part à la forte épaisseur du manteau d'altération dans les zones à forte concentration.

Cette étude a un triple objectif défini comme suit : (1) établir un modèle géodynamique pour la mise en place des minéralisations primaires de columbo-tantalite et minéraux associés d'Issia (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire) ; (2) définir les facteurs contrôlant la redistribution secondaire de la minéralisation en milieu détritique en intégrant des études gîtologiques, pédo-géomorphologiques et géostatistiques ; et (3) déterminer les espèces minéralogiques du niobium, du tantale et des autres métaux associés.

Le périmètre étudié comprend trois massifs granitiques mis en place dans des formations méta-sédimentaires: le granite orienté à deux micas de la Lobo, le granite orienté à muscovite dominante de Bitapia et le granite porphyroïde non orienté à muscovite dominante d'Issia. Les observations de terrain et les analyses sur roche totale montrent que: (1) les trois principaux granites de la région ont été produits par des processus profonds ayant généré une fusion partielle de la croûte, (2) ils ont été formés par cristallisation fractionnée pendant la période syn- à tardi-D2 de l'orogenèse Éburnéenne, et (3) le granite d'Issia fut le dernier à se former à 2106 ± 78 Ma.

Les pegmatites du périmètre étudié ont été classées en 4 types (A à D) montrant plus ou moins une répartition zonale autour du granite d'Issia : A- les pegmatites stériles, B- les pegmatites à Be, C- les pegmatites zonées à Be-Nb-Ta, et D- les pegmatites zonées à Be-

Nb-Ta-Li. Les pegmatites de types B, C et D ont été rattachées à la classe des pegmatites à éléments rares et à la famille LCT.

Le fluide minéralisateur dérive de la cristallisation du granite d'Issia. Après la cristallisation de ce granite, le liquide résiduel s'est d'abord saturé en eau pendant la formation des pegmatites de type A et B. Ce fluide a évolué au cours de la différenciation magmatique et s'est enrichi progressivement en CO₂ vers la surface jusqu'au stade de la formation des pegmatites de type C qui vont alors cristalliser en système clos. La séparation entre les phases aqueuse et carbonique a lieu au cours de la cristallisation de la zone de remplacement (zone III) qui porte par ailleurs les minéralisations de Nb, Ta et Be dans les pegmatites zonées de type C et D. La migration du fluide s'est faite par pulsations successives le long des fractures de Riedel R' et des fentes de traction générées par la déformation transcurrente D2.

Deux types de minéralisations supergènes de columbo-tantalite ont été identifiés: le type Étienne-Méguhé et le type Bémadi. Le type Étienne-Méguhé constitue un dépôt éluvial plus ou moins colluvial résultant de la kaolinisation qui a produit une importante réduction de volume et qui a augmenté la concentration des minéraux chimiquement stables, notamment ceux de quartz, de Nb-Ta et de Be. D'autre part, la minéralisation de type Bémadi est représenté par un véritable placer dont la concentration en minéraux de Nb-Ta résulte d'une reconcentration à la suite d'une importante phase de drainage et d'alluvionnement qui a contribué à la fragmentation, à l'usure, puis au stockage des minéraux lourds le long des pièges naturels.

La columbo-tantalite d'Issia est représentée par trois espèces distinctes de très bonne qualité commerciale ($X_{Ta} > 0,65$) : la ferrotapiolite [FeTa₂O₆], la ferrotantalite [(Fe>Mn)(Ta>Nb)₂O₆] et la manganotantalite [MnTa₂O₆].

Du point de vue de l'évolution supergène, il est montré que les processus naturels superficiels dans les milieux tropicaux humides ne génèrent ni croissance, ni changements chimiques dans les minéraux de Nb-Ta. Toutefois, même si la qualité chimique du minéral est préservée, la qualité physique, quant à elle, se dégrade progressivement des zones éluviales aux zones alluviales sous l'effet des corrosions mécaniques.

Les analyses variographiques et le krigeage donnent des résultats très satisfaisants pour la prospection de la columbo-tantalite supergène. La variographie permet de définir des mailles de prospection du métal sur les deux sites d'étude et met en évidence de très faibles variations des teneurs à petite échelle et une grande continuité de la minéralisation suivant la direction des pegmatites. Les résultats du krigeage indiquent que le krigeage lognormal est un très bon estimateur des réserves car cette méthode produit une forte minimisation des biais et de la variance d'estimation, et les valeurs estimées sont très proches des valeurs mesurées sur le terrain.

Cette étude a une implication directe pour la prospection des gisements columbo-tantalifères détritiques tant à Issia qu'à l'échelle globale. En effet, elle montre que dans un environnement de pegmatites columbo-tantalifères en régions tropicales humides, les graviers éluvionnaires et colluvionnaires sont plus propices à l'exploitation de la columbo-tantalite que les graviers alluvionnaires.

ABSTRACT

This study focuses on the Issia columbite-tantalite deposit in Central-Western Ivory Coast.

Columbite-tantalite deposits in humid tropical areas are generally supergene deposits associated with gravel. These deposits have been poorly studied and are mined only by small developers. This is attributed, on one hand to the small scale and the short life of the individual deposits and, on the other hand to the great thickness of the alteration overburden in zones of high concentration.

This study has a triple objective: (1) establish a geodynamic model for the Issia columbite-tantalite primary mineralization and associated minerals; (2) define the factors controlling the secondary redistribution of the mineralization in detrital environments through integrating pedo-geomorphologic and geostatistical studies; and (3) determine the mineralogical species of niobium, tantalum and other associated ore minerals.

The study area includes three granitic massifs intruding sedimentary rocks: the oriented two-mica granite (Lobo granite), the oriented muscovite granite (Bitapia granite) and the non-oriented, porphyritic muscovite granite (Issia granite). Field observations and whole rock analyses show that: (1) the three main granites of the region are produced by deep seated processes which generated partial melting of the crust; (2) they were formed by fractional crystallization during the syn to late-D2 period of the Eburnean orogenesis; and (3) the Issia type granite was the last to be formed at 2106 ± 78 My.

The pegmatites of the studied area were classified into 4 types (A to D) showing more or less a zonal distribution around the Issia type granite: A- barren type, B- Be type, C- zoned Be-Nb-Ta type, and D- zoned Be-Nb-Ta-Li type. The B, C and D type pegmatites have been correlated to the rare-element class and the LCT family.

The mineralizing fluid is derived from crystallization of the Issia granite. After substantial crystallization of this granite, residual liquid was initially saturated in water

during formation of the A and B type pegmatites. This fluid evolved during magmatic differentiation and became progressively enriched in CO₂ towards the surface up to the stage of the formation of type C pegmatites which then crystallized in a closed system. Separation of the aqueous and carbonic phases took place during the crystallization of the replacement unit (Unit III) which contains Nb, Ta and Be mineralization in type C and D zoned pegmatites. Fluid migration was aided by successive pulses along Riedel R' fractures and the extension faults generated by contemporaneous D2 transcurrent deformation.

Two types of columbite-tantalite supergene mineralization have been identified: Etienne-Meguhe type and Bemadi type. The Etienne-Meguhe type is an eluvial, more or less colluvial deposit, resulting from kaolinization which produced an important volume reduction and consequent concentration of chemically stable minerals, such as quartz, Nb-Ta and Be bearing minerals. On the other hand, the Bemadi type deposits are represented by a classic placer in which concentration of Nb-Ta bearing minerals results from river transport which contributed to fragmentation, roundness, and accumulation of dense minerals in natural traps.

Three different species of a very good commercial quality ($X_{Ta} > 0,65$) of the Issia columbite-tantalite have been identified: ferrotapiolite ($FeTa_2O_6$), ferrotantalite ($(Fe>Mn)(Ta>Nb)_2O_6$) and manganotantalite ($MnTa_2O_6$).

From the point of view of supergene evolution, it is shown that the surficial natural processes of humid tropical environments generate neither mineral growth nor chemical changes in Nb-Ta bearing minerals. However, although the chemical quality of the minerals is preserved, their physical quality degrades gradually from eluvial areas to alluvial areas under the influence of mechanical deterioration.

Variographic analyses and kriging give satisfactory results for the columbite-tantalite supergene deposits prospecting. This approach defines prospecting grids for the deposit types in the studied areas and it brings to evidence very weak variation on a small scale and a great continuity of the mineralization following the direction of pegmatites. The kriging results indicate that lognormal kriging is the best tool for estimation of the reserves because this method better minimizes the bias and the variance of estimation.

This study has a direct implication for the prospecting of columbite-tantalite detrital deposits in Issia as well as at the global scale. Indeed, it shows that in a columbite-tantalite pegmatite environment located in humid tropical areas, eluvial and colluvial gravels are more favourable to mining than alluvial gravels.

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je dédie cette thèse à la mémoire de Feu le Dr Jacques Naho qui a initié le projet et l'a suivi de près jusqu'au bout avant d'être subitement rappelé à Dieu, au moment même où je déposais cette thèse pour l'évaluation finale. Cher Maître, que le Seigneur t'accorde une place de choix dans son royaume.

Ma gratitude s'adresse tout spécialement à mon directeur de thèse, Dr Jayanta Guha, qui m'a fait confiance dès le début en m'acceptant au sein de son laboratoire. J'ai énormément bénéficié de sa grande expérience à travers nos nombreuses discussions. Avec promptitude et générosité, il a répondu à mes nombreuses sollicitations de quelques formes qu'elles soient. Les corrections de forme et de fond de ce manuscrit lui ont pris beaucoup de son précieux temps. Qu'il trouve ici l'expression de ma profonde reconnaissance.

Je suis également très reconnaissant envers mon co-directeur, Dr Huan-Zhang Lu, qui s'est également ouvert en acceptant de partager avec moi autant que possible ses précieux avis à travers des suggestions pertinentes et fructueuses lors de l'étude des pegmatites et des minéralisations associées.

Mes remerciements vont aussi à l'endroit du Dr Jacques Carignan, membre de mon comité de thèse qui m'a aidé, supporté et conseillé tout le long de mes travaux et particulièrement au cours des différents traitements géostatistiques effectués.

Cette thèse s'inscrit dans le cadre d'un projet de recherche initié dans le cadre de la traditionnelle collaboration entre l'UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières de l'Université de Cocody (Côte d'Ivoire) et la Société pour le Développement Minier de la Côte d'Ivoire (SODEMI). Que MM. Likane Jean, Jacques Naho et Pothin Koffi qui ont été les principaux acteurs de cette collaboration trouvent ici ma profonde reconnaissance.

Mes remerciements particuliers vont également aux Dr Pothin Koffi et Tyson Birkett qui ont accepté de juger ce travail.

Au cours de ce projet de recherche, j'ai également bénéficié de judicieux conseils et suggestions des docteurs André Lalonde, Robert Linnen, Koffi Pothin, Denis Roy, Edward Sawyer, Robert Yobou, Paul Bédard et Tyson Birkett. Qu'ils trouvent ici mes sincères remerciements.

Je tiens également à adresser ma gratitude au gouvernement ivoirien (par le biais du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique et de la Société pour le Développement Minier de la Côte d'Ivoire) et l'Agence Canadienne de Développement International (à travers le Programme Canadien des bourses de la Francophonie) pour leurs soutiens financiers et matériels.

Un merci aussi chaleureux est adressé à tous mes amis de la Côte d'Ivoire qui ont été pour moi des fidèles compagnons lors de mes travaux de terrain sous le chaud soleil d'Issia, mes parents, frères et sœurs, y compris tous ceux qui n'auront plus jamais l'occasion de me revoir, emportés par la sale guerre que subit la Côte d'Ivoire, ma patrie. Que Dieu accorde à ces derniers, toute sa miséricorde et sa grâce.

Enfin, je remercie tout le personnel du module des sciences de la terre, les professeurs, les techniciens, les étudiants et tous mes amis de Chicoutimi qui n'ont ménagé aucun effort pour faciliter ma vie au Canada.

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ.....	i
ABSTRACT.....	iv
REMERCIEMENTS.....	vii
TABLE DES MATIÈRES.....	ix
LISTE DES TABLEAUX.....	xii
LISTE DES FIGURES.....	xiv
CHAPITRE 1: INTRODUCTION GÉNÉRALE.....	1
1.1 - Problématique.....	1
1.1.1 - Genèse des minéralisations associées aux pegmatites granitiques.....	1
1.1.2 - La formation des placers columbo-tantalifères.....	5
1.1.3 - Problématique reliée au gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	9
1.2 - Objectifs de l'étude.....	11
1.3 - Méthodologie d'approche du sujet.....	12
1.4 - Démarche et plan de l'exposé.....	14
CHAPITRE 2: APPERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOTECTONIQUE.....	16
2.1 - Aperçu géographique et géomorphologique de la région étudiée.....	16
2.1.1 - Situation et accès.....	16
2.1.2 - Climat, végétation et sols.....	16
2.1.3 - Hydrographie.....	17
2.1.4 - Morphologie et affleurements.....	19
2.2 - Aperçu géotectonique.....	21
2.2.1 - Le craton ouest-africain.....	21
2.2.2 - Le Birimien en Côte d'Ivoire.....	24
2.2.3 - Contexte géologique local.....	35
CHAPITRE 3: CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES GRANITES D'ISSIA ET LEURS ENCAISSANTS.....	44
3.1 - Introduction.....	44
3.2 - Méthodes analytiques.....	44
3.3 - Pétrographie des formations géologiques.....	45
3.3.1 - L'ensemble schisteux.....	45
3.3.2 - L'ensemble granitique.....	49
3.4 - Caractères géochimiques des roches étudiées.....	58
3.4.1 - Analyse des éléments majeurs et traces.....	58
3.4.2 - Analyse des éléments des terres rares (ETR).....	60
3.4.3 - Analyse des isotopes : géochronologie.....	61
3.5 - Résumé.....	63

CHAPITRE 4: PEGMATITES ET MINERALISATIONS COLUMBO-TANTALIFÈRES.....	87
4.1 - Les classifications des pegmatites.....	87
4.2 - Distribution régionale des pegmatites d'Issia.....	90
4.2.1 - Généralités.....	90
4.2.2 - Pegmatites de type A : pegmatites à muscovite.....	91
4.2.3 - Pegmatites de type B : pegmatites à Béryl.....	91
4.2.4 - Pegmatites de type C : pegmatites zonées à Be-Ta-Nb.....	92
4.2.5 - Pegmatites de type D : pegmatites zonées à Ta-Nb-Be-Li.....	102
4.3 - Liens entre pegmatites et fracturations.....	105
4.4 - Caractères physico-chimiques des minéraux de Nb-Ta.....	106
4.4.1 - Généralités.....	106
4.4.2 - Caractères chimiques.....	107
4.4.3 - Textures et zonalités de composition.....	108
4.5 - Résumé.....	111
CHAPITRE 5: ETUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LES PEGMATITES....	134
5.1- Introduction.....	134
5.2- Classification des inclusions fluides.....	135
5.2.1 - Inclusions fluides aqueuses à H ₂ O pure (type 1).....	135
5.2.2 - Inclusions fluides à H ₂ O-CO ₂ (type 2).....	136
5.2.3 - Inclusions fluides carboniques (type 3).....	137
5.2.4 - Inclusions fluides à cristaux fils (type 4).....	138
5.3 - Résultats de la microthermométrie.....	138
5.3.1 - Inclusions fluides des pegmatites de types A et B.....	138
5.3.2 - Inclusions fluides des pegmatites de types C.....	139
5.3.3- Évidences de l'immiscibilité des fluides : exemple de la pegmatite N°1.....	142
5.3.4- Pressions et températures de formation.....	147
CHAPITRE 6: CARACTERISTIQUES ET GEOMORPHOGÉNIE DE LA COLUMBO-TANTALITE DETRITIQUE.....	160
6.1 - Choix de deux zones d'étude.....	160
6.2 - La lithologie du socle.....	161
6.3 - Étude des profils d'altération.....	161
6.3.1 - Méthodes d'étude.....	161
6.3.2 - Profils d'altération en zone alluvionnaire : Cas de la mine Bémadi.....	165
6.3.3 - Profils d'altération sur interfluve : Cas de la mine Étienne-Méguhé.....	172
6.4 - Distribution de la minéralisation columbo-tantalifère.....	178
6.4.1 - Distribution quantitative.....	178
6.4.2 - Distribution qualitative.....	181
6.5 - Résumé.....	185
CHAPITRE 7: DISTRIBUTION HORIZONTALE DES MINERALISATIONS SECONDAIRES DE COLUMBO-TANTALITE : APPROCHE GEOSTATISTIQUE.....	208

7.1 - Introduction.....	208
7.2 - Définition du variogramme.....	208
7.3 - Définition du krigeage.....	211
7.4 - Méthodologie.....	215
7.5 - Application à la mine Étienne-Méguhé.....	217
7.5.1 - Statistiques descriptives.....	217
7.5.2 - Étude des variogrammes.....	218
7.5.3 - Le krigeage.....	220
7.6 - Application à la mine Bémadi.....	223
7.6.1 - Statistiques descriptives.....	223
7.6.2 - Étude des variogrammes.....	224
7.6.3 - Le krigeage.....	227
CHAPITRE 8: SYNTHÈSE ET DISCUSSION DES RÉSULTATS.....	247
8.1 - Classification et modèle génétiques des granites et des pegmatites associées....	247
8.1.1 - À propos des granites.....	247
8.1.2 - À propos des pegmatites.....	253
8.2- Évolution du fluide et conditions de mise en place des pegmatites.....	256
8.3 - Genèse et répartition de la minéralisation secondaire de Nb-Ta.....	260
8.3.1 - Évidences de l'approche géostatistique.....	260
8.3.2 - Évidences de l'approche géomorphologique.....	260
8.4 - Modèle de mise en place du gisement.....	268
8.4.1 - Mise en place des granites et des pegmatites à Nb-Ta.....	269
8.4.2 - Formation des placers de Nb-Ta et conséquences pour l'exploration.....	271
CHAPITRE 9: CONCLUSION ET APPORT ORIGINAL.....	274
RÉFÉRENCES.....	278
ANNEXE I: DESCRIPTION SOMMAIRE ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE ROCHES ÉTUDIÉS.....	296
ANNEXE II: RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES MINÉRAUX DE Nb-Ta À LA MICROSONDE ÉLECTRONIQUE.....	318
ANNEXE III: DESCRIPTION DES COUCHES SÉDIMENTAIRES À PARTIR DES PUITS DES MINES.....	321
ANNEXE IV: GRANULOMETRIE DES COUCHES SÉDIMENTAIRES OBSERVÉES DANS LES PUITS DES MINES ÉTIENNE-MÉGUHÉ ET BÉMADI.....	329
ANNEXE V-A: LOCALISATION DES PUITS ET TENEURS EN COLUMBO- TANTALITE DES COUCHES DE GRAVIERS DE LA MINE ÉTIENNE- MÉGUHÉ.....	332
ANNEXE V-B: LOCALISATION DES PUITS ET TENEURS EN COLUMBO- TANTALITE DES COUCHES DE GRAVIERS DE LA MINE BÉMADI.....	346

LISTE DES TABLEAUX

Tabl. 2.1. Caractéristiques statistiques des composantes principales de l'image LANDSAT TM étudiée.....	37
Tabl. 3.1. Résumé des caractères minéralogiques et texturales, et des observations de terrains des principaux granites.....	65
Tabl. 3.2. Compositions normatives et compositions en oxydes d'échantillons représentatifs des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	66
Tabl. 3.3. Compositions en éléments traces et en ETR d'échantillons représentatifs des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	67
Tabl. 3.4. Moyennes des normes et des valeurs en oxydes des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	68
Tabl. 3.5. Moyennes des teneurs en éléments traces et en ETR des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	69
Tabl. 3.6. Données isotopiques de Rb/Sr sur le granite de type Issia.....	70
Tabl. 4.1. Classification des pegmatites d'après Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991).....	114
Tabl. 4.2. Familles pétrogénétiques des pegmatites à éléments rares d'après Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991).....	115
Tabl. 4.3. Représentation de la zonalité spatiale des pegmatites autour du granite de type Issia.....	116
Tabl. 4.4. Assemblages minéralogiques des zones de la pegmatite N°1.....	116
Tabl. 4.5. Compositions représentatives des minéraux de columbo-tantalite d'Issia.....	117
Tabl. 5.1. Principales caractéristiques des types d'inclusions fluides rencontrés dans les pegmatites d'Issia.....	150
Tabl. 6.1. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches observées dans les puits P01 et P06.....	187
Tabl. 6.2. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches de trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé.....	187
Tabl. 6.3. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches de quatre puits situés sur des micaschistes.....	188
Tabl. 6.4. Morphoscopie des grains de columbo-tantalite recueillis dans les éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé.....	189
Tabl. 6.5. Morphoscopie des grains de columbo-tantalite recueillis dans les alluvions de la mine Bémadi.....	190
Tabl. 7.1. Statistiques descriptives des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé.....	230
Tabl. 7.2. Modèles des variogrammes isotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé.....	230
Tabl. 7.3. Modèles des variogrammes isotropes de ln (T) sur la mine Étienne-Méguhé...	230

Tabl. 7.4. Modèles des variogrammes anisotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé.....	231
Tabl. 7.5. Modèles des variogrammes anisotropes de $\ln(T)$ sur la mine Étienne-Méguhé.....	231
Tabl. 7.6. Statistiques descriptives du krigage ordinaire et du krigage lognormal de T estimée sur la mine Étienne-Méguhé.....	231
Tabl. 7.7. Statistiques descriptives des teneurs mesurées sur la mine Bémadi.....	232
Tabl. 7.8. Modèles des variogrammes isotropiques des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Bémadi.....	232
Tabl. 7.9. Modèles des variogrammes isotropes de $\ln(T)$ sur la mine Bémadi.....	232
Tabl. 7.10. Modèles des variogrammes anisotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Bémadi.....	233
Tabl. 7.11. Modèles des variogrammes anisotropes de $\ln(T)$ sur la mine Bémadi.....	233
Tabl. 7.12. Statistiques descriptives du krigage ordinaire et du krigage lognormal de T estimée sur la mine Bémadi.....	233

LISTE DES FIGURES

Fig. 2.1. Localisation de la zone d'étude et carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (modifiée de Bagarre et Tagini, 1965).....	38
Fig. 2.2. Réseau hydrographique et localisation des occurrences columbo-tantalifères du gisement d'Issia.....	39
Fig. 2.3. Image satellitaire Landsat7-TM présentant le réseau hydrographique et les linéaments dans la région d'Issia.....	40
Fig. 2.4. Carte schématique du craton ouest-africain (d'après Trompette, 1973, et Dallmeyer et Lecorché, 1990).....	41
Fig. 2.5. Carte schématique de la dorsale de Man (Bessoles, 1977).....	42
Fig. 2.6. Carte géologique du permis d'exploitation pour la columbo-tantalite d'Issia.....	43
Fig. 3.1. a. Assemblage à biotite et muscovite marquant une schistosité S1, quartz polycristallin et à extinction roulante, et restes d'albite dans un micaschiste à staurotide.....	71
Fig. 3.1. b. Biotite partiellement chloritisée dans un micaschiste à staurotide.....	71
Fig. 3.2. Quartzite à amphibole (hornblende) à texture granoblastique.....	72
Fig. 3.3. Quartzite micacé à texture granoblastique.....	72
Fig. 3.4. Linéation minérale observée dans le granite de type Lobo.....	73
Fig. 3.5. Recristallisation de l'oligoclase dans le granite de type Lobo.....	73
Fig. 3.6. Microphotographies dans le granite de type Lobo.....	74
Fig. 3.7. Granite à biotite subordonnée à texture grenue porphyroïde de type Issia.....	75
Fig. 3.8 a. Assemblage à tourmaline, muscovite (et séricite), quartz, microcline et oligoclase dans le granite de type Issia.....	76
Fig. 3.8 b. Fluorite et apatite dans le granite de type Issia.....	76
Fig. 3.9 a. Perthite issue de l'altération d'un microcline dans le granite de type d'Issia.....	77
Fig. 3.9 b. Pseudomorphose de l'oligoclase par le quartz et la muscovite (et séricite) dans le granite de type Issia.....	77
Fig. 3.10a. Enclave surmicacée à contours angulaires sur le petit dôme granitique d'Issia.....	78
Fig. 3.10b. Enclave surmicacée lenticulaire sur le grand dôme granitique d'Issia.....	78
Fig. 3.11a. Enclave de granite fin hétérogranulaire dans le granite de type Issia parsemée de phénocristaux de feldspaths.....	79
Fig. 3.11b. Enclave de granite fin équigranulaire dans le granite de type Issia.....	79
Fig. 3.12. Enclave de granite fin à deux micas : assemblage quartz, microcline, oligoclase, muscovite, biotite, chlorite.....	80
Fig. 3.13. Granite orienté à biotite subordonnée de type Bitapia : assemblage à quartz, microcline, oligoclase, muscovite, biotite, chlorite.....	81
Fig. 3.14. Granite fin orienté à deux micas : assemblage à quartz, microcline, oligoclase, muscovite et biotite.....	81
Fig. 3.15. Les granites d'Issia dans le diagramme normatif ternaire de Barker (1979)....	82

Fig. 3.16. Les granites d'Issia dans le diagramme Qz-Ab-Or. Lignes cotectiques à 3kb et 5kb d'après Tuttle et Bowen (1958)	82
Fig. 3.17. Les ensembles granitiques et les micaschistes dans le diagramme des indices de Shand (Maniar et Picoli, 1989)	83
Fig. 3.18. Classification géochimique des protholites granitiques dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs corindon normatif de Chappel et White (1974)....	84
Fig. 3.19. Classification géochimique des protholites granitiques dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{-T}$ de Marc (1992).....	85
Fig. 3.20. Discrimination des environnements géotectoniques des granites dans les diagrammes de Pearce et al. (1984) et Harris et al. (1986).....	85
Fig. 3.21. Patrons des valeurs moyennes des éléments des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.....	86
Fig. 3.22. Représentation des échantillons du granite de type Issia le long d'une isochrone de référence à $2106 \pm 78\text{Ma}$	87
Fig. 4.1. Environnements thermodynamiques de mise en place des classes de pegmatites (modifié de Ginsburg et al., 1979 et Černý, 1990).....	118
Fig. 4.2. Représentation schématique de la zonalité régionale des corps pegmatitiques autour d'une intrusion granitique. Modifié de Trueman et Černý (1982).....	119
Fig. 4.3. Pegmatite de type A recoupant le grand dôme granitique d'Issia.....	119
Fig. 4.4. Pegmatite de type B à bordure aplitique, à la périphérie du granite de type Issia.....	120
Fig. 4.5. Représentation schématique de la zonalité interne de la pegmatite N°1 d'Issia...120	
Fig. 4.6. Aplit en bordure de la pegmatite N°1 d'Issia avec de nombreuses masses microgrenues de tourmaline à l'affleurement.....	121
Fig. 4.7. Microphotographie de la zone aplitique de la pegmatite N°1 d'Issia.....	122
Fig. 4.8. Microphotographie de la zone graphique indiquant diverses formes d'altérations de l'albite.....	122
Fig. 4.9. Zone III à albite, microcline, beryl et columbo-tantalite de la pegmatite N°1 d'Issia à l'affleurement.....	123
Fig. 4.10. Microphotographie de la zone III indiquant des formes d'altérations caractéristiques.....	123
Fig. 4.11. Zone IV à microcline massif de la pegmatite N°1 d'Issia à l'affleurement.....124	
Fig. 4.12. Microphotographie de la zone IV indiquant l'altération du microcline en albite et en quartz + muscovite.....	124
Fig. 4.13. Grand cristal de columbo-tantalite recueilli dans la zone III de la pegmatite N°3 d'Issia.....	125
Fig. 4.14. Représentation schématique de la zonalité interne de la pegmatite N°10 d'Issia.....	126
Fig. 4.15. Greisen dans la zone II de la pegmatite N°10 d'Issia.....	126
Fig. 4.16. Microphotographie mettant en évidence le processus de gréisenification dans la pegmatite (N°10).....	127
Fig. 4.17. Association quartz-tourmaline-spodumène dans la pegmatite N°4.....	127
Fig. 4.18. Résultats de la diffraction aux rayons-X sur deux minéraux de spodumène de la pegmatite N°4 d'Issia.....	128

Fig. 4.19. Carte des fractures relevées à partir de la carte hydrographique au 1:50.000, de la carte géologique au 1:200.000 et de l'image satellitaire Landsat TM couvrant le gisement de columbo-tantalite d'Issia.....	129
Fig. 4.20. Rosaces de directions montrant l'orientation des fractures (a) et celle des pegmatites (b).....	130
Fig. 4.21. Répartition des longueurs cumulées des fractures du gisement de Nb-Ta d'Issia en fonction de leurs directions.....	130
Fig. 4.22. Report des oxydes de Nb-Ta des pegmatites d'Issia dans le diagramme (Sn- Ti)O ₂ -(Ta,Nb)O _{2.5} -(Fe,Mn)O et dans le diagramme quadrilatéral X _{Mn} vs X _{Ta}	131
Fig. 4.23. Images en électrons rétrodiffusés des minéraux de columbo-tantalite d'Issia ...	132
Fig. 4.24. Images en électrons rétrodiffusés des minéraux de columbo-tanale d'Issia....	133
Fig. 5.1. Associations d'inclusions fluides de types 1-aP et 1-bP dans des minéraux de quartz de deux pegmatites de types A et B.....	151
Fig. 5.2. Différentes associations d'inclusions fluides dans des minéraux de quartz de la Pegmatite N°1.....	152
Fig. 5.3. Inclusions fluides carboniques dans la pegmatite N°1.....	153
Fig. 5.4. Inclusions fluides de type 4 dans la pegmatite N°1.....	154
Fig. 5.5. Histogrammes de la salinité et des températures d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses des pegmatites de types A et B.....	155
Fig. 5.6. Histogrammes des températures d'homogénéisation totale dans les zones de la pegmatite N°1 de type C.....	156
Fig. 5.7. Histogrammes des températures de fusion du CO ₂ dans les zones de la pegmatite N°1 de type C.....	157
Fig. 5.8. Histogramme des températures d'homogénéisation du CO ₂ dans les cristaux de béryl (zone III) de la pegmatite N°1.....	158
Figure 5.9. Isochores des inclusions fluides carboniques dans la pegmatite N°1 de type C.....	159
Fig. 6.1. Carte hydrographique de la mine Bémadi.....	191
Fig. 6.2. Carte hydrographique de la mine Étienne Méguhé.....	191
Fig. 6.3. Coupes géologiques interprétatives le long de la rivière 4.....	192
Fig. 6.4. Courbes granulométriques cumulatives des sédiments des puits P01 et P06.....	193
Fig. 6.5. Courbes de la distribution de la taille des grains dans les puits P01 et P06.....	193
Fig. 6.6. Galets de roches aux contours anguleux et sub-anguleux recueillis dans un puits en amont de la rivière 4.....	194
Fig. 6.7. Galets de roches de diverses formes recueillis dans un puits en aval de la rivière 4.....	194
Fig. 6.8. Coupes géologiques interprétatives de la mine Étienne-Méguhé sur les lignes J et C.....	195
Fig. 6.9. Architecture générale du manteau d'altération de la mine Étienne-Méguhé.....	196
Fig. 6.10. Courbes granulométriques cumulatives des différentes couches dans trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé.....	197
Fig. 6.11. Courbes granulométriques cumulatives des différentes couches dans quatre	

puits situés sur des micaschistes de la mine Étienne-Méguhé.....	198
Fig. 6.12. Courbes de la distribution de la taille des grains dans trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé.....	199
Fig. 6.13. Courbes de la distribution de la taille des grains dans quatre puits situés sur des micaschistes de la mine Étienne-Méguhé.....	200
Fig. 6.14. Résultats de la diffraction aux rayons-X sur la fraction argileuse des parties intermédiaire et supérieure du gravier de 4 puits de la mine Étienne-Méguhé... Fig.6.15. Coupe géologique de la mine Étienne-Méguhé sur la Ligne J et relations entre minéralisation et lithologie.....	201
Fig.6.16. Coupe géologique de la mine Bémadi sur la Ligne LIV 5.5 et relations entre minéralisation et lithologie.....	202
Fig.6.17. Coupe géologique de la mine Bémadi sur la Ligne IV 3.5d et relations entre minéralisation et lithologie.....	203
Fig. 6.18. Courbes granulométriques cumulatives et courbes de variation de la distribution de la taille des grains de la columbo-tantalite des mines Étienne-Méguhé et Bémadi.....	204
Fig. 6.19. Photographie et microphotographies des grains de Nb-Ta des éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé.....	205
Fig. 6.20. Microphotographies de grains de Nb-Ta et d'or provenant des alluvions de la mine Bémadi (rivière 4).....	206
Fig. 7.1. Éléments d'un variogramme.....	207
Fig. 7.2. Variogramme anisotrope et ellipse d'anisotropie.....	208
Fig. 7.3. Distribution des puits d'échantillonnage et des teneurs au gravier de la columbo-tantalite sur la sur la mine Étienne-Méguhé.....	209
Fig. 7.4. Distribution des puits de prospection et des teneurs au gravier de la columbo-tantalite sur la sur la mine Bémadi	210
Fig.7.5. Histogrammes des teneurs de columbo-tantalite mesurées et de leur transformation logarithmique dans la mine Étienne-Méguhé.....	211
Fig.7.6. Contours des teneurs en columbo-tantalite par l'inverse des distances sur la mine Étienne-Méguhé.....	212
Fig.7.7. Variogramme isotrope des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé.....	213
Fig.7.8. Variogramme isotrope du log naturel des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé.....	214
Fig. 7.9. Variogrammes anisotropes des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Étienne-Méguhé suivant les directions N25° (a), N70° (b), N115° (c) et N160° (d).....	215
Fig. 7.10. Variogrammes anisotropes des log naturels des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé suivant les directions N25° (a), N70° (b), N115° (c) et N160° (d).....	216
Fig. 7.11. Diagramme de dispersion des teneurs vraies en fonction des teneurs estimées par krigage normal sur la mine Étienne-Méguhé.....	217
Fig. 7.12. Diagramme de dispersion des ln (T) vraies en fonction des valeurs estimées par krigage lognormal sur la mine Étienne-Méguhé.....	218

Fig. 7.13. Distribution des teneurs après krigeage ordinaire sur la mine Étienne-Méguhé.....	241
Fig. 7.14. Distribution de $\ln(T)$, après krigeage lognormal sur la mine Étienne-Méguhé.....	241
Fig. 7.15. Histogrammes des teneurs de columbo-tantalite mesurées et leur transformation logarithmique dans la mine Bémadi.....	242
Fig. 7.16. Contours des teneurs en columbo-tantalite par l'inverse des distances sur la mine Bémadi.....	242
Fig. 7.17. Variogramme isotrope des teneurs en columbo-tantalite de la mine Bémadi.....	243
Fig. 7.18. Variogramme isotrope du log naturel des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Bémadi.....	243
Fig. 7.19. Variogrammes anisotropes des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Bémadi suivant les directions N30° (a), N70° (b), N120° (c) et N165° (d).....	244
Fig. 7.20. Variogrammes anisotropiques des log naturels des teneurs en columbo-tantalite de la mine Bémadi suivant les directions N30° (a), N70° (b), N120° (c) et N165° (d).....	244
Fig. 7.21. Diagramme de dispersion des teneurs vraies en fonction des teneurs estimées par krigeage normal sur la mine Bémadi.....	245
Fig. 7.22. Diagramme de dispersion des $\ln(T)$ vraies en fonction des valeurs estimées par krigeage lognormal sur la mine Bémadi.....	245
Fig. 7.23. Distribution des teneurs après krigeage ordinaire sur la mine Bémadi.....	246
Fig. 7.24. Distribution de $\ln(T)$ après krigeage lognormal sur la mine Bémadi.....	246
Fig. 8.1. Modèle géodynamique pour la mise en place des pegmatites columbo-tantalifères et roches associées d'Issia.....	273

CHAPITRE 1

INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1 - Problématique

1.1.1 – Genèse des minéralisations associées aux pegmatites granitiques

La columbo-tantalite d’Issia (Centre-Ouest de la Côte d’ivoire) se concentre dans des graviers localisés au contact entre un granite non orienté à biotite subordonnée (le granite d’Issia) et de schistes sériciteux et chloriteux et schistes argileux (Adam, 1969 ; Ahimon, 1990 ; Allou et al., 2003). La distribution de la columbo-tantalite, uniquement au contact granites-schistes, peut s’expliquer par le phénomène de zonalité régionale des pegmatites énoncé par de nombreux auteurs (Varlamoff, 1972 ; Trueman et Černý, 1982 ; Černý, 1989 ; Sinclair, 1996).

Selon ce modèle, pour un ensemble de massifs granitiques appartenant à une même orogénie, les types de pegmatites ont des compositions bien définies et se succèdent dans un ordre bien déterminé. Dans un tel contexte, les pegmatites qui montrent le plus fort enrichissement en éléments rares et en composants volatiles sont les plus éloignées des intrusions (Trueman et Černý, 1982 ; Černý, 1989 ; Sinclair, 1996).

Ainsi, la mise en évidence d’un caractère zonal dans la répartition des pegmatites dans un environnement géologique donné peut constituer un outil important dans l’élaboration de guides objectifs pour la localisation des occurrences métallifères.

Toutefois, lorsque dans le même environnement géologique, plusieurs granites se mettent en place, la distribution spatiale des pegmatites et des minéralisations associées devient complexe. Cela est dû au fait que chaque type de granite peut laisser son empreinte et ainsi créer une perturbation de la zonalité spatiale.

Le problème d'appartenance génétique de la minéralisation columbo-tantalifère est fondamental puisqu'en général, les liens entre les granites fertiles et les pegmatites associées, et entre les différents types de pegmatites et les processus importants dans leur genèse, sont rendus obscurs non seulement à cause de la granulométrie très grossière des pegmatites, mais aussi, à cause du problème de la transition entre le régime magmatique et le régime hydrothermal. La grande taille des minéraux des pegmatites rend difficile les analyses chimiques empêchant ainsi des comparaisons évolutives objectives avec les granites sources. Le problème de la transition entre le régime magmatique et le régime hydrothermal au cours de la formation des pegmatites suscite jusqu'à présent de nombreuses interrogations au sujet de l'origine des fluides minéralisateurs dans les pegmatites de diverses localités.

Il est maintenant admis que les pegmatites granitiques se forment en plusieurs phases par cristallisation fractionnée à partir d'un bain magmatique (London, 1986 ; Sinclair, 1996 ; Lu et al., 1997 ; Lu et Wang, 1997 ; Fuertes-Fuente et al., 2000). Mais la trajectoire suivie par le magma au cours de son évolution est très controversée. En effet, plusieurs modèles sont proposés (Zasedatelev, 1974 ; Norton, 1981 ; Černý, 1982, Černý et Meintzer, 1988 ; Shearer et al., 1987a ; Nabelek et al., 1992a, b ; Jolliff et al., 1992, Shearer et

Papike, 1992, Fuertes-Fuente et al., 2000) pour expliquer la trajectoire suivie par le magma au cours de la mise en place des granites et des pegmatites à éléments rares associées.

Ces modèles se regroupent en trois principaux types :

- Modèle 1 (cristallisation fractionnée) : Ce modèle consiste en la fusion partielle de formations susceptibles de générer des fondus homogènes ou hétérogènes qui sont ensuite homogénéisés dans un réservoir collecteur. La cristallisation fractionnée de ce magma parental formera les différentes séquences lithologiques des granites. Les faibles degrés de cristallisation fractionnée vont former les granites à biotite alors que les plus hauts degrés de cristallisation fractionnée vont produire les granites plus différenciés à muscovite et les différents types de pegmatites.
- Modèle 2 (différents degrés de fusion partielle) : Ce modèle suppose différents degrés de fusion partielle susceptibles de générer les différentes séquences lithologiques du système granite-pegmatite. Les hauts degrés de fusion partielle (~40%) vont produire les granites à biotite alors que les faibles degrés de fusion partielle (<20%) vont générer des magmas granitiques alcalins riches en composés volatiles et en éléments rares (Ta, Nb, Sn, Be).
- Modèle 3 (sources de compositions différentes) : Dans ce cas, il se produit une fusion partielle à partir de sources distinctes (au même degré de fusion partielle) qui va produire un système granite-pegmatite semblable à ceux précédemment décrits.

En plus de ces différents modèles, il est important de souligner que, même si la cristallisation du bain magmatique en système fermé, pour la formation des pegmatites, est une réalité (Jahns et Burnham, 1969 ; Lu et al., 1997 ; Lu et Wang, 1997), il a été aussi mis en évidence la possibilité de cristallisation en système ouvert (Fuertes-Fuente et al., 2000).

Ces différentes suppositions montrent que le processus de mise en place des granites et des pegmatites à éléments rares peut être parfois complexe.

Ainsi, les caractères des minéralisations affiliées aux plutons granitiques ne peuvent pas être entièrement expliqués à partir d'un schéma univoque d'évolution magmatique, l'évolution du magma et des fluides post-magmatiques qui s'en évadent étant normalement influencée par la composition du milieu lithologique dans lequel elle se déroule. Un bel exemple de la formation des pegmatites en système fermé est donné par Lu et al. (1997) et Lu et Wang (1997) qui ont mis en évidence, lors de l'étude de la pegmatite zonée à éléments rares N°3 de Keketuohai (NW, Chine), des inclusions silicatées (verre, albite, quartz, beryl, bulles) dans les zones périphériques, l'association inclusions silicatées–inclusions fluides dans les zones intermédiaires et enfin les inclusions fluides (CO_2 , NaCl , H_2O) dans les zones plus internes. La cristallisation fractionnée dans ce cas s'est faite en trois phases : une phase magmatique (piégeage d'inclusions silicatées), une phase de transition ou pegmatitique (piégeage simultané d'inclusions silicatées et d'inclusions fluides) et une phase hydrothermale (piégeage d'inclusions fluides seulement). Au cours de ces différentes phases, le fluide minéralisateur et les éléments utiles sont fournis par le magma. Les éléments utiles (Ta, Li et Nb) se concentrent dans la zone intermédiaire.

Par contre, Fuertes-Fuente et al. (2000) ont montré, à partir d'études microthermométriques et d'analyses au spectromètre Raman d'inclusions fluides, que la mise en place des champs pegmatitiques au centre de la Galice (NW de l'Espagne) s'est faite également en trois phases mais que les deux dernières phases se sont déroulées dans un système ouvert. L'enrichissement en éléments rares est dans ce cas contrôlé par une décompression isothermale et un apport de fluides carbonés (CH_4) par les roches encaissantes.

1.1.2 – La formation des placers columbo-tantalifères

Malgré l'importance économique significative des placers columbo-tantalifères par rapport aux dépôts primaires en milieux tropicaux (Nigéria, Afrique centrale, Brésil, Guyane, Côte d'Ivoire, Ghana, Nord de l'Australie, etc.), très peu de travaux de recherches ont été orientés vers les processus de leur formation.

D'importantes études ont, par contre, été réalisées pour caractériser les processus et les paramètres intervenant dans la genèse des placers aurifères. Certaines ont été faites pour le diamant et la cassitérite.

Les éléments morphostructuraux, la lithologie, le climat et les propriétés mécaniques et chimiques des minéraux sont les principaux facteurs qui conditionnent la formation des placers.

- Les éléments morphostructuraux :

Au cours du transport mécanique des sédiments, les minéraux lourds (or, columbo-tantalite, diamant, cassitérite, etc.) se déposent au contact du socle dans les endroits présentant de fortes irrégularités topographiques (Routhier ; 1963). Ces irrégularités topographiques ont pour effet de créer une forte turbulence de l'eau de ruissellement, ce qui occasionne des chutes brusques de la vitesse du courant et le dépôt des minéraux lourds. Pour que le dépôt de ces minéraux lourds soit constant au même endroit et donne des gîtes exploitables, il faut donc que les irrégularités topographiques soient fixes dans l'espace. Jacob et al. (1999) ont distingué trois types de pièges fixes dans les gisements diamantifères de la rivière Orange d'Afrique du Sud :

- * les anfractuosités remplies de graviers où les turbulences créées par les blocs de roches s'y trouvant entraînent la concentration des minéraux lourds ;
- * les gros blocs de roches situés en amont des anfractuosités ;
- * les bancs durs en saillie jouant le rôle de seuils naturels et retenant les minéraux lourds.

Le seul piège mobile capable de retenir de fortes quantités de minéraux lourds est le méandre. En effet, les méandres des cours d'eau diminuent considérablement la vitesse du courant, concentrant ainsi les minéraux lourds dans les rives convexes (Routhier, 1963 ; Schumm, 1977).

- La lithologie

Il est évident que pour que se forme une concentration détritique, il faut que les roches situées en amont contiennent le minéral espéré. Assez fréquemment, les alluvions permettent de remonter jusqu'à la source primaire. Par exemple, les graviers diamantifères de Droogveldt (Afrique du Sud) qui sont localisés au sommet et sur le flanc ouest de l'interfluve formé dans le coude de la rivière du Vaal ont été attribués, sur la base de leur position, à des dépôts purement colluvionnaires (Cooke, 1946 ; Helgren, 1979). Mais, à partir d'observations basées sur des reconnaissances géologiques et l'analyse des constituants du gravier, Wagner (1914), et ensuite Spaggiari et al. (1999), ont situé la roche-mère du diamant plus loin. Le gravier a alors été définitivement attribué à un dépôt alluvionnaire issu d'un paléodrainage sur environ 10 km à partir des kimberlites de Kimberley.

- Le climat

Le climat joue un rôle aussi important que la lithologie et les éléments morphostructuraux. En effet, la formation des placers débute par une phase éluviale (Routhier, 1963, Tricart, 1978) qui consiste en la météorisation et en la désagrégation *in situ* de la roche saine.

Les études ont montré que, selon les zones climatiques, il y a prédominance soit des processus physiques, soit des processus chimiques et biochimiques dans la météorisation (Tricart et Cailleux, 1965a et b).

Dans les milieux arctiques et alpins (hautes latitudes et hautes altitudes), on assiste à une prédominance de la météorisation mécanique (gélifraction), dans les milieux tempérés humides, à la combinaison de processus biochimiques et de certains processus mécaniques, dans les milieux arides (tropical sec ou aride froid), à la prédominance de processus mécaniques, et dans les milieux tropicaux et humides, à des processus chimiques et biochimiques, accélérés par les températures élevées.

Cette classification montre bien que dans les pays tropicaux, comme la Côte d'Ivoire, la pédogenèse sera assez poussée. Cette pédogenèse est traduite par une argilisation intense de type ferrallitique détruisant les biotites et les feldspaths, fragmentant le quartz et les autres minéraux à forte résistance et enfeuillant la muscovite (Tricart, 1978). Le développement rapide des sols aura pour effet de protéger les graviers éluviaux des effets de l'érosion.

- Les propriétés physico-chimiques des minéraux

Pour qu'un minéral se concentre dans un placer, il faut qu'il soit chimiquement stable et mécaniquement résistant. Selon Youngson et Craw (1999), contrairement aux autres métaux, l'or est facilement malléable et aplatisable (dureté entre 2,5 et 3,5), si bien qu'il subit beaucoup de changements morphologiques au cours de son transport. Ces caractères de l'or lui confèrent des propriétés spécifiques (Shilo et Shumilov, 1970) qui font que son comportement dans les systèmes fluviatiles est fondamentalement différent de celui de la plupart des autres minéraux lourds. La columbo-tantalite, tout comme le diamant et le beryl, a une dureté élevée ($>6,5$) et une forte résistance à la corrosion. Ces minéraux de

grande dureté et peu corrosifs vont garder longtemps leur aspect originel au cours du transport. Les méthodes utilisées pour la recherche des placers peuvent donc être différentes en fonction du minéral concerné. Ainsi, pour les minéraux lourds et résistants à la corrosion (diamant, columbo-tantalite, beryl), les études vont être davantage basées sur l'environnement géologique et géomorphologique, et les aspects des autres minéraux accompagnateurs (De Wit, 1999 ; Spaggiari et al., 1999 ; Jacob et al., 1999) , tandis que pour les minéraux fortement malléables et aplatisseables (or), qui se comportent alors comme de véritables traceurs de l'histoire de la minéralisation (Hérail, 1984), les études vont porter davantage sur leur comportement morphologique et chimique intrinsèque au cours du drainage.

1.1.3 – Problématique reliée au gisement de columbo-tantalite d’Issia

Au vu des différentes notions présentées ci haut, nous constatons qu'il demeure de nombreux points obscurs en ce qui concerne les processus de mise en place des gisements de columbo-tantalite dans les environnements granitiques. Le gisement d’Issia présente des spécificités qui pourraient permettre d'éclaircir certains de ces points obscurs.

Le programme de recherches pour la columbo-tantalite dans la région d’Issia, initialement fixé par la SODEMI en 1996, visait essentiellement l'exploitation de ce métal dont la rareté croissante imposait une augmentation de la valeur. Il prévoyait la certification et l'extension des gisements déjà découverts lors des campagnes de prospection antérieures.

A l'origine de ce programme, se trouvait la difficulté d'expliquer les variations dans la répartition des teneurs de la columbo-tantalite dans les gisements.

Il s'agit de gisements détritiques se concentrant autour d'un grand massif granitique, le granite d'Issia, ce qui traduit un lien génétique probable entre la minéralisation et ce granite. Par ailleurs, le granite d'Issia est encadré sur ses côtés est et ouest par deux autres granites qui en diffèrent par la texture, la structure et la chimie (Meloux, 1959; Ahimon, 1990; Allou et al., 2003). Il s'agit respectivement du granite de la Lobo et du granite de Bitapia. Cette autre observation pose le problème de l'origine de la minéralisation primaire de la columbo-tantalite puisque l'un ou l'autre de ces deux granites peut avoir joué un rôle important dans l'enrichissement métallifère.

Il faut donc rechercher les relations spatiales, temporelles et chimiques entre les divers granites et entre les granites et les pegmatites afin de conclure sur leurs liens génétiques avec la minéralisation.

Par ailleurs, ce gisement est aussi un bel exemple de gisement détritique en zone tropicale humide. Il est constitué par des dépôts éluviaux, colluviaux et alluviaux (Cruys, 1965 ; Ollando, 1968 ; Adam, 1969) parmi lesquels les types éluviaux et colluviaux ont les teneurs les plus élevées, alors que nulle part dans la région, il n'a été rencontré de minéraux de columbo-tantalite en place dans les filons de pegmatites supposés hôtes (Cruys, 1965 ; Ollando, 1968).

Il se pose alors un problème majeur quant au mécanisme de l'enrichissement supergène de la columbo-tantalite (enrichissement résiduel ou mécanique).

En effet, s'il s'agit uniquement de dépôts détritiques, on s'attend alors à avoir des concentrations plus importantes dans les alluvions que dans les éluvions et colluvions, mais si c'est le contraire qui s'observe, alors d'autres facteurs sont à prendre en considération.

A partir de ces observations, la problématique de la minéralisation columbo-tantalifère d'Issia peut être résumée en ces termes : (1) Quels sont les facteurs et les processus impliqués dans la genèse d'un gisement détritique de columbo-tantalite en milieu tropical? (2) Quels sont les liens pétrogénétiques et géomorphogénétiques avec les pegmatites et les granites ? (3) Quels sont les liens pétrogénétiques entre les pegmatites fertiles et les granites ? (4) Comment ces liens se manifestent-ils du point de vue minéralogique, textural, structural et géochimique ?

1.2 – Objectifs de l'étude

Cette étude a un triple objectif que nous définissons comme suit :

- Le premier objectif est d'établir un modèle géodynamique pour la mise en place des minéralisations primaires de columbo-tantalite et des minéraux associés d'Issia. Nous tenterons, à partir de l'étude des granites, des pegmatites et des schistes encaissants, de discuter, d'une part du contexte géodynamique dans lequel se sont mises en place ces faciès pétrographiques, et d'autre part, de l'origine et de la distribution des minéralisations columbo-tantalifères.

- Le second objectif est de définir les facteurs de la redistribution secondaire de la minéralisation en milieu détritique en intégrant des études pédo-géomorphologiques (profils topographiques et coupes pédologiques, analyses granulométriques des horizons pédologiques et du minerai de columbo-tantalite) et géostatistiques.

- Enfin, le troisième objectif porte sur la détermination des espèces minéralogiques du niobium, du tantalite et des autres minéraux utiles associés : pour ce faire, nous avons prélevé des concentrés de minerai dans chaque horizon pédologique à partir de puits localisés aussi bien en zones éluvionnaires/colluvionnaires qu'en zones alluvionnaires pour des analyses élaborées au laboratoire.

1.3 – Méthodologie d'approche du sujet

Une approche scientifique et fondamentale par les universitaires associée aux procédés purement techniques de l'entreprise nous parut nécessaire pour mieux répondre à ces préoccupations. Elle fait intervenir la gîtologie, la géomorphologie, et la géostatistique, trois disciplines qui n'ont pas souvent l'occasion de se rencontrer en même temps et de se féconder.

Le choix de cette démarche s'est fondé sur deux raisons fondamentales.

La première raison est l'existence de très fortes concentrations de columbo-tantalite dans les éluvions, les colluvions et les alluvions au détriment du soubassement rocheux qui n'en contient que très peu dans le bassin versant de la Lobo, collecteur principal de la région.

La seconde raison évoque la similitude des problèmes de terrain et la convergence méthodologique entre les différentes spécialités au vu des travaux de géomorphologues, de géologues, de gîtologues et de géostatisticiens (Vogt, 1959 ; Grandin, 1976 ; Carignan, 1979 ; Héral, 1984 ; Bellehumeur et al., 2000) dont nous avons pris connaissance.

Pour atteindre les objectifs de départ tout en répondant aux préoccupations des mineurs (quelle est la répartition spatiale de la columbo-tantalite et des métaux connexes ?), il faut donc résoudre globalement trois problèmes qui sont (1) d'ordre géomorphologique, (2) d'ordre gîtologique et (3) d'ordre géostatistique.

- Du point de vue géomorphologique, il s'agit de rechercher l'état actuel des formes de terrain, des volumes rocheux et leur histoire, élément de compréhension de la gîtologie de la columbo-tantalite et des minéraux associés dans les placers.

- Du point de vue gîtologique, il s'agit plutôt de présenter la minéralisation dans son état actuel et dans l'histoire de sa mise en place depuis sa source primaire jusqu'à son emplacement actuel dans les éluvions, les colluvions et les alluvions.

- Enfin, du point de vue géostatistique, il faut évaluer et interpréter les phénomènes présentant une autocorrélation spatiale.

1.4 – Démarche et plan de l'exposé

L'évolution géodynamique et ses conséquences sur les minéralisations columbo-tantalifères ont été abordées en séparent la phase de la concentration primaire de la phase de la reconcentration secondaire dans les graviers. Cette distinction découle du fait que, ces deux épisodes se succèdent dans le temps et sont clairement séparés. Ceci conduit à suivre un plan d'exposition chronologique dans ses grandes lignes.

Tout d'abord, il a paru indispensable, bien que ce ne soit pas l'objet de notre étude, de situer le débat sur la mise en place des granites du protérozoïque inférieur, en rapport avec l'évolution des idées à propos de toute la stratigraphie du Birimien en Côte d'Ivoire en particulier et en Afrique de l'Ouest en général.

La pétrographie et la géochimie des roches granitiques et de l'ensemble schisteux environnant ont été abordées. Ceci a permis l'établissement des liens génétiques entre les pegmatites, les granites et les schistes.

Des réflexions sur les pegmatites, sur les relations entre les pegmatites et les granites et sur les liens entre les pegmatites et les minéralisations de columbo-tantalite et d'autres minéraux utiles connexes (béryl et minéraux lithinifères) a conduit à adopter un schéma génétique des minéralisations primaires associées aux pegmatites, notamment celles de la columbo-tantalite.

La minéralisation secondaire de la columbo-tantalite a été étudiée sur deux zone-tests situées dans des environnements géomorphologiques distincts. Cette étude a d'abord porté sur la gîtologie et la géomorphologie de la columbo-tantalite détritique et ensuite sur

la distribution horizontale de la columbo-tantalite par l'utilisation des méthodes géostatistiques.

L'ensemble des informations a été discuté tant au point de vue de la théorie génétique qu'au point de vue de l'exploration minérale avant la présentation des conclusions générales de notre étude.

CHAPITRE 2

APPERÇU GÉOGRAPHIQUE ET GÉOTECTONIQUE

2.1 - Aperçu géographique et géomorphologique de la région étudiée

2.1.1 – Situation et accès

Le permis d'exploitation de columbo-tantalite d'Issia s'étend sur une superficie d'environ 500 km² au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire (fig. 2.1).

Cette propriété qui est quasiment centrée sur la ville d'Issia est limitée géographiquement par les longitudes 6°30' W et 6°41' W et les latitudes 6°20' N et 6°34' N.

L'accès à la ville se fait par un réseau routier relativement dense le long duquel sont regroupés les principaux villages de la région. En effet, cette ville se situe au carrefour de quatre grandes voies entièrement bitumées la reliant respectivement à Daloa, Gagnoa, Duékué et Saïoua. De nombreuses pistes rurales, ouvertes pour la plupart par des exploitants forestiers, couvrent aussi la région.

2.1.2 – Climat, végétation et sols

Le climat et la végétation sont les mêmes que ceux de l'Ouest de la Côte d'Ivoire en général.

Le climat est de type subéquatorial avec des températures moyennes annuelles variant entre 25 et 32°C. La région est soumise au régime alterné de deux saisons pluvieuses et deux saisons sèches pour des précipitations annuelles moyennes comprises entre 1200 et 1600 mm. Les saisons pluvieuses qui s'étendent d'avril à juin et de septembre à novembre sont marquées par des précipitations fortes et régulières. Les saisons sèches quant à elles sont caractérisées par une forte sécheresse et de rares pluies.

La végétation est celle d'une forêt dense de type mésophile, en perpétuelle dégradation, présentant ça et là des zones occupées par des plantations de café, de cacao, d'hévéa, de banane, de manioc et de riz. Les zones d'affleurement des massifs rocheux sont généralement couvertes d'herbes basses.

Le type de sol de la région d'Issia, tout comme ceux des autres régions de la Côte d'Ivoire, est en relation étroite avec le type de climat. Il s'agit en effet de sols de type ferrallitique et moyennement désaturé en B (Perraud, 1971) qui évoluent progressivement vers le type ferrallitique faiblement dessaturé en B, compte tenu de la diminution progressive des précipitations annuelles.

2.1.3 – Hydrographie

La région d'Issia appartient au bassin de la Lobo, principal affluent de la rive droite du fleuve Sassandra.

Ce collecteur évolue suivant une direction générale Nord-Sud en dessinant de nombreux méandres (Fig. 2.2). Il est alimenté par des affluents et sous affluents qui

épousent pour la plupart la direction des structures géologiques majeures, notamment les principaux systèmes de fracturation du socle.

Dans cette région, la majorité des cours d'eau tarissent ou du moins ont un débit très faible en saison sèche alors que pendant la saison des pluies, ils sont assez importants et montrent des flats plus ou moins inondés et marécageux.

La figure 2.3 est une image satellitaire multispectrale Landsat 7-TM. Cette image, bien que ne couvrant pas toute la surface de la région minéralisée, donne un aperçu global du réseau hydrographique et des linéaments majeurs de la région. C'est un quart de scène pris le 22 février 2000 prétraité radiométriquement et géométriquement, et livré dans le format L1G en six bandes (TM1, TM2, TM3, TM4, TM5 et TM7) sous la projection SOM (Self Organizing Map).

Le traitement que nous y avons effectué a consisté, à partir du logiciel PCI, d'abord à tourner les images dans la bonne orientation, puis à faire deux types d'analyses : l'analyse en composantes principales et l'algorithme de Kauth et Thomas (1976) appelé «Tasseled Cap Transform» lorsqu'appliqué à une image Landsat.

L'analyse en composantes principales (ACP) sert à réduire le nombre de bandes de n à trois tout en perdant le moins d'information possible. La première composante principale correspond à la composante image qui contient le maximum de variance des données d'entrée, la deuxième, à celle dont la variance est la plus grande après la précédente, et ainsi de suite (Bonn et Rochon, 1992).

Les variances des composantes principales de l'image (canaux de sortie) étudiée sont consignées dans le tableau 2.1.

Les trois premières composantes principales obtenues ont été ensuite normalisées puis transformées en un espace de couleurs optimal (l'espace de Taylor) afin de maximiser le contraste comme le suggèrent Bonn et Rochon (1992).

La «Tasseled Cap Transform» sert, quant à elle, à caractériser l'état de la végétation ou des cultures en fournissant trois types d'indices : un indice de brillance, un indice de verdure et un indice d'humidité.

Nos analyses ont donc permis d'afficher 4 types d'images : les images à partir de l'ACP, l'indice de brillance, l'indice de verdure et l'indice d'humidité.

Parmi ces images, seule celle de l'indice d'humidité (fig. 2.3) représente mieux le réseau hydrographique et les linéaments. Elle a donc été choisie pour l'interprétation du réseau de fractures.

2.1.4 – Morphologie et affleurements

2.1.4.1 – Le relief

La région d'Issia est marquée par une évolution géomorphologique très poussées, montrant une large pénéplaine parsemée d'interfluves et de flats.

Le relief, remarquablement peu accidenté, présente des formes assez basses et monotones avec des vallons à fonds plats encadrés par des pentes douces à profils

largement concaves.

Les occurrences columbo-tantalifères se localisent au contact entre les massifs granitiques et les formations paramétamorphiques de la région.

Chaque type de roche offre des caractéristiques différentes traduisant à la fois l'état de conservation des héritages birimiens et la nature des processus géomorphologiques post-birimiens. Les limites entre ces ensembles suivent, pour l'essentiel, le compartimentage tectonique éburnéen.

Cette zone renferme trois unités géomorphologiques d'âges différents : les dômes granitiques, les interfluves et les flats.

2.1.4.2 – Les dômes granitiques

Six vestiges de topographies précambriens conservés sous forme de dômes arrondis s'observent dans la zone d'étude. Il s'agit des dômes granitiques d'Issia, de la Lobo et de Bitapia. Ces dômes ont été fortement affectés par la géomorphogenèse post-éburnéenne. Ainsi, actuellement et au cours des épisodes récentes de géomorphogenèse, le socle a livré aux agents de l'érosion, des roches et des minéraux non altérés que l'on retrouve parmi les éboulis éluviaux, colluviaux et alluviaux.

Ce sont ces massifs aux formes lourdes qui montrent les points les plus élevés de la région avec le grand dôme de la Lobo qui culmine jusqu'à 402 m d'altitude.

2.1.4.3 – Les interfluves

A leurs bases, les dômes granitiques se raccordent assez progressivement à des interfluves en formant un vaste plateau dont les côtés passent de 240 à 230 m au Nord à environ 180 m vers le Sud, ce qui confère à cette surface une légère inclinaison vers le Sud.

2.1.4.4 – Les flats

Les interfluves ne dominent que très peu les flats des rivières et des marigots, la dénivellation atteignant rarement 10 m. Ces flats sont subhorizontaux avec des largeurs très variables. C'est le lieu d'accumulation des roches et minéraux non altérés livrés par le socle à la suite des processus géomorphologiques.

2.2. – Aperçu géotectonique

2.2.1 – Le craton ouest-africain

Le craton ouest-africain est un vaste ensemble géologique situé dans la partie occidentale de l'Afrique (fig. 2.4).

Il affleure dans trois régions. Les deux principales zones d'affleurement sont, au Nord, la dorsale Réguibat et au Sud, la dorsale de Man (encore appelée dorsale de Léo) séparées par le bassin de Taoudeni (Post-Hercynien). Entre ces deux zones, au Sud du bassin de Taoudeni, apparaissent les fenêtres de Kayes et de Kéniéba.

La dorsale de Man (fig.2.5), qui nous intéresse en ce qui concerne la Côte d'Ivoire en général et le gisement columbo-tantalifère d'Issia en particulier, est limitée à l'Ouest par la

zone mobile panafricaine des Mauritanides-Rockellides, au Nord par le bassin du Taoudéni et à l'Est par celui des Voltas.

Du point de vue géologique, cette dorsale comprend deux entités d'âges différents séparées par la faille du Sassandra.

A l'Ouest de cet accident se trouve le domaine "Kénéma Man" marqué par un policyclisme issu de deux cycles orogéniques majeurs : le Léonien (3500 à 2900 Ma) avec des structures E-W et un métamorphisme du faciès granulite suivi d'une rétromorphose dans le faciès amphibolite , et le Libérien (2900 à 2600 Ma) marqué quant à lui par de grands couloirs subméridiens (Tagini, 1971 ; Bessoles, 1977 ; Beckinsale et al., 1980 ; Rollison et Cliff, 1982 ; Tysdal et Thorman, 1983 ; Camil et al., 1984 ; Cahen et al., 1984 ; Yacé, 1984; Wright et al., 1985 ; Caen-Vachette, 1986 ; Kouamélan et al., 1995). Le domaine archéen (cycle Libérien) est constitué par des gneiss gris, des charnockites et des migmatites métamorphisées dans le faciès granulite et intrudés par des granites et des roches basiques à ultrabasiques (Kouamélan et al. 1997).

A l'Est du Sassandra, se trouvent les formations d'âge protérozoïque inférieur (2500-1800 Ma) connues sous le vocable de formations "birimiennes" (Arnould, 1961 ; Bonhomme, 1962 ; Tagini, 1971). Ces formations définissent le domaine Baoulé-Mossi selon la désignation de Bessoles (1977).

D'après cet auteur, le domaine Baoulé-Mossi est constitué de deux types de formations stabilisées à la fin de l'orogenèse éburnéenne :

- les formations de type SASCA (Sassandra-Cavally) où les vestiges de roches archéennes sont identifiables à l'intérieur des formations protérozoïques ;
- les formations de type Géosynclinal qui ne renferment pas ces vestiges d'âge archéen.

L'existence de vestiges archéens dans les formations protérozoïques du domaine SASCA a été récemment confirmée par Kouamélan (1996) et Kouamélan et al. (1997) qui ont mis en évidence, à partir d'arguments isotopiques et géochronologiques, des reliques de gneiss gris archéens (3141 ± 2 Ma) au sein du domaine magmatique juvénile birimien de la Côte d'Ivoire (2100 Ma). Le domaine SASCA a été de ce fait baptisé "zone de transition" entre le domaine archéen et le domaine protérozoïque inférieur.

L'orogenèse qui a conduit à la mise en place des formations birimiennes est l'orogenèse éburnéenne qui est qualifiée de mégacycle par de nombreux auteurs.

Des études récentes (Lemoine, 1988 ; Boher, 1991 ; Liégeois et al., 1992) subdivisent en effet l'Éburnéen (mégacycle) en deux cycles orogéniques :

- le cycle Burkinien qui s'étend de 2400 à 2150 Ma ;
- le cycle Eburnéen s.s. qui va de 2120 à 1800 Ma.

Dans cette optique, le terme de birimien ne couvre que la période allant de 2120 à 1800 Ma.

2.2.2 – Le Birimien en Côte d'Ivoire

2.2.2.1 – État des connaissances sur la stratigraphie du Birimien

La Côte d'Ivoire est située au Sud de la dorsale de Man, à cheval sur le domaine Kénéma-Man et le domaine Baoulé-Mossi (fig. 2.5).

Dans le domaine Kénéma-Man, Camil et al. (1984) ont mis en évidence deux ensembles géotectoniques séparés par la faille Man-Danané. Au Nord de cette faille, se trouvent des gneiss granulitiques et au Sud, un complexe anatectique (Fig. 2.1).

Le complexe anatectique se compose d'un domaine A constitué de migmatites à hypersthène et un domaine B constitué de migmatites à biotite.

Le domaine Baoulé-Mossi est caractérisé, si on se place dans l'optique du mégacycle Éburnéen défini par Tagini (1971), par les formations dites "birimiennes" dans lesquelles Milési et al. (1989) distinguent : des complexes granitogneissiques, des sédiments flyschoïdes et des volcanites, et des formations volcano-sédimentaires à intercalations fluviodeltaïques hétérochrones.

Le terme «Birimien» a été créé par Kitson en 1928 pour désigner les formations de la vallée du Birim au Ghana, qui venaient en discordance sur les formations archéennes. En 1929, Whitelaw définit le Tarkwaïen comme un ensemble de sédiments fins et grossiers sus-jacents et indépendant du Birimien. Junner (1935, 1940) à la suite de Kitson, a proposé la succession stratigraphique suivante pour le Birimien :

- Birimien supérieur, caractérisé par la présence de roches volcaniques ;
- Birimien inférieur composé surtout de grauwackes et de phyllades para-dérivés.

Junner (op. cit.) signale à la fin du Birimien et avant le dépôt du Tarkwaïen une intense activité orogénique accompagnée d'intrusions granitiques de type "Cape Coast" (older granite) et "Dixcove" (younger granite) que Bodin (1951) décrit par la suite respectivement comme des granites de type «Baoulé» en batholites concordants et de type «Bondoukou» en petits batholites nettement intrusifs (discordants).

Dans sa synthèse géologique sur le Nord-Est de la Côte d'Ivoire, Arnould (1961) admet la succession sédimentation puis volcanisme proposée par les auteurs du Ghana et suppose l'existence d'un substratum gneisso-migmatitique archéen.

Cette conception stratigraphique fut étendue à l'ensemble du birimien jusqu'aux années 70, lorsque Tagini, dans une série de publications dont la conclusion se trouve dans sa thèse d'État (Tagini, 1971), proposa une inversion dans la succession. Tagini approuve l'existence d'un substratum antébirimien et signale la présence, entre les deux ensembles birimiens, d'une phase tectono-métamorphique dite phase «abronienne» marquée par diverses intrusions magmatiques. Il défini alors la notion de mégacycle éburnéen en référence au caractère polyphasé de cette orogenèse. Tagini ne reconnaît pas cependant l'existence d'un cycle Tarkwaïen indépendant du Birimien et considère les sédiments tarkwaïens comme étant de la molasse du mégacycle éburnéen.

Il faut noter que la notion de cycle éburnéen a été introduite dans la géologie du craton ouest-africain par Bonhomme en 1962 pour désigner l'ensemble des déformations, des métamorphismes et des intrusions ayant affecté les formations volcano-sédimentaires d'âge paléoprotérozoïque (2400 à 1800 Ma).

En 1974, à la suite de Tagini, Bard montre pour la première fois, sur la base d'arguments structuraux, l'existence de deux cycles orogéniques au cours du mégacycle éburnéen (Eburnéen I et II). A ce titre, il réactualise le modèle ghanéen en argumentant en faveur du caractère tardif des séries volcaniques postérieures au «paroxysme tectonique éburnéen I» qu'il situe vers 2100-2090 Ma. Bard rejette par contre l'existence du cycle libérien.

Le policyclisme de l'Eburnéen est adopté par Lemoine (1985, 1988) et Tempier (1986) qui s'accordent sur une subdivision en deux cycles orogéniques distincts : le cycle "Burkinien" (2400-2150 Ma) marqué par des formations dites dabakaliennes constituées de roches magmatiques à caractère bimodal (tholéïtique et calco-alcalin) et à dominance basique et le cycle "Éburnéen s. s." (2150-1800 Ma) marqué par les formations birimiennes s.s. constituées de roches volcaniques à caractère également bimodal, mais à dominance acide, et des intrusions leucogranitiques.

Des travaux de synthèse sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest (Milési et al., 1989) confirment la subdivision établie par Bard et Lemoine. Les auteurs de ces travaux distinguent un Birimien inférieur (B1) essentiellement sédimentaire individualisé par une tectonique tangentielle chevauchante (D1), et un Birimien supérieur (B2) volcanique,

postérieur à D1 et marquée par une tectonique transcurrente (D2, D3). Dans ce cas, le B1 ne correspond pas au Dabakalien de Lemoine car le Burkinien n'affecte pas les ensembles sédimentaires majeurs considérés comme postérieurs au Dabakalien et aux principales formations volcaniques.

Le B1 se compose, à partir de la base, de roches volcaniques basiques et de plutons à caractère tholéïitique, de dépôts flyschoïdes à intercalations volcano-sédimentaires (sédiments chimiques et tholéïites volcanoclastiques), et de formations carbonatées, tandis que le B2 comprend des complexes magmatiques intrusifs polyphasés liés à un volcanisme bimodal (tholéïitique et calco-alcalin).

Les études récentes tendent vers un compromis sur la stratigraphie du Birimien et le problème du Tarkwaïen en Afrique de l'Ouest. En effet, de nouvelles observations et datations précises obtenues sur différentes intrusions de granitoïdes du Ghana (Leube et al., 1990 ; Eisenlohr et Hirades, 1992 ; Hirades et al., 1992 ; Davis et al., 1994) montrent que les volcanites des ceintures orogéniques et les formations sédimentaires seraient subcontemporaines et paraîtraient latéralement des uns aux autres.

Cette dernière solution ne semble cependant pas applicable en Côte d'Ivoire où les sédiments du bassin de la Comoé apparaissent nettement postérieurs aux roches des ceintures orogéniques, les granitoïdes des batholites s'intercalant chronologiquement entre ces deux formations (Vidal et Alric, 1994 ; Delor et al., 1995 c).

Concernant le problème du Tarkwaïen, les formations tarkwaïennes apparaissent en Côte d'Ivoire comme une simple variation latérale des faciès birimiens alors qu'au Ghana, la discordance paraît nette (Wright et al., 1985).

2.2.2.2 – Données structurales

L'histoire géologique du protérozoïque inférieur en Afrique de l'Ouest est actuellement décrite par les auteurs selon deux différents modèles conceptuels : l'évolution monocyclique ou l'évolution polycyclique.

Dans le contexte du Birimien, une évolution monocyclique suppose que les déformations se sont produites après la phase d'accrétion majeure et avant le dépôt des formations fluvio-deltaïques. Les structures seraient alors tardives et variablement pénétratives selon la compétence des roches (Milési et al., 1991).

Alors qu'à part le Ghana où l'évolution polycyclique est plus controversée, il a été reconnu, partout ailleurs dans le Birimien, des séquences structurales et métamorphiques polyphasées caractéristiques, notamment en Côte d'Ivoire (Bard, 1974 ; Bard et Lemoine, 1976 ; Fabre et al., 1990 ; Lemoine, 1988 ; Feybesse et al., 1989), au Mali et au Sénégal (Ledru et al., 1989, 1991), et au Burkina Faso (Ouédraogo et Prost, 1986 ; Feybesse et al., 1990).

Les formations birimienne globalement orientées NE-SW ont été affectées par trois phases de déformations successives D1, D2 et D3 ayant engendré plusieurs éléments structuraux.

La déformation D1 d'âge compris entre 2112 et 2100 Ma est de type périplutonique ou tangentielle selon les auteurs et affecte seulement la séquence inférieure (B1).

Elle se manifeste sur le terrain par une schistosité de flux (S1), parallèles à la stratification (S0), pénétrative à différents degrés selon la compétence de la roche, et par la quasi-absence de linéations d'étirement.

Cette déformation traduit un mouvement gravitaire et/ou une cristallisation métamorphique synchrones de la mise en place des granitoïdes (Vidal et al., 1992 ; Vidal et Alric, 1994 ; Delor et al., 1994, 1995a, 1995b, 1995c) dans un contexte distensif initial, puis légèrement compressif (Vidal et al., 1996) et non la trace d'une tectonique tangentielle telle que proposée par Milési et al. (1989), Feybesse et al. (1990), et Ledru et Milési (1990).

La Déformation (D2) affecte à la fois les séquences B1 et B2. Elle est représentée par une schistosité de plan axial (S2) subverticale de direction NE-SW associée à des plis droits ou légèrement isoclinaux et des failles de décrochement senestre N-S à NNE-SSW.

Ces structures plicatives et de tectonique transcurrente résulteraient d'une phase de compression NW-SE à WNW-ESE.

La déformation (D3) qui affecte aussi les séquences B1 et B2 est marquée par des microplis fortement redressés associés à une schistosité de crénulation (S3), (Vidal et Alric, 1994). Cette déformation prend la forme de fractures de cisaillements dextres de direction N-S et senestres de direction N70 (Milési et al., 1991, Vidal et Alric, 1994).

L'âge de ces deux derniers évènements de tectonique transcurrente (D2 et D3) est compris entre 2096 Ma et 2073 Ma.

A la fin de la phase D3, Siméon et al. (1992), et Vidal et Alric (1994) mentionnent un resserrage NNE-SSW ($N25^\circ$) tardif à post-éburnéen qui se manifeste par une dernière génération de schistosité de crénulation, S4, de direction $N120^\circ$.

Enfin, les derniers évènements tectoniques ayant marqué le birimien sont des mouvements post-éburnéens qui ont occasionné des fractures N-S senestres, $N130^\circ$ senestres et $N80^\circ$ dextres (Vidal et Alric, 1994).

2.2.2.3 – Les granitoïdes birimiens de la Côte d'Ivoire

Le terme de "granito-gneiss" a été utilisé par Legoux (1939) pour désigner l'ensemble des granitoïdes du socle précambrien ouest-africain. Cette terminologie a été gardée jusqu'en 1951, date à partir de laquelle Bodin (1951), se fondant sur des critères pétrographiques et de gisements, distingue deux grands groupes de granites birimiens en Afrique de l'Ouest :

- les granites hétérogènes de type Baoulé («Cape Coast» au Ghana), syntectoniques formant de grands batholites concordants de plusieurs milliers de kilomètres carrés allongés suivant la direction birimienne et de composition potassico-sodique (granites monzonitiques);

- les granites de type Bondoukou («Dixcove» au Ghana), post-tectoniques, se présentant en petits massifs discordants, circonscrits, homogène, de composition chimique à tendance sodique (granodiorite et granites akéritiques surtout).

Arnould (1961), étudiant les migmatites et les granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et du Burkina Faso reprend la classification de Bodin et distingue dans les granites de type Baoulé, qu'il qualifie de syntectoniques à affinités métasomatiques :

- des granites de géosynclinaux, soit de type Koffissouka (granodiorite à amphibole), soit de type Ferké (granite alcalin à deux micas) ;
- et des granites de cratons, soit de type Sarala, homogènes et circonscrits, soit de type Varalé-Nassian, hétérogènes.

Selon Arnould, les granites de géosynclinaux résulteraient de la granitisation des formations géosynclinales birimien plissées, dont ils renferment des enclaves (septums schisteux) et qu'ils métamorphisent par contact, tandis que les granites de cratons résulteraient de la granitisation des migmatites antébirimien dont ils conservent de nombreuses enclaves.

En plus des granites birimiens définis par Bodin, Arnould signale l'existence de granites antébirimiens (granites de type Léraba) et des granites tarkwaïens (post-birimien, granites de type Windéné).

Ces subdivisions ont été utilisées plus tard par de nombreux géologues d'Afrique de l'Ouest (Ducellier, 1963 ; Witschard, 1965 ; Bassot, 1966 ; Joujou, 1970).

Cependant, cette classification présente une limite fondamentale à cause du fait qu'elle fait référence à des localités.

Marmo (1971) propose alors, à la suite de Bodin et Arnould, une distinction entre granites syncinématiques, granites tardycinématiques et granites à position orogénique indéterminée.

C'est d'ailleurs dans cette optique que s'inscrit la classification structurale de Tagini (1971) qui place les granitoïdes birimiens dans leurs contextes géotectoniques. Il distingue ainsi :

- les granitoïdes des zones eugéosynclinales plissées (EGS) ou granites abroniens (éburnéens I) eo-, syn-, tardi- et post-cinématiques ;
- les granitoïdes des zones miogéosynclinales plissées (MGS) et les granitoïdes de massifs intermédiaires activés (MI) ou granitoïdes baoulés, (éburnéens II) syn- et tardi-cinématiques.

En 1973, Casanova signale, à partir de ses études sur la géochimie et la minéralogie des granitoïdes éburnéens, que les granitoïdes de Côte d'Ivoire sont, dans leur ensemble, plus feldspathiques (et plus sodiques), mais par contre moins ferro-magnésiens et moins

calciques que ceux rencontrés ailleurs dans le monde ; d'où leur caractère généralement leucocrate.

Les granitoïdes birimiens comprennent quatre groupes : calco-alcalin sodique ou potassique, peralumineux et alcalin (Lemoine, 1988 ; Boher, 1991 ; Pouclet et al., 1996 ; Doumbia, 1997). Ils peuvent être regroupés sous deux grandes générations selon l'environnement géologique et la période de mise en place : les granitoïdes associés aux ceintures de roches vertes comprenant des granodiorites, des tonalites et des trondhjemites mis en place entre 2200 et 2150 Ma (Lemoine, 1988 ; Liégeois et al., 1991 ; Hirdes et al., 1992, 1996 ; Boher et al., 1992 ; Siméon et al., 1994 ; Delor et al., 1995a, 1995b ; Kouamélan et al., 1996 ; Doumbia, 1997 ; Yao, 1998), et les granitoïdes des rides volcano-sédimentaires comprenant des tonalites, des monzogranites, des granodiorites et des leucogranites mis en place entre 2150 et 1800 Ma (Caen-Vachette, 1986 ; Liégeois et al., 1991 ; Hirdes et al., 1992, 1996 ; Delor et al., 1994 ; Siméon et al., 1994 ; Doumbia, 1997 ; Yao, 1998).

2.2.2.4 – Origine et évolution des formations birimiennes

Les études sur la géologie et l'évolution des formations précambriennes du craton ouest-africain ont permis de proposer plusieurs modèles géodynamiques pour le Protérozoïque inférieur. Parmi ces modèles, deux sont actuellement les plus évoqués par les chercheurs. Il s'agit de l'orogenèse par collision et chevauchement et l'orogenèse par accrétion latérale.

- Orogenèse par collision et chevauchement

Ce modèle est basé sur la nature des sédiments, le caractère bimodal des séries volcaniques, l'existence d'un socle archéen et les caractères structuraux.

Il suppose que les formations birimiennes résultent de séparations de plaques (rifting) suivies de convergences puis de collisions (Ledru et al., 1989 ; 1991 ; Feybesse et al., 1989, 1990 ; Ledru et al., 1994).

Dans ce cas, le premier stade de la collision est marqué par un épaississement crustal, dans des zones de formation de nappes, suivi par une combinaison de décrochements et de charriages, les mouvements transcurrents devenant de plus en plus prononcés au cours des derniers stades (Shackleton, 1986).

- Orogenèse par accrétion latérale

Selon ce modèle, les formations birimiennes se sont mises en place à la suite d'un collage de terrains ou de panneaux d'écorce juvénile, quelque soit le mode de fabrication de cette écorce (empilement de matériaux de type arc ou plateau océanique). Ainsi, une accrétion de croûte juvénile est suggérée par Bertrand et al. (1989), alors que Lemoine (1988) s'appuie sur un environnement d'arcs océanique et de collisions multiples de microplaques à caractère "archaïque" pour expliquer la mise en place des formations dabakaliennes. Yobou (1993), puis Doumbia (1997) ont proposé une subduction suivie d'une collision. Dans cette optique, les formations volcaniques sont interprétées comme

des fragments de plateaux océaniques tandis que les formations plutoniques acide sont attribuées aux zones de subduction (Abouchami et al., 1991).

Vidal et al. (1996) proposent un modèle à quatre phases : (1) formation d'une croûte océanique à partir d'un volcanisme tholéïtique ; (2) épaississement de la croûte et ascension de granodiorites, par fusion de cette croûte, induisant les déformations gravitaires (D1) ; (3) la granitisation provoque une remontée de la croûte, par réajustement isostatique, suivie d'un volcanisme calco-alcalin et du comblement des bassins par le matériel détritique provenant de l'érosion des ceintures de roches vertes et des granodiorites ; (4) raccourcissement tangentiel NW-SE (pendant que de nouveaux granites se mettent en place) produisant des plis et cisaillements décrochants (D2, D3), la formation et la remontée des leucogranites.

2.2.3 – Contexte géologique Local

Le périmètre étudié est situé au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire, dans le domaine Baoulé-Mossi, à la limite entre les formations de type SASCA et les formations de type géosynclinal. Il est limité à l'Ouest par la faille de Zouénoula et à l'Est par la faille de Komi (Fig. 2.1). Le socle de cette région est dominé par des leucogranites mis en place dans des formations paramétamorphiques schisteuses (Fig. 2.6).

La mise en place de ces granites a développé un important métamorphisme de contact dans les schistes mitoyens, ce qui se traduit actuellement par l'existence d'auréoles de micaschistes à staurotide autour de ces granites (Allou et al., 2003, Allou et al. 2004).

Les granites ont été également le siège d'importants processus pegmatitiques, pneumatholitiques et hydrothermaux qui ont conduit à la mise en place de filons et de roches d'altération hydrothermales de natures diverses : pegmatites, aplites, tourmalinites, quartz et greisens (Cruys, 1965 ; Adam, 1969).

Du point de vue métallogénique, ces granites ont été accompagnés par des concentrations métallifères d'importances variables, entre autres, la columbo-tantalite, l'or, le beryl et le lithium.

Actuellement cette région, du fait de la géomorphogenèse exosphérique assez prononcées, est dans sa presque totalité recouverte par des dépôts éluvionnaires, colluvionnaires et alluvionnaires qui constituent les principaux réservoirs des métaux lourds générés par la mise en place des granites.

Tabl. 2.1. Caractéristiques statistiques des composantes principales de l'image LANDSAT TM étudiée

Canal	Valeur propre	Écart type	Variance (%)
1	4630	68,05	87,54
2	373	19,32	7,06
3	170	13,03	3,31
4	72	8,50	1,36
5	28	5,25	0,52
6	16	4,01	0,30

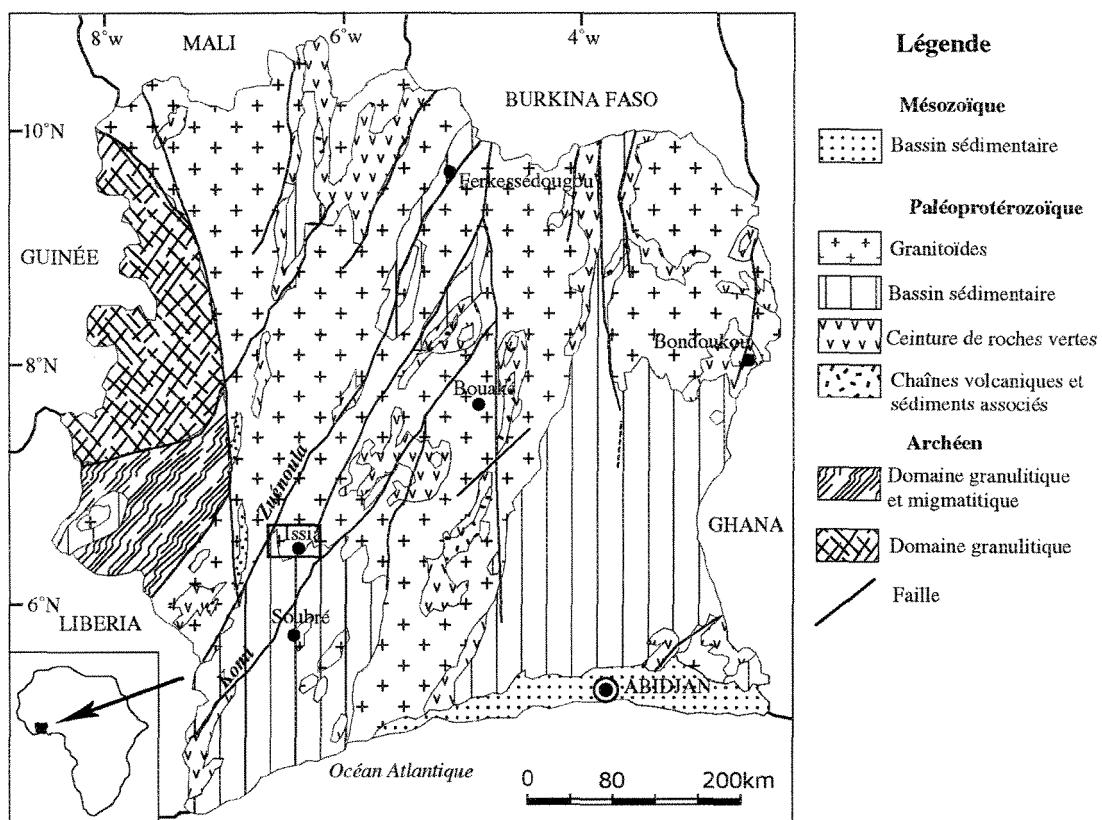


Fig. 2.1. Localisation de la zone d'étude et carte géologique simplifiée de la Côte d'Ivoire (modifiée de Bagarre et Tagini, 1965)

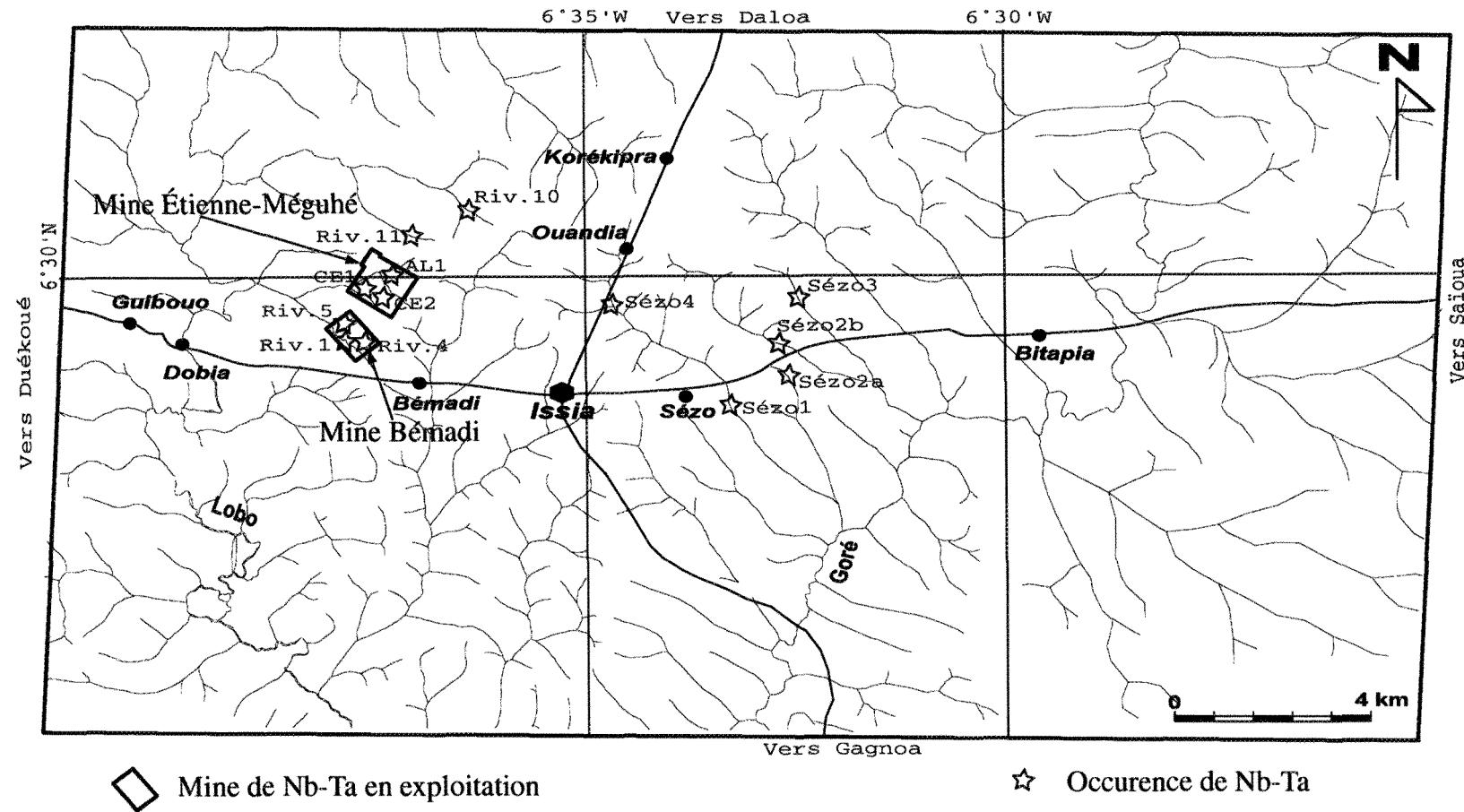


Fig. 2.2. Réseau hydrographique et localisation des occurrences columbo-tantalifères du gisement d'Issia.

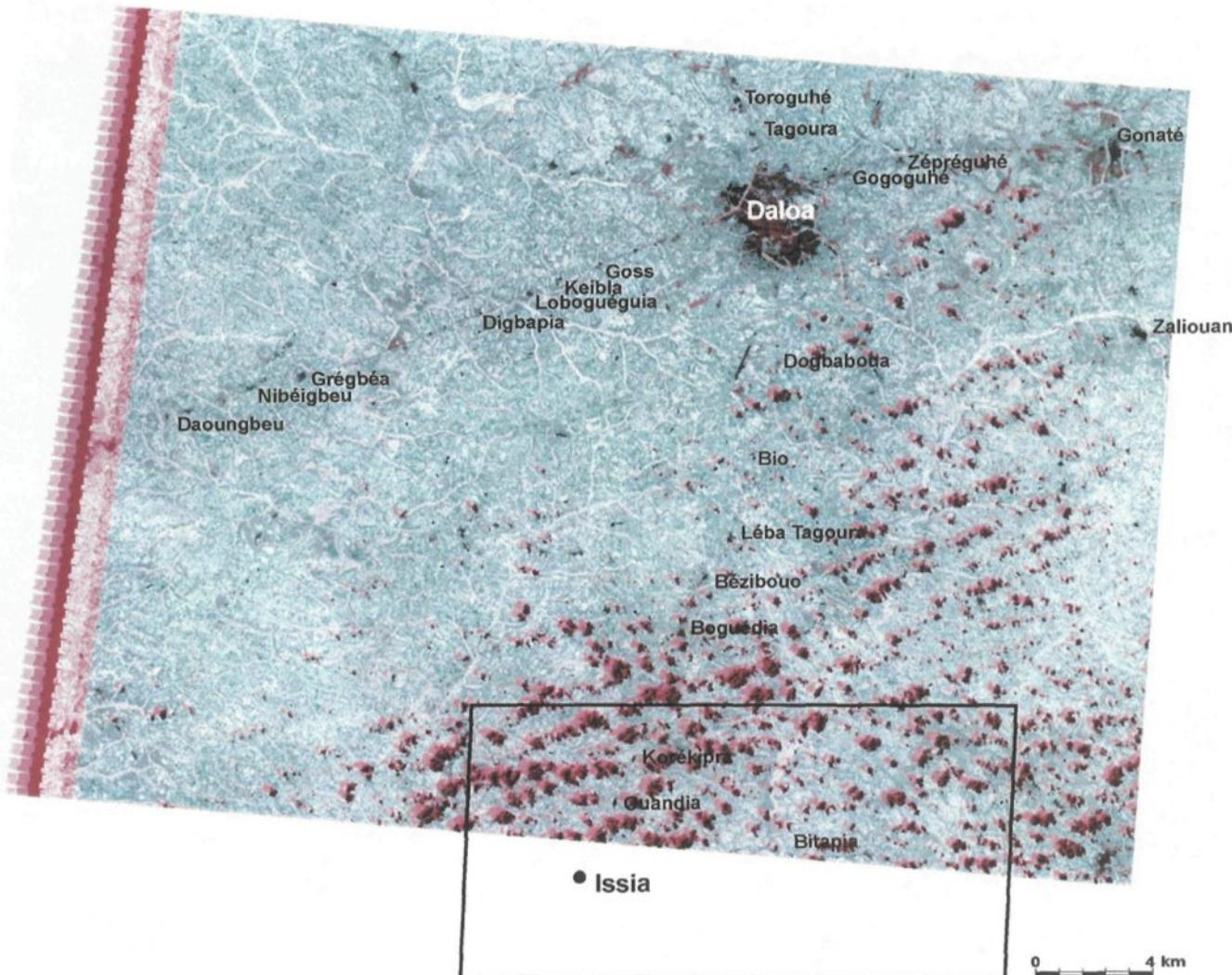


Fig. 2.3. Image satellitaire Landsat7-TM (quart de scène du 16/02/2000) présentant le réseau hydrographique et les linéaments dans la région d'Issia. L'encadré représente le périmètre du gisement de columbo-tantalite.

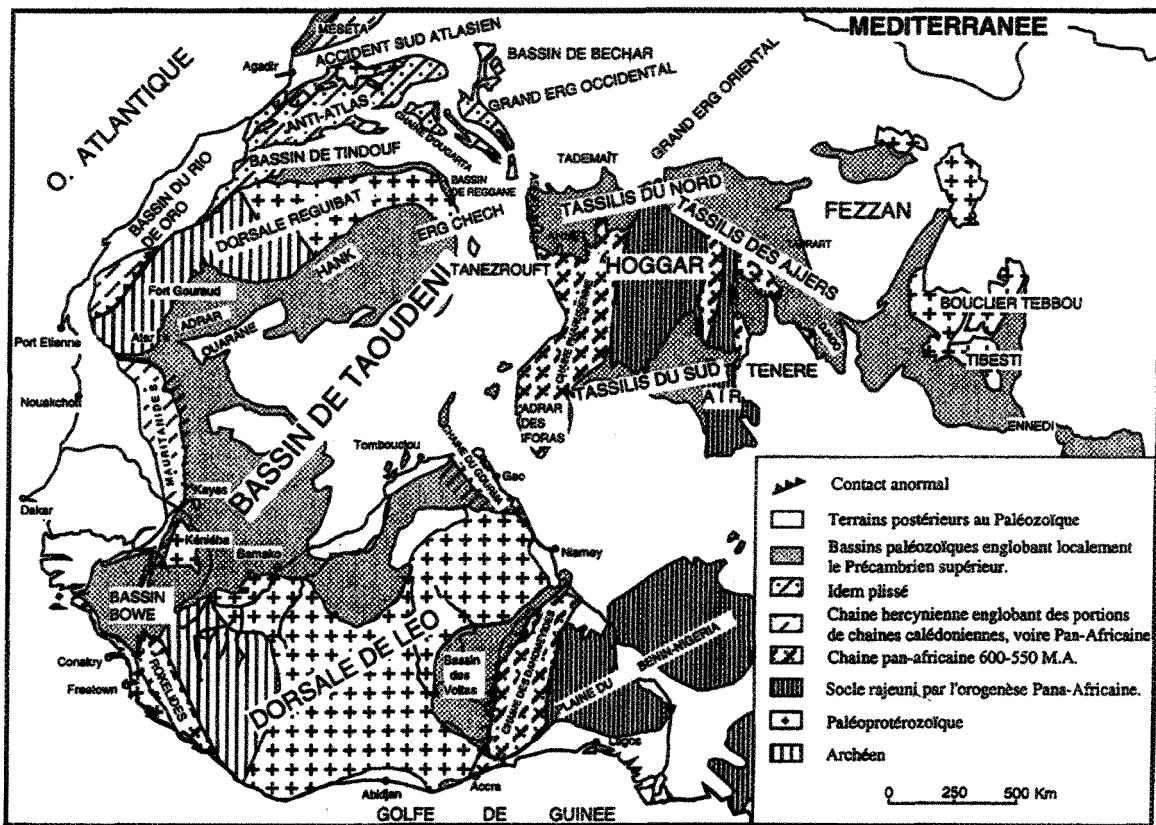


Fig. 2.4. Carte schématique du craton ouest-africain (d'après Trompette, 1973, et Dallmeyer et Lécorché, 1990)

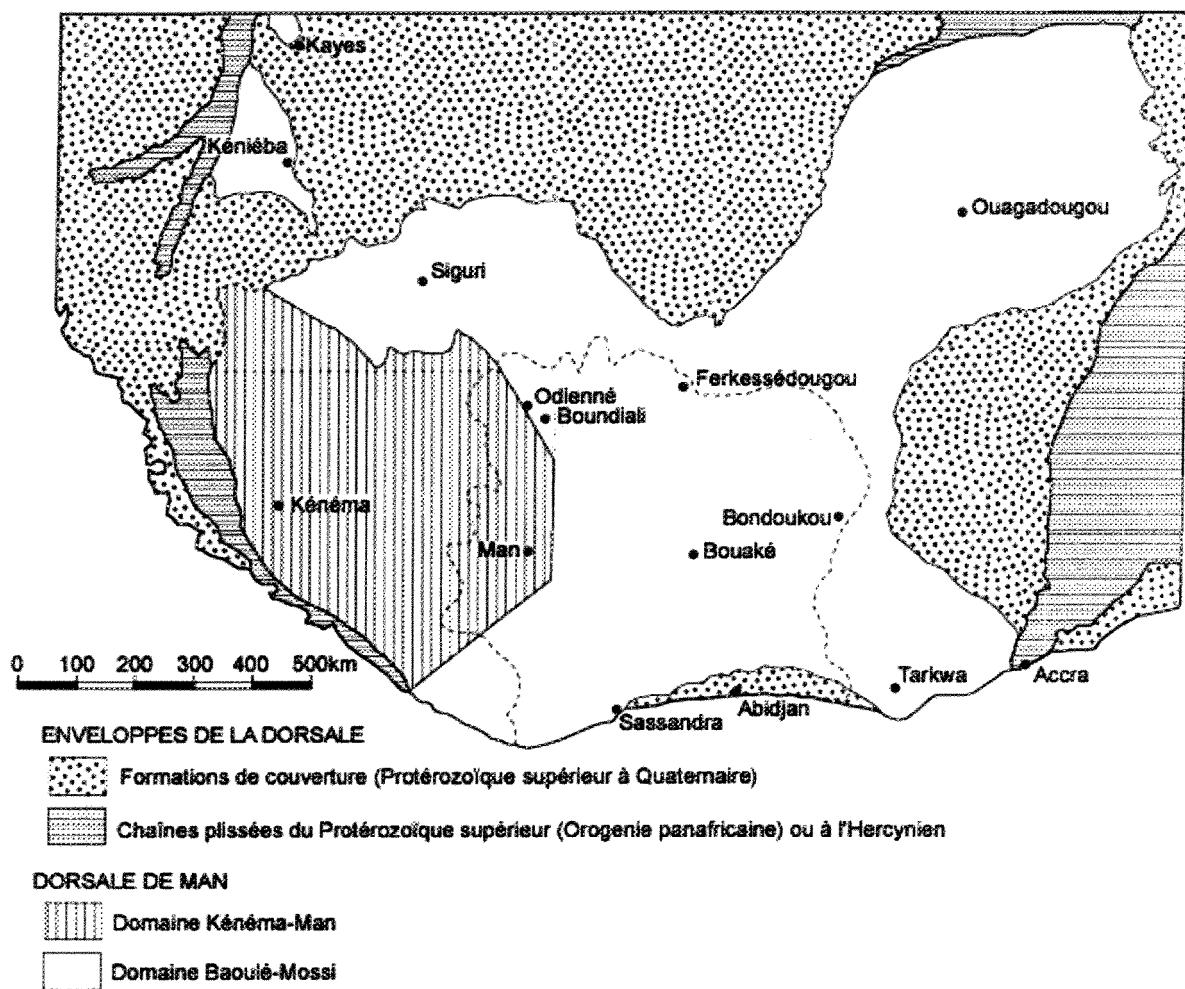


Fig. 2.5. Carte schématique de la dorsale de Man (Bessoles, 1977)

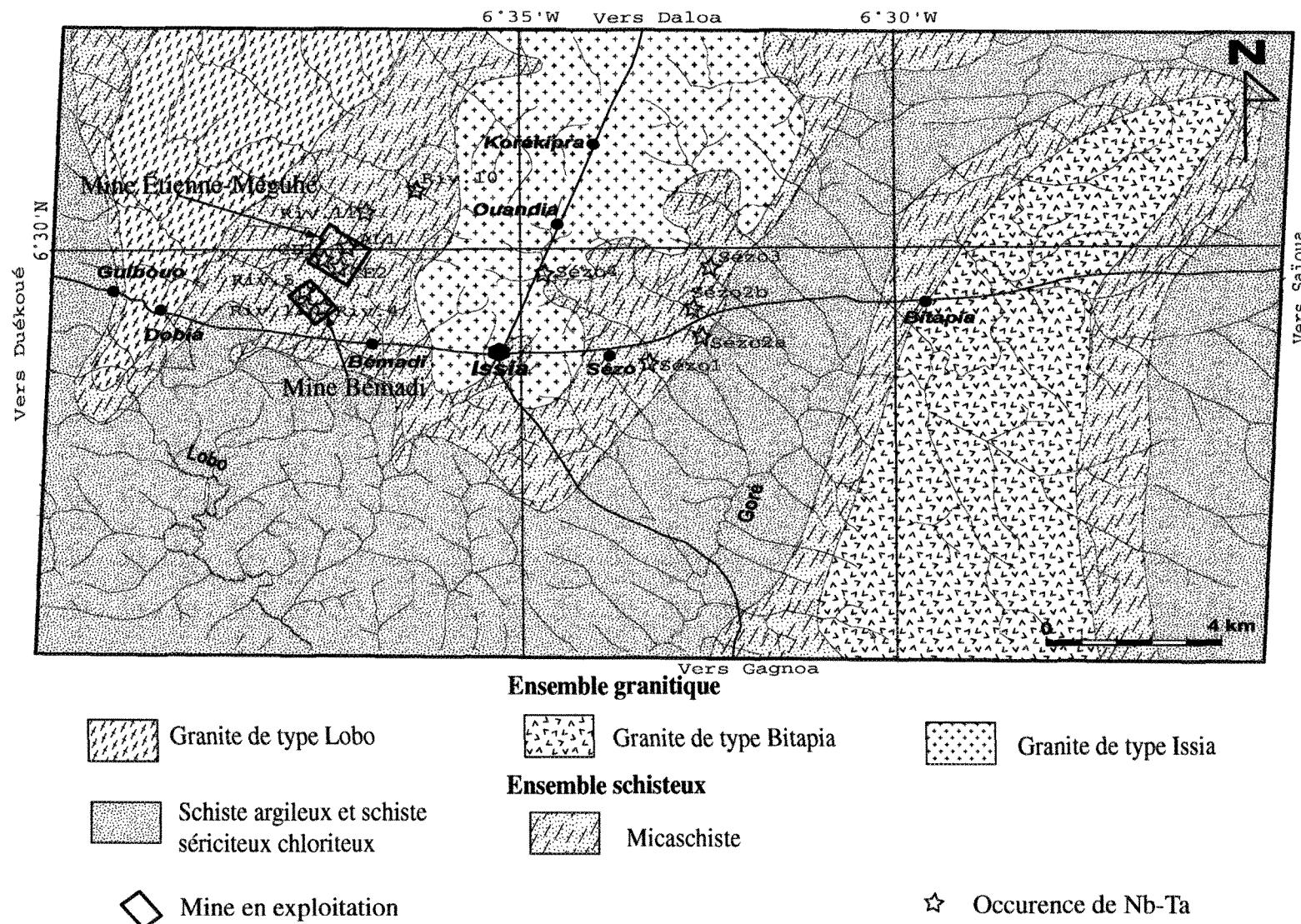


Fig. 2.6. Carte géologique du permis d'exploitation de la columbo-tantalite d'Issia

CHAPITRE 3

CARACTÈRES PÉTROGRAPHIQUES ET GÉOCHIMIQUES DES GRANITES D'ISSIA ET LEURS ENCAISSANTS

3.1 – Introduction

La zone étudiée est couverte à environ 60 % de sa superficie par des granites mis en place dans un environnement de schistes argileux et de schistes sériciteux et chloriteux. Autour des granites se développent des auréoles de métamorphisme de contact représentées par des micaschistes à staurotide (fig. 2.6). Il est rarement rencontré dans les micaschistes des quartzites micacés ou à amphibole.

Les caractères pétrographiques que nous présentons ici prennent en compte aussi bien les observations de terrain que les observations microscopiques.

La géochimie se consacre particulièrement aux granites, aux pegmatites associées et aux quelques échantillons frais de micaschistes que nous avons pu recueillir. L'analyse chimique des pegmatites s'est effectuée de préférence sur les phases aplitiques de bordure pour éviter les erreurs liées à la grande taille des minéraux.

3.2 – Méthodes analytiques

L'échantillonnage des formations géologiques d'Issia a été très difficile essentiellement à cause de la couverture végétale importante et de la forte épaisseur du manteau d'altération. Malgré ces difficultés, nous avons veillé à recueillir uniquement les

échantillons frais après avoir enlevé les parties superficielles altérées des affleurements. Le poids moyen des échantillons recueillis est de l'ordre de 2 à 5 kg. Une centaine d'échantillons ont été prélevés, à partir desquels 60 lames minces ont été réalisées. Après des examens préliminaires de ces lames minces, 28 échantillons ont été choisis pour des analyses chimiques par fluorescence aux rayons-X à longueur d'onde dispersive chez Geoscience Laboratories en Ontario. En plus, 28 autres échantillons ont été analysés par activation neutronique instrumentale (INAA) au laboratoire de géochimie de l'Université du Québec à Chicoutimi. Des datations au Rb-Sr sur roche totale ont été effectués sur 7 échantillons du granite d'Issia au Laboratoire de géochimie isotopique du Bureau d'études géologiques de Yichang en Chine.

3.3 - Pétrographie des formations géologiques

3.3.1 – L'ensemble schisteux

3.3.1.1 – Les schistes chloriteux et sériciteux

Ces roches sont toujours en état d'altération si poussé qu'il fut difficile d'en rencontrer des affleurements lors de notre passage sur le terrain. Toutefois, Ahimon (1990) signale en avoir observé à la faveur de nouvelles routes réalisées dans la région. Lors de campagnes de prospection pour l'or dans la région d'Issia de 1997 à 1998 avec la compagnie Anglo-Américan, nous en avons nous-même rencontré au fond des tranchées de prospection et sur quelques affleurements aux environs des villes de Soubré et Issia. Ils sont caractérisés par une couleur gris foncé à gris verdâtre, la présence de chlorite et de séricite

marquant une schistosité de flux (S1) orientée suivant la direction birimienne (N30-N60°E) et crénelée par une autre schistosité de flux (S2) de direction N70°E en moyenne donnant lieu à des structures S/C de cisaillement senestre. Ces schistes sont traversés par d'importants filons de quartz souvent aurifères. Parfois, ils sont remplacés en alternance par des schistes gréseux ou par de véritables arkoses.

3.3.1.2 – Les micaschistes à staurotide

Ce sont les principales roches au contact entre les granites et les schistes chloriteux et sériciteux. Ces micaschistes se retrouvent également sous forme d'enclaves surmicacées à l'intérieur des dômes granitiques. Ils sont presque toujours profondément altérés. À l'origine grisâtres à gris verdâtre, ils donnent à l'affleurement des latérites ayant conservé la schistosité originelle ou des argiles jaunes et brunes avec des traînées blanchâtres, rougeâtres et violacées. De rares affleurements de micaschistes frais ont été quand même observés.

L'observation du "bed-rock" et du gravier prélevé dans les zones à micaschiste a révélé que ces roches sont très riches en minéraux de haute pression, notamment la staurotide et le grenat. La tourmaline noire y est souvent observée.

En lame mince, la roche présente une texture grano-lépidoblastique soulignée par une foliation minérale avec alternance de lits surmicacés et de lits quartzo-feldspathiques (fig. 3.1a et b). Les lits surmicacés se composent de biotite brune, parfois chloritisée

(biotite verte) et de muscovite, accompagnées de cristaux interstitiels de quartz xénomorphe.

Les lits quartzo-feldspathiques se composent de restes d'albite, souvent englobés par du quartz xénomorphe en grands cristaux et à extinction roulante, ou sous forme d'agrégats polycristallins.

Les minéraux accessoires sont la tourmaline, le grenat et la staurotide, concentrés de préférence dans les niveaux quartzo-feldspathiques.

3.3.1.3 – Les quartzites

Les quartzites de la région sont des roches denses et massives de couleur gris verdâtre localisées dans la zone des micaschistes, autour des massifs granitiques.

Aucun affleurement n'a été observé au cours de nos missions sur le terrain. Toutefois, un affleurement a été signalé par Ahimon (1990) dans le lit de la rivière Lobo entre les deux ponts qui y sont situés.

Ces roches ont été identifiées dans les placers de Bémadi et de Sézo sous forme de véritables galets massifs aux formes ovales ou arrondies.

Il en existe deux variétés : les quartzites micacés et les quartzites à amphibole.

Au microscope, les quartzites à amphibole (fig. 3.2) ont une texture granoblastique avec des minéraux aciculaires de hornblende verte distribués suivant une direction

préférentielle dans une matrice granulaire de quartz à bords jointifs, associé à des plagioclases.

Les minéraux accessoires sont l'épidote verte, la zoïsite, le zircon (en inclusions dans la hornblende) et le sphène.

Le quartz se présente souvent sous forme de grains primitifs arrondis autour desquels croît une autre génération du même minéral.

Cette texture particulière des quartzites montre qu'ils dérivent de grès ayant été affectés par le métamorphisme de contact occasionné par l'intrusion des granites.

Les quartzites micacés (fig. 3.3) ont quasiment les mêmes caractéristiques que les quartzites à amphibole au point de vue de la texture et de la structure.

La différence réside essentiellement au niveau minéralogique. En effet, les quartzites micacés ne contiennent pas d'amphiboles, mais ils sont plutôt riches en biotite associé à la muscovite. Ces minéraux présentent une orientation assez discrète.

On y décèle de nombreux minéraux opaques disséminés.

Le seul minéral accessoire observé en lame mince est l'augite, une variété de pyroxène ferromagnésien.

3.3.2 – L’ensemble granitique

La région étudiée comporte trois grands massifs de leucogranites représentant chacun un type bien particulier : le granite d’Issia, le granite de Bitapia et le granite de la Lobo (Fig. 2.6). Si le granite de Bitapia et celui d’Issia présentent de nombreuses similitudes, celui de la Lobo se démarque fortement tant du point de vue minéralogique que structural. Les principaux caractères minéralogiques et texturaux, et les observations de terrains sont résumés dans le tableau 3.1.

Sur le terrain, le contact entre les granites et les micaschistes mitoyens est en général sinueux, irrégulier et localement diffus.

3.3.2.1 – Le granite de la Lobo

C’est un granite rose (riche en feldspaths alcalins) leucocrate à deux micas et à grains fins allongé suivant la direction de la D2 (NNE-SSW). Il est orienté avec une linéation minérale suivant l’allongement général du massif.

Il affleure le long de la rivière Lobo sous le pont de Dobia, et par deux dômes situés l’un à 4 km au nord du village Dobia et l’autre à 5 km au nord du village Guibouo (Fig. 2.2).

Ce granite est recoupé par quelques rares dykes de pegmatites de directions variées.

Au microscope, cette roche montre une texture grenue porphyroïde ± grano (némato) blastique (Fig. 3.4). La linéation minérale observée à l’affleurement se

confirme. Elle est soulignée par une première génération de biotite et de muscovite qui ne présente généralement pas de figures de déformations. L'oligoclase et le quartz sont souvent distribués ou allongés suivant la direction de la linéation. Le microcline y présente parfois une extinction roulante. L'oligoclase est souvent recristallisé (Fig.3.5). Le quartz peut être polycristallin ou simplement très déformé (extinction roulante).

Une autre génération de biotite et de muscovite d'orientation plus discrète mais sécante à la première s'observe sur les lames minces.

Les éléments microstructuraux ainsi décrits témoignent d'un caractère syn-cinématique du granite de type Lobo.

Concernant la minéralogie et les altérations, on note l'existence de grandes plages de microcline pseudomorphosées par l'oligoclase ou par le quartz et la muscovite (Fig. 3.6.a et b). Le microcline peut être aussi perthitisé. La biotite est présente en quantité plus importante que la muscovite. Elle est souvent affectée par une chloritisation post-magmatique (biotite verte) ou carrément remplacée par la muscovite (Fig. 3.6.c). L'oligoclase s'altère en quartz et muscovite. La muscovite se présente sous forme de grandes plages ou en petites baguettes (séricite).

Les minéraux accessoires rencontrés sont le grenat, l'apatite, le zircon (dispersé dans la biotite) et la chlorite.

3.3.2.2 – Le granite d’Issia

C'est un granite leucocrate à grains moyens à grossiers et à deux micas, présentant une nette prédominance de la muscovite sur la biotite. Comme le granite de la Lobo, il est orienté suivant la D2. Il a été étudié sur le grand dôme au Sud-Est de la ville d’Issia, sur le petit dôme au Sud-Ouest et sur un petit affleurement situé au Nord-Est, sur l'axe Issia-Daloa, non loin du village Ouandia.

À l'affleurement, les phénocristaux sont en proportions très variables dans la roche et peuvent localement être absents. Le granite est généralement équant, mais, à certains endroits, où les phénocristaux ne sont pas trop abondants, notamment sur les bordures, une linéation minérale nette se dégage.

Il y est souvent observé de nombreuses enclaves surmicacées et des enclaves felsiques microgrenues à texture ignée. Un important réseau de pegmatites le recoupe suivant des directions variées.

Le granite d’Issia se caractérise aussi par l’abondance de tourmaline, d’apatite et surtout de fluorite, qui s’identifient facilement à l’affleurement.

Au microscope, la roche présente une texture grenue à tendance porphyroïde (fig.3.7), parfois micropegmatitique. L’orientation discrète observée à l’affleurement n’est plus visible : on a plutôt une structure à cloisons micacées. Cela dénote un caractère post-cinématique des micas. Le quartz est par contre parfois déformé ou recristallisé, signe de contraintes tectoniques postérieures à sa cristallisation.

Du point de vue minéralogique, le microscope révèle la présence de grandes plages de quartz et parfois de microcline associées à de l'oligoclase, de la muscovite, de la biotite, et accessoirement des zircons disséminés dans la biotite, de l'apatite, de la fluorite, de l'épidote verte et de la tourmaline en grands cristaux. Il est important de noter qu'ici, la tourmaline, l'apatite et la fluorite ne sont pas tout à fait des minéraux accessoires puisqu'elles sont très abondantes dans la roche (fig. 3.8.a et b).

Au niveau de l'altération, nous pouvons noter que le microcline est fortement albitisé (formation d'oligoclase et de perthite), (Fig. 3.9a) et souvent remplacé par l'association quartz + muscovite. L'oligoclase est parfois transformé en myrmékite par exsolution de quartz ou simplement il recristallise.

Souvent, comme le microcline, l'oligoclase est pseudomorphosé par l'association quartz + muscovite (Fig. 3.9b). On note aussi une forte chloritisation et une séricitisation (muscovite et séricite) partielle de la biotite. La muscovite se retrouve sous forme de grandes plages ou de petites baguettes de séricite.

Les enclaves surmicacées ont moins de 50 cm d'épaisseur. Les plus larges ont des contours angulaires (fig. 3.10a) et les plus petites sont lenticulaires (Fig. 3.10b). Elles ont la même texture et la même composition que les micaschistes à staurotide développés autour des massifs granitiques.

Elles montrent à l'affleurement une foliation gneissique millimétrique soulignée par une alternance de bandes quartzo-feldspathiques et de bandes micacées. Les micas

soulignent une linéation minérale dans ces enclaves qui elles-mêmes sont allongées suivant la direction d'allongement des granites hôtes. Aucun plissement n'y a été observé. Le cœur schisteux est entre autre entouré par des lamelles de biotite non orientée. Le passage au granite hôte est toujours brusque.

Ces enclaves ne sont pas spécifiques à un granite donné, mais elles sont particulièrement abondantes sur le granite non orienté à biotite subordonnée d'Issia.

Elles présentent au microscope une texture grano-lépidoblastique marquée par une succession de micro-lits sombres et clairs. Les micro-lits sombres sont occupés par la biotite associée à la muscovite et les micro-lits clairs sont, quant à eux, occupés par des porphyroblastes de quartz et de microcline fortement albitisé, entourés par une masse quartzo-feldspathique à texture fine (saccharoïde).

Cette masse quarzo-feldspathique est constituée essentiellement par le quartz et l'oligoclase.

Les phénoblastes ont généralement des contours arrondis et présentent souvent une extinction ondulante.

La muscovite observée dans les lits sombres montre parfois des macles mécaniques.

Les minéraux accessoires sont l'apatite, la tourmaline, le grenat et le zircon disséminé dans la biotite.

L'altération se manifeste par une pseudomorphose du microcline par l'oligoclase ou par le quartz et la muscovite, par une pseudomorphose de l'oligoclase par le quartz et la muscovite, ou encore, par la chloritisation ou la sérichtisation de la biotite.

Les enclaves microgrenues à texture ignée sont en général plus fines que le granite encaissant. À l'affleurement, tandis que certaines paraissent assez homogènes du point de vue de la texture, d'autres sont par contre parsemées de phénocristaux de feldspath bien distinctifs à l'œil. Elles ont des formes lenticulaires et sont orientées dans la même direction que l'allongement du granite encaissant. Leur largeur peut aller jusqu'à 20 cm (fig. 3.11 a et b).

Au microscope ces enclaves présentent toujours une texture microgrenue porphyroïde avec de rares phénocristaux de quartz globuleux, parfois bipyramidalés, et de microclines également globuleux enveloppés dans une matrice microcristalline constituée par des cristaux xénomorphes d'oligoclase et de quartz associés à des plages de muscovite et biotite plus ou moins orientées. La quantité de biotite par rapport à la muscovite est assez variable.

Les minéraux accessoires sont constitués par le grenat, la tourmaline, le zircon et l'apatite.

On note deux générations de micas dont la première souligne une linéation minérale et la seconde est distribuée de façon quelconque.

Le microcline est partiellement ou totalement remplacé soit par de l'oligoclase, soit par l'association quartz + muscovite.

L'oligoclase est, lui même, parfois recristallisé, mais le plus souvent, il est pseudomorphosé par le quartz et la muscovite.

La biotite des deux générations de micas est parfois chloritisée et/ou partiellement remplacée par la muscovite (séricitisation).

Les figures 3.12a et b constituent une bonne représentation au microscope de ce type d'enclave. On y observe un phénocristal de microcline qui est en train d'être complètement remplacé par de l'oligoclase, le quartz et la muscovite qui cristallisent aussi au dépend du même microcline (Fig. 3.12.a). On note également la biotite qui subit une altération post-magmatique en chlorite et en muscovite (Fig. 3.12b).

3.3.2.3 – Le granite de Bitapia

Ce granite est très semblable à celui d'Issia, à la différence qu'il contient moins d'apatite et de tourmaline et que la fluorite y est absente, les pegmatites y sont rares et il y est observé des structures de déformation assez nettes, tant sur le terrain qu'au microscope. Il a été étudié sur de petits affleurements plats situés non loin du village Bitapia, sur l'axe routier Issia-Saïoua, à environ 13 Km de la ville d'Issia.

À l'affleurement, le granite de Bitapia présente une linéation minérale orientée entre les directions N30 et N40 (la direction de la D2). Le granite lui-même est allongé dans cette direction.

Au microscope (fig. 3.13), il présente une texture grenue porphyroïde. Une génération de micas (biotite et muscovite) flexueux soulignent une schistosité de flux de forme sigmoïdale occupant les microfractures intra et intercristallines. Le quartz et l'oligoclase sont souvent polycristallins ou déformés (extinction roulante), et allongés dans le sens de la schistosité. Le microcline est aussi, souvent déformé.

Une autre génération de micas, non déformés et sans orientation privilégiée, recoupe la première et forme des cloisons autour des minéraux quartzo-feldspathiques.

Ces observations indiquent le caractère tardif à post-tectonique du granite de Bitapia.

La minéralogie est caractérisée par la présence de phénocristaux de microcline et d'oligoclase moulés par des micas (muscovite et biotite), du quartz et une seconde génération d'oligoclase (résultant de l'altération du microcline ou de la recristallisation de l'oligoclase primaire).

Les minéraux accessoires sont constitués par des zircons disséminés dans la biotite, de rares tourmalines en petits grains, de l'apatite et des grenats.

Le microcline est souvent perthitisé, albitisé ou alors remplacé par l'association quartz + muscovite. La muscovite est prédominante sur la biotite qui quant à elle est souvent affectée par une chloritisation post-magmatique ou une altération en muscovite. L'oligoclase est parfois myrmékitique ou le plus souvent pseudomorphosé par le quartz et la muscovite.

3.3.2.4 – Autres granites : les granites fins orientés à deux micas

Ce sont des granites à grains fins, à biotite ± muscovite, orientés et apparaissant sous forme de petites masses circonscrites disséminées sur les bordures du granite d'Issia.

A l'affleurement, il est très semblable aux enclaves granitiques rencontrées à l'intérieur des grands dômes. La différence à l'échelle macroscopique est qu'il est nettement plus riche en biotite, il est presque toujours équigranulaire et il montre une orientation des grains plus prononcée.

Au microscope, la roche présente une texture microgrenue et une linéation minérale nette soulignée par les micas (Fig.3.14). À cette linéation majeure, se superpose une autre, plus discrète et soulignée par une deuxième génération de micas recoupant la première.

Ces caractères pétro-structuraux confèrent à cette roche un caractère synchronique.

Du point de vue minéralogique (Fig. 3.14), on distingue des microclines souvent à extinction ondulante et/ou perthitisés emballés par des minéraux néoformés, et du quartz à extinction roulante ou polycristallin. Les micas sont représentés par la biotite et la muscovite.

Accessoirement, on note l'existence de l'apatite, du zircon (disséminé dans la biotite), de la chlorite et du grenat.

L'altération est marquée par une albitisation et le remplacement du microcline par le quartz et la muscovite.

L'oligoclase présente des exsolutions de quartz ou des remplacements par l'association quartz + muscovite.

La biotite est rarement chloritisée, mais elle est souvent remplacée par la muscovite.

3.4 – Caractères géochimiques des roches étudiées

Cette étude prend en considération, les granites, les pegmatites associées et les micaschistes à staurotides encaissants.

3.4.1 – Analyse des éléments majeurs et traces

La géochimie des éléments majeurs et traces des formations géologiques étudiées est résumée dans les tableaux 3.2 et 3.3, et représentée graphiquement par les figures 3.15 à 3.21.

Dans le diagramme normatif ternaire albite-anorthite-orthose (Barker, 1979), les granites et leurs enclaves felsiques tombent dans le champ du granite (fig. 3.15).

Les valeurs normatives totales de albite+quartz+orthose sont généralement supérieurs à 90% dans les granites, et les pegmatites associées (Tabl. 3.2 et 3.4). De ce fait, le diagramme ternaire quartz-albite-orthose (fig. 3.16) devient une représentation tout à fait appropriée. Dans ce diagramme, les granites et les pegmatites montrent des variations importantes du rapport albite/orthose et des proportions de quartz relativement constantes.

Les granites sont dans l'ensemble sur la ligne cotectique à 5kb tandis que les pegmatites sont à des pressions plus faibles (vers 3 kb).

Les granites, micaschistes et pegmatites sont peralumineux (Al_2O_3 molaire > $\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) et contiennent du corindon normatif. Les diagrammes corindon normatif vs $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ et $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs Fe_2O_{3T} indiquent que les granites sont de type-S (Fig. 3.17-3.19).

Les granites sont particulièrement très siliceux (SiO_2 entre 72 et 73wt%), potassiques ($\text{K}_2\text{O} > 4,5$ wt% et $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$) et ont des valeurs faibles en CaO (0,12-0,67).

Par comparaison aux granites et aux pegmatites, les roches encaissantes (micaschistes) ont des valeurs plus élevées de Fe_2O_3 , MgO , K_2O et TiO_2 , et des valeurs plus faibles de SiO_2 . En fait, nous remarquons dans l'ordre micaschistes, granites de la Lobo, granites de Bitapia, granites d'Issia et pegmatites, une diminution systématique de Fe_2O_3 , MgO , K_2O et TiO_2 , et une augmentation de SiO_2 et de Na_2O .

Les tableaux 3. 4 et 3.5 représentent les compositions moyennes pour chaque type de roche. Ils illustrent de façon plus éloquente les variations de composition ci-dessus mentionnées.

Tous ces tableaux et figures indiquent clairement que le granite d'Issia est plus évolué que ceux de la Lobo et de Bitapia, mais aussi que les pegmatites constituent les roches les plus évoluées dans l'ensemble.

Les données géochimiques ont été également analysées à partir de plusieurs autres diagrammes en vue de discriminer les environnements géotectoniques de mise en place des roches granitiques. Ces données se regroupent dans le champ granite syn-collisionnel + granite intraplaque du diagramme Rb vs SiO₂ (fig. 3.20a).

Cependant, dans le diagramme Rb vs Yb+Ta, les échantillons sont éparpillés vers le point triple granite d'arc volcanique - granite intraplaque - granite syn-collisionnel caractérisant les granites post-collisionnels, qui sont par ailleurs les plus difficiles à classifier avec les données géochimiques (Fig. 3.20c), (Koralay et al., 2001). Sur ce dernier diagramme, les points sont spécifiquement distribués entre les champs des granites syn-collisionnels et intraplaques. On note par ailleurs sur ce même diagramme, que les enclaves felsiques et les granites fins à deux micas sont les seuls qui sont complètement dans le champ Syn-collisionnel. Toutes les autres roches sont proches ou dans le champ des granites intraplaques.

Sur le diagramme Rb-Hf-Ta (Fig. 3.20b), les échantillons sont distribués autour de la limite des champs des granites syn-collisionnels et tardi ou post-collisionnels. Ici encore seul les granites fins à deux micas et les enclaves felsiques sont complètement dans le champ Syn-collisionnel, les autres sont regroupés dans le champ tardi et post-collisionnel.

3.4.2 – Analyse des éléments des terres rares (ETR)

Les granites de la région d'Issia sont caractérisés par de faibles teneurs en éléments de terres rares (Σ ETR = 27,42-56,37), (Tabl. 3.3 et 3.5) par rapport aux schistes encaissants

($\sum \text{ETR} = 75,62\text{-}140,61$). Aussi, remarque-t-on une diminution de la quantité moyenne des ETR et de la moyenne du rapport [La/Yb] dans l'ordre suivant : granites fins orientés à deux micas (granite de bordure), granites de la Lobo, granites de Bitapia et granites d'Issia (tabl. 3.3 et 3.5, Fig. 3.21). Les échantillons de pegmatites ont les plus faibles valeurs en ETR ($\sum \text{ETR} = 3.34\text{-}22.14$) et les plus faibles valeurs du rapport [La/Yb].

3.4.3 – Analyse des isotopes : géochronologie

Des mesures isotopiques ont été effectuées au Laboratoire de géochimie isotopique du Bureau d'études géologiques de Yichang en Chine. Ces mesures ont porté sur sept échantillons du granite d'Issia. Les résultats des analyses sont fournis dans le tableau 3.6. Les sept échantillons analysés fournissent des valeurs de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Rb}$ de faible étendue (8,16 à 14,69) et définissent une isochrone à $2106\pm78\text{Ma}$ pour un indice des déviations pondérées (en anglais MSWD ou Mean Standard Weighted Deviation) de 1,5 et un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de 0.6988 ± 0.011 (2σ), (Fig. 3.22).

Kouamélan (1996) a effectué des mesures géochronologiques sur le même granite (granite de type Issia, échantillon DLO3bis) par les méthodes U/Pb sur monozircon et Nd sur roche totale.

L'âge modèle Nd (roche totale) recalculé avec un rapport moyen de 0,105 en supposant que le fractionnement a lieu à 2100 Ma est de 2350 Ma. ε_{Nd} est de +1,74 à 2100. Les datations sur monozircon donnent deux types âges obtenus à deux stades

d'évaporations. L'âge obtenu à la première évaporation étant de 1951 ± 11 Ma et celui de la deuxième évaporation étant de 2305 ± 17 Ma à 2212 ± 7 Ma.

On constate qu'aucun de ces deux âges ne correspond à celui que nous obtenons par la méthode Rb/Sr.

Selon Kouamélan, l'âge de 1951 ± 11 Ma obtenu sur le granite d'Issia pourrait éventuellement être lié à une perte de plomb due à l'influence du magmatisme alcalin qui se produit vers 1500-1600 Ma, mais il n'en est pas certain. La variation des âges au cours de la deuxième évaporation serait sans doute liée à la présence de cœur hérédité, probablement d'âge Archéen.

Pour valider ou rejeter notre résultat, il nous semble nécessaire alors de le comparer à ceux obtenus sur le leucogranite de Ferké dont Kouamélan a obtenu un âge plus précis avec la méthode U/Pb sur monazite (granite de type Ferké, échantillon KT116).

Cette approche s'appuie sur deux raisons essentielles : d'une part le fait que les deux massifs sont localisés dans des contextes différents (le massif d'Issia dans le domaine de transition et le massif de Ferké dans le domaine purement protérozoïque) et d'autre part le fait que le massif de Ferké est une continuité du granite d'Issia vue la similitude de structures et de compositions (Méloux, 1969 ; Kouamélan, 1996) entre les deux roches.

Sur le massif de Ferké, l'âge modèle Nd recalculé en supposant que le fractionnement s'est produit à 2100 Ma est de 2374 Ma et ε_{Nd} est de +1,5 à 1200 Ma. Les datations sur monazite donnent un seul âge à 2094 ± 6 Ma.

L'âge 2094 ± 6 Ma est interprété par Kouamélan comme étant celui de la granitisation majeure du domaine Baoulé-Mossi qui a conduit à la mise en place des leucogranites. L'âge 2106 ± 78 Ma concorde avec l'âge 2094 ± 6 Ma en tenant compte de l'incertitude et est alors très plausible.

L'âge maximum de 2305 ± 17 Ma obtenu sur le granite d'Issia et les ϵ_{Nd} inférieurs à +2 dans les deux massifs leucogranitiques appuie l'hypothèse de l'existence d'une certaine composante archéenne.

3.5 – Résumé

L'étude des caractères pétrographiques et géochimiques des formations géologiques d'Issia montre que les granites d'Issia ont été mis en place, le long des structures de déformation D2, à l'intérieur des formations métapélitiques, notamment, des schistes argileux et des schistes chloriteux et sériciteux dans lesquels ils (les granites) ont généré d'importantes auréoles de métamorphisme de contact. Sur le terrain, nous notons l'existence de nombreuses enclaves métasédimentaires dans les granites qui présentent par ailleurs des contacts sinueux, irréguliers et localement diffus avec leur encaissant.

Les analyses minéralogiques et géochimiques indiquent que les granites étudiés sont siliceux, peralumineux et de type S et marqués par une abondance de muscovite, de tourmaline et recoupés par de nombreuses veines de pegmatites, surtout le granite d'Issia. Nous remarquons aussi des valeurs élevées en éléments alcalins et plutôt faibles en ETR, Ca, Fe, Mg et Ti.

La datation par la méthode du Rb/Sr couplée aux observations sur les données géochronologiques de Kouamélan (1996) montre que le granite d'Issia est le résultat d'une granitisation majeur à 2106 ± 78 Ma avec contamination de la croûte achéenne préexistante.

Parmi les trois granites, celui d'Issia semble le plus évolué et le moins déformé, possédant à l'intérieur et autour une plus forte densité de dykes de pegmatites, une abondance accrue en muscovite, tourmaline, apatite et fluorite.

Tabl. 3.1. Résumé des caractères minéralogiques et texturaux, et des observations de terrains des principaux granites

	<i>Minéraux essentiels</i>	<i>Minéraux accessoires</i>	<i>Textures pertinentes et altérations</i>	<i>Affleurements</i>
<i>Granite de la Lobo</i>	Feldspath-K (généralement microcline), plagioclase (oligoclase), quartz, biotite, muscovite (peu abondante)	Grenat, apatite, zircon, chlorite	Texture grano-(lérido)blastique avec une nette orientation des micas. Feldspath-K et quartz aussi bien sous forme de phénocristaux que de minéraux fins dans la matrice. Quartz très déformé ou fortement recristallisé. Feldspath-K parfois déformé et souvent remplacé par l'oligoclase ou par le quartz et la muscovite. Chloritisation post-magmatique de la biotite rare. Oligoclase souvent recristallisé ou remplacé par quartz et muscovite.	Affleure sous le pont de Dobia, à 4 km au Nord de Dobia et à 5 km au Nord de Guibouho. Linéation minérale en direction N30° à N40°. Rares dykes de pegmatites.
<i>Granite de Bitapia</i>	Feldspath-K (microcline), plagioclase (oligoclase), quartz, muscovite et biotite (peu abondant)	Zircon, tourmaline et grenat	Texture grano-(lérido)blastique avec une nette orientation des micas. Phénoblastes de microcline et d'oligoclase et de quartz moulés par les micas. Quartz et oligoclase souvent polycristallins ou déformés. Microcline souvent déformé, albitisé ou remplacé par quartz et muscovite. Oligoclase parfois myrmékitique ou remplacé par quartz et muscovite. Biotite souvent chloritisée ou remplacée par muscovite (altération post-magmatique).	Occupe de petites surfaces non loin du village Bitapia. Présente sur le terrain une linéation minérale en direction N30° à N40°. rares dykes de pegmatites.
<i>Granite d'Issia</i>	Feldspath-K (généralement microcline), plagioclase (oligoclase), quartz, muscovite, biotite (peu abondante)	Zircon, pistachite, grenat, abondance de tourmaline, apatite et fluorite	Texture grenue porphyroïde, parfois micropegmatitique, structure à cloisons micacées et à phénocristaux de quartz et feldspath-K. Phénocristaux de quartz et feldspaths-K. Quartz parfois déformé ou recristallisé. Microcline fortement albitisé ou souvent remplacé par quartz et muscovite. Oligoclase souvent myrmékitique ou transformé en quartz et muscovite. Altération post-magmatique de la biotite en chlorite ou en muscovite très fréquente.	Rencontré sur le grand dôme au Sud-Est de la ville d'Issia, sur le petit dôme au Sud-Ouest et vers le village Ouandia. Pas d'orientation préférentielle des minéraux à l'affleurement. Important réseau de pegmatites.

Tabl. 3.2. Compositions normatives et compositions en oxydes d'échantillons représentatifs des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.

	Micaschiste		Granite fin à 2 micas		Enclave felsique		Granite de type Lobo		Granite de type Bitapia		Granite de type Issia		Pegmatites (aprites)				
	Issia P-03	21-2	I.Est-02	I.Est-04	6'2	6'1-1	Lobo-02	Lobo-04	Bitapia-02	Bitapia-03	Issia P-04	Issia G-01	Ouandia-02	E.A01-01	E.A03-01	E.A05-01	E.A09-02
Oxydes (wt%)																	
SiO ₂	68.11	67.51	71.85	72.22	71.36	73.66	72.44	72.2	73.12	72.66	72.57	72.59	72.93	71.64	71.71	74.43	70.17
TiO ₂	0.45	0.37	0.15	0.15	0.12	0.13	0.16	0.15	0.12	0.14	0.09	0.11	0.11	0.01	0.02	N.D.	0.04
Al ₂ O ₃	15.94	16.95	15.51	14.9	14.94	15.44	15.13	15.26	14.84	15.16	15.32	15.08	14.84	15.83	16.38	14.36	17.03
Fe ₂ O ₃ ^a	5.14	5.46	1.24	1.23	1.49	0.99	1.18	1.24	1.05	1.16	1.1	1.18	1.04	1.02	0.68	0.24	0.57
MnO	0.07	0.06	0.01	0.01	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02	0.01	0.1	0.02	0.13	0.02
MgO	0.96	1.04	0.29	0.27	0.3	0.29	0.32	0.32	0.25	0.29	0.19	0.27	0.22	N.D.	0.04	N.D.	0.09
CaO	0.47	0.12	0.15	0.55	0.29	0.4	0.64	0.61	0.66	0.67	0.55	0.53	0.48	0.12	0.02	0.05	0.27
Na ₂ O	1.4	0.39	3.47	3.94	3.53	2.56	3.84	3.84	4.1	4.11	4.28	3.82	4.16	7.29	5.46	7.61	4.34
K ₂ O	4.28	5.25	5.42	5.3	4.88	4.75	5.11	5.16	4.9	4.92	4.57	4.91	4.69	1.26	2.09	0.25	2.62
P ₂ O ₅	0.39	0.13	0.2	0.38	0.25	0.29	0.38	0.39	0.3	0.3	0.43	0.39	0.35	0.46	0.24	0.29	0.17
LOI	2.39	2.41	1.92	0.9	1.56	1.57	0.93	1.22	0.85	0.87	1.05	1.22	1	1.6	3.25	2	4.37
Total	99.6	99.69	100.22	99.87	98.74	100.08	100.15	100.41	100.22	100.3	100.19	100.12	99.84	99.32	99.91	99.33	99.69
Paramètres																	
ANK	2.29	2.67	1.34	1.22	1.35	1.65	1.28	1.28	1.23	1.25	1.28	1.30	1.24	1.18	1.46	1.12	1.71
ACNK	2.04	2.59	1.31	1.13	1.28	1.53	1.16	1.17	1.12	1.14	1.18	1.20	1.16	1.17	1.45	1.11	1.63
Norme																	
Quartz	43.79	44.53	30.71	28.73	32.00	40.50	29.92	29.58	29.71	29.01	30.10	31.40	30.70	24.79	33.00	29.95	36.35
Orthose	26.31	31.92	32.62	31.68	29.70	28.52	30.46	30.77	29.17	29.27	27.27	29.37	28.07	7.63	12.79	1.52	16.26
Albite	12.30	3.39	29.84	33.65	30.70	21.96	32.71	32.72	34.87	34.94	36.49	32.64	35.57	63.04	47.74	66.06	38.48
Anorthite	0.04	0.61	0.76	0.50	1.48	0.29	0.95	0.74	1.52	1.57	0.21	0.34	0.33	0.61	0.10	0.25	0.36
Hypersthène	2.49	2.67	0.74	0.68	0.77	0.74	0.81	0.81	0.63	0.73	0.48	0.68	0.56	0.00	0.10	0.04	0.24
Hématite	5.18	5.47	1.24	1.22	1.49	0.98	1.14	1.20	1.01	1.12	1.04	1.15	1.03	0.83	0.70	0.00	0.55
Ilménite	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	0.02	0.04	0.00	0.00
Corindon	8.29	10.68	3.71	2.51	3.41	6.06	2.94	3.10	2.24	2.50	3.27	3.38	2.82	2.30	5.27	1.52	7.26
Apatite	0.88	0.00	0.00	0.84	0.00	0.64	0.84	0.86	0.66	0.66	0.95	0.86	0.77	0.00	0.00	0.00	0.39

^a Oxyde de Fe total

Tabl. 3.3. Compositions en éléments traces et en ETR d'échantillons représentatifs des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.

	Micaschiste		Granite fin à 2 micas		Enclave felsique		Granite de type Lobo		Granite de type Bitapia		Granite de type Issia		Pegmatites (aprites)				
	Issia P-03	21-2	I.Est-02	I.Est-04	6'2	6'1-1	Lobo-02	Lobo-04	Bitapia-02	Bitapia-03	Issia P-04	Issia G-01	Ouandia-02	E.A01-01	E.A03-01	E.A05-01	E.A09-02
Traces (ppm)																	
As	-	-	-	0.03	0.06	0.00	0.12	0.17	-	-	-	-	0.27	0.15	-	-	-
Ba	146.53	150.25	316.30	263.69	258.12	179.76	290.00	300.50	311.19	244.21	254.82	314.47	208.77	0.00	24.56	12.74	157.87
Co	27.19	13.60	49.84	21.15	29.16	5.91	25.61	21.04	28.84	36.56	28.07	30.38	31.54	34.13	28.17	43.75	27.30
Cr	51.16	144.86	55.57	26.96	165.64	81.15	31.88	46.18	48.56	42.92	57.04	54.32	46.14	23.77	45.62	30.96	46.89
Hf	2.27	2.33	2.23	2.18	1.61	3.01	2.37	2.47	2.01	1.98	1.69	1.72	1.67	3.88	1.47	3.11	1.60
Nb	n.a.	n.a.	9.00	9.00	10.00	11.00	9.00	9.00	9.00	10.00	10.00	9.00	8.00	17.00	11.00	20.00	9.00
Ni	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Rb	644.41	913.80	443.37	298.28	292.29	326.75	326.90	335.72	301.19	281.56	312.80	293.81	359.56	226.75	300.13	15.44	234.52
Sb	2.28	2.06	0.92	0.39	0.59	0.61	0.32	0.28	0.36	0.26	0.47	0.37	0.20	0.38	0.34	0.10	0.39
Sc	3.62	8.98	1.81	1.26	2.38	4.05	1.95	1.91	1.56	1.69	1.95	2.29	1.61	0.48	0.67	0.13	1.28
Ta	8.04	5.84	6.23	8.31	3.92	2.07	8.28	11.24	9.64	16.09	7.09	7.19	6.14	10.32	8.45	38.51	9.11
Th	4.90	2.95	2.97	2.44	1.85	2.17	3.52	3.79	3.99	3.85	1.41	1.99	2.83	0.77	0.74	0.60	2.96
U	9.07	7.72	3.14	4.39	3.85	5.88	4.19	5.01	4.75	4.86	6.08	3.61	7.37	17.47	4.21	3.67	11.01
Y	n.a.	n.a.	-	2.00	2.00	4.00	3.00	3.00	4.00	3.00	3.00	3.00	1.00	-	-	2.00	6.00
Zn	154.70	189.72	37.98	29.59	22.54	13.33	3.24	17.53	17.94	14.97	2.68	5.31	5.26	30.37	40.08	0.00	16.30
Zr	-	73.87	54.71	34.23	104.33	82.49	20.21	34.25	0.00	129.98	0.00	86.17	109.62	18.27	70.44	2.91	-
ETR (ppm)																	
La	14.57	31.19	10.22	8.81	6.80	8.08	10.40	10.74	9.77	9.42	5.86	6.94	6.67	0.48	1.27	1.90	4.29
Ce	39.62	61.25	28.48	24.41	16.64	22.50	29.23	29.79	26.95	26.01	13.24	18.24	17.47	0.00	2.20	1.39	10.70
Nd	14.08	37.82	11.79	9.98	6.96	9.47	10.49	11.21	9.96	9.57	4.58	6.51	6.83	0.00	0.72	1.06	3.24
Sm	4.69	7.38	3.28	3.08	2.09	2.94	3.40	3.48	3.05	2.92	2.18	2.44	2.67	1.92	0.77	0.76	2.39
Eu	1.29	1.44	0.64	0.52	0.38	0.35	0.59	0.58	0.60	0.63	0.89	0.60	1.07	0.31	0.16	0.13	0.39
Tb	0.92	0.63	0.25	0.23	0.20	0.29	0.28	0.29	0.27	0.26	0.44	0.49	0.47	0.05	0.05	0.09	0.21
Ho	0.10	0.23	0.05	0.10	0.09	0.16	0.09	0.13	0.11	0.10	0.09	0.05	0.12	0.45	0.10	0.13	0.35
Yb	0.34	0.58	0.10	0.09	0.11	0.20	0.12	0.16	0.19	0.15	0.15	0.16	0.17	0.12	0.10	0.22	0.55
Lu	-	0.08	-	-	-	0.04	0.01	-	0.01	0.01	-	-	-	-	0.01	0.02	-
ΣETR	75.62	140.61	54.82	47.24	33.27	44.02	54.61	56.37	50.91	49.07	27.42	35.43	35.47	3.34	5.38	5.67	22.14
La/Yb	43.25	53.66	98.56	93.17	61.80	40.19	85.10	68.05	52.26	62.60	38.79	44.50	39.44	4.21	12.39	8.76	7.82

n. a. = non analysé

Tabl. 3.4. Moyennes des normes et des valeurs en oxydes des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.

	Micashistes à staurotide n = 5	Granite fin à 2 micas n = 6	Granite de type Lobo n = 4	Granite de type Bitapia n = 4	Granite de type Issia n = 5	Pegmatites (aplite) n = 6
Oxydes						
SiO ₂	67.81	72.04	72.32	72.89	72.58	71.99
TiO ₂	0.41	0.15	0.16	0.13	0.10	0.02
Al ₂ O ₃	16.45	15.21	15.20	15.00	15.20	15.90
Fe ₂ O ₃ ^a	5.30	1.24	1.21	1.11	1.14	0.63
MnO	0.07	0.01	0.02	0.02	0.03	0.07
MgO	1.00	0.28	0.32	0.27	0.23	0.03
CaO	0.30	0.35	0.63	0.67	0.54	0.12
Na ₂ O	0.90	3.71	3.84	4.11	4.05	6.18
K ₂ O	4.77	5.36	5.14	4.91	4.74	1.56
P ₂ O ₅	0.26	0.29	0.39	0.30	0.41	0.29
LOI	2.40	1.41	1.08	0.86	1.14	2.81
TOTAL	99.65	100.05	100.28	100.26	100.16	99.56
Paramètres						
ANK	2.91	1.68	1.69	1.66	1.73	2.07
ACNK	2.77	1.62	1.58	1.55	1.63	2.04
Norme						
Quartz	44.16	29.72	29.75	29.36	30.75	31.02
Orthose	29.12	32.15	30.62	29.22	28.32	9.55
Albite	7.85	31.75	32.72	34.91	34.57	53.83
Anorthite	0.33	0.63	0.85	1.55	0.28	0.33
Hypersthène	2.58	0.71	0.81	0.68	0.58	0.10
Magnétite	0.22	0.03	0.07	0.07	0.09	0.19
Hématite	5.33	1.23	1.17	1.07	1.10	0.52
Iilménite	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02
Corindon	9.49	3.11	3.02	2.37	3.33	4.09
Apatite	0.44	0.42	0.85	0.66	0.91	0.10

^a Oxyde de Fe total, n = nombre d'échantillons

Tabl. 3.5. Moyennes des teneurs en éléments traces et en ETR des principales formations géologiques du gisement de columbo-tantalite d'Issia.

	Micashistes à staurotide n = 5	Granite fin à 2 micas n = 6	Granite de type Lobo n = 4	Granite de type Bitapia n = 4	Granite de type Issia n = 5	Pegmatites (aplite) n = 6
Traces						
As	0.00	0.02	0.14	0.00	0.00	0.04
Ba	148.39	289.99	295.25	277.70	284.64	48.79
Co	20.40	35.50	23.33	32.70	29.23	33.34
Cr	98.01	41.27	39.03	45.74	55.68	36.81
Hf	2.30	2.21	2.42	1.99	1.71	2.52
Nb	n. a.	9.00	9.00	9.50	9.50	14.25
Ni	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.	n. d.
Rb	779.10	370.82	331.31	291.38	303.30	194.21
Sb	2.17	0.66	0.30	0.31	0.42	0.30
Sc	6.30	1.54	1.93	1.63	2.12	0.64
Ta	6.94	7.27	9.76	12.87	7.14	16.60
Th	3.92	2.71	3.65	3.92	1.70	1.27
U	8.40	3.76	4.60	4.80	4.85	9.09
Y	n. a.	2.00	3.00	3.50	3.00	3.00
Zn	172.21	33.78	10.38	16.46	3.99	21.69
Zr	36.93	44.47	27.23	64.99	43.09	22.90
ETR						
La	22.88	9.52	10.57	9.59	6.40	1.98
Ce	50.44	26.44	29.51	26.48	15.74	3.57
Nd	25.95	10.88	10.85	9.76	5.55	1.25
Sm	6.04	3.18	3.44	2.99	2.31	1.46
Eu	1.37	0.58	0.58	0.61	0.75	0.25
Tb	0.78	0.24	0.28	0.26	0.46	0.10
Ho	0.17	0.08	0.11	0.11	0.07	0.25
Yb	0.46	0.05	0.14	0.17	0.15	0.25
Lu	0.04	n. d.	n. d.	0.01	n. d.	0.01
Σ ETR	108.11	50.98	55.49	49.99	31.42	9.13
La/Yb	48.45	95.86	76.57	57.43	41.65	8.29

n = nombre d'échantillons, n. a. = non analysé, n. d = non détecté

Tabl. 3.6. Données isotopiques de Rb/Sr/ sur le granite d'Issia

N° d'analyse	ID Échantillon	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} (\pm 2\sigma)$
1	15	346.7	76.64	13.55	1.10981 ± 0.00005
2	IssiaG01	234.9	84.92	8.162	0.94486 ± 0.00008
3	IssiaG02	244.6	78.23	9.252	0.97889 ± 0.00001
4	IssiaG03	252.3	88.51	8.415	0.95490 ± 0.00004
5	6'1-2	247.4	79.22	9.242	0.97838 ± 0.00006
6	IssiaP04	254.8	69.71	10.88	1.03652 ± 0.00005
7	IssiaP01	344.9	70.57	14.69	1.13927 ± 0.00006

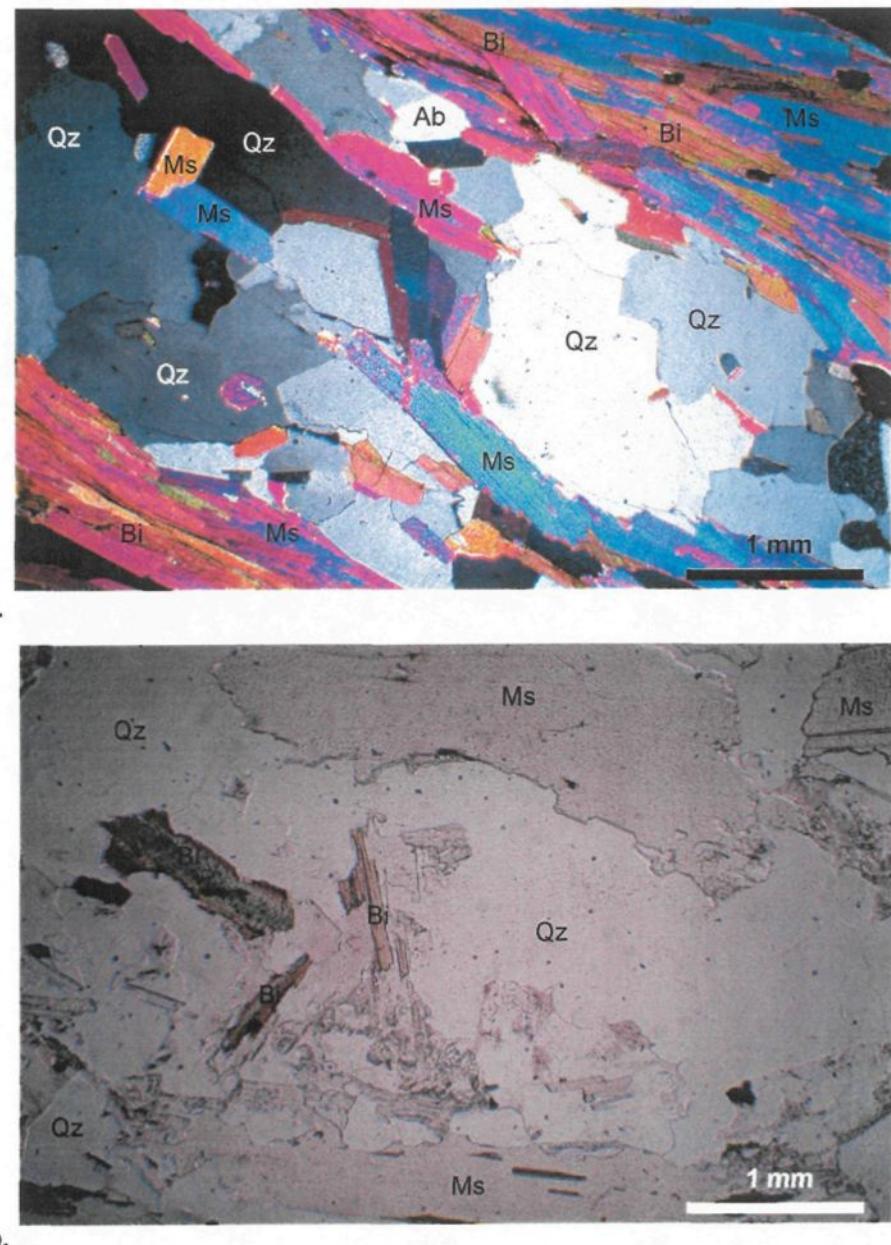


Fig. 3.1. **a.** Assemblage à biotite et muscovite marquant une schistosité S1, quartz polycristallin et à extinction roulante, et restes d'albite dans un micaschiste à staurotide. (Lame 21-2, lumière polarisée analysée). **b.** Biotite partiellement chloritisée dans un micaschiste à staurotide. (Lame ISSP 03, lumière polarisée non analysée)

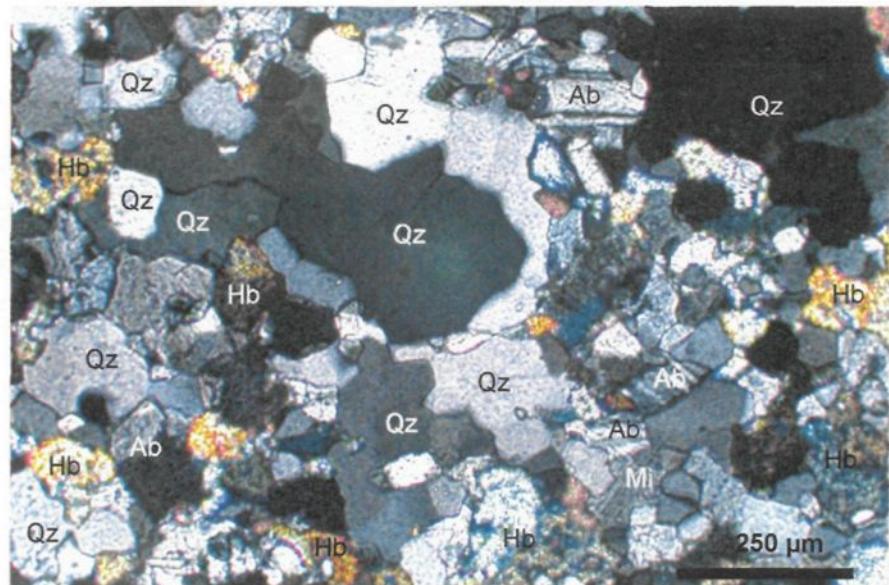


Fig. 3.2. Quartzite à amphibole (hornblende) à texture granoblastique. (Lame SEZO 09, lumière polarisée analysé).

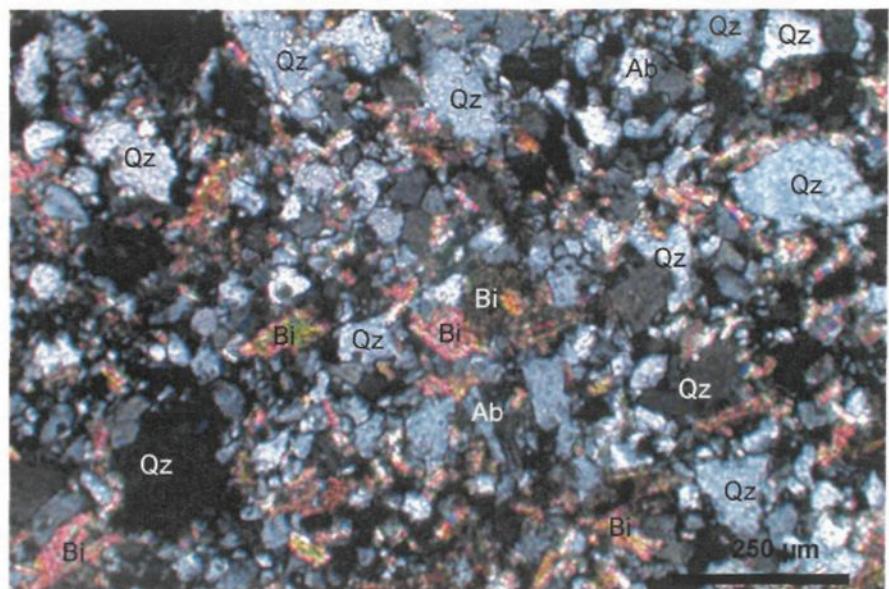
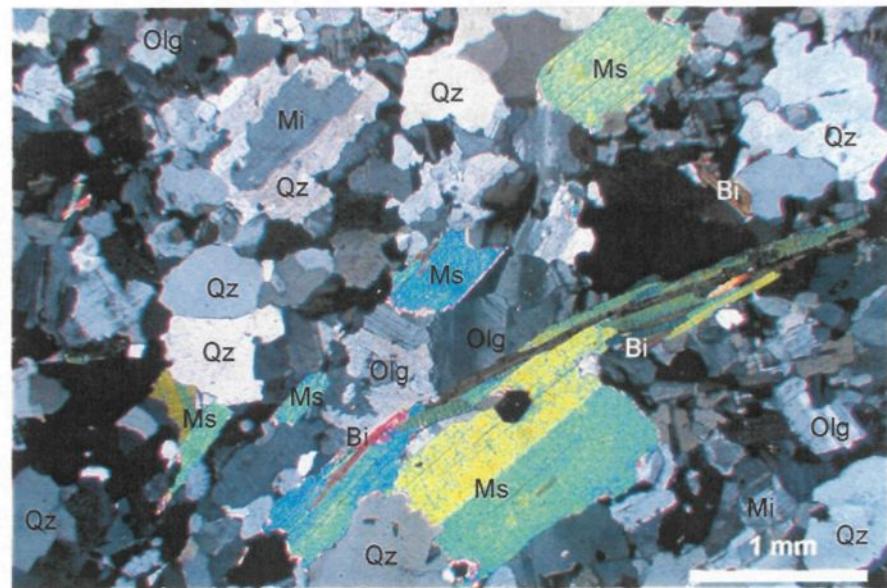
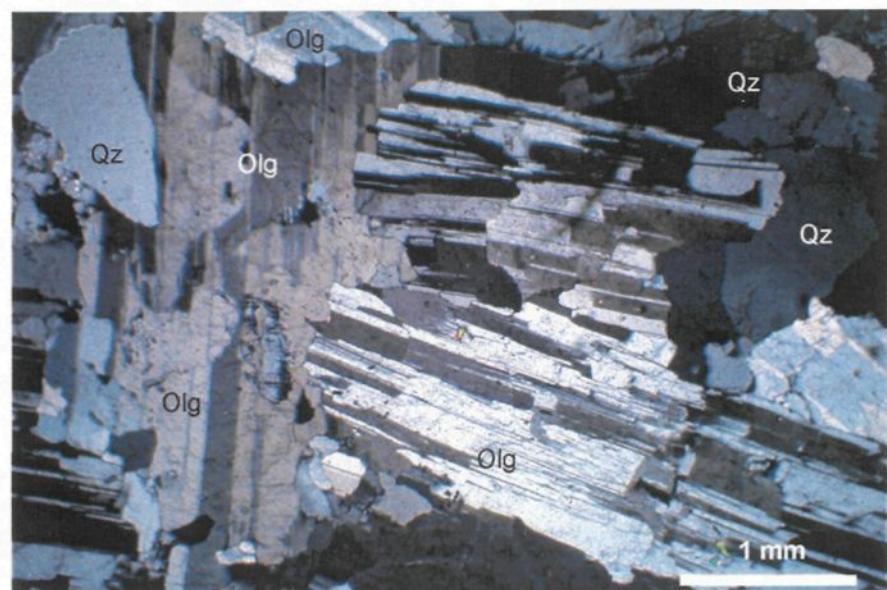


Fig. 3.3. Quartzite micacé à texture granoblastique. (Lame 30, lumière polarisée analysée).



3.4. Linéation minérale observée dans le granite de la Lobo. (Lame 9, lumière polarisée analysée)



3.5. Recristallisation de l'oligoclase dans le granite de la Lobo. (Lame Lobo 01, lumière polarisée analysée)

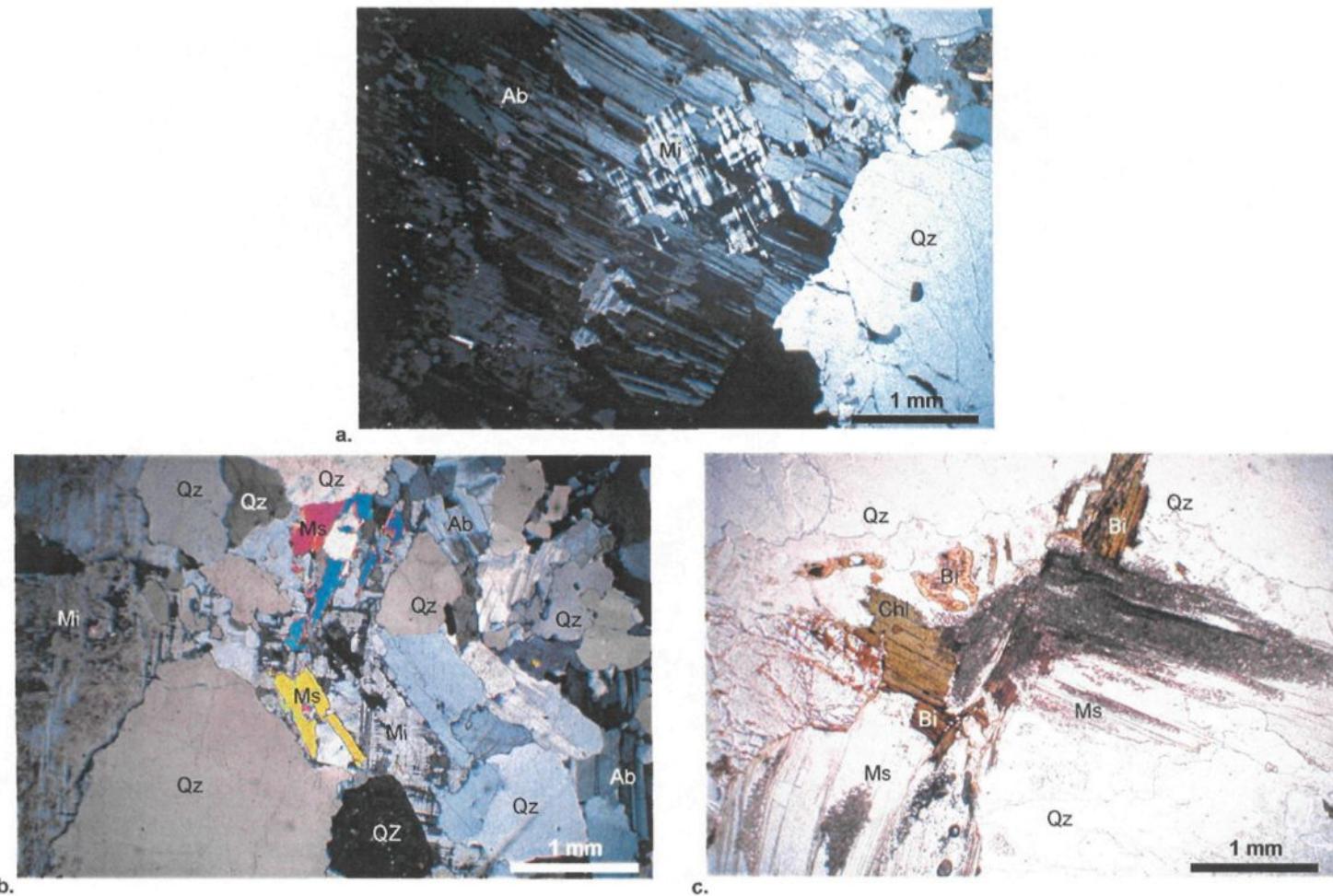


Fig. 3.6. Microphotographies dans le granite de la Lobo : **a.** Pseudomorphose du microclinal par l'albite dans le granite de type Lobo (Lame Lobo 01, Lumière polarisée analysée), **b.** Pseudomorphose du microclinal par le quartz et la muscovite (et séricite) dans le granite de la Lobo (Lame Lobo 01, lumière polarisée analysée), **c.** chloritisation et séricitisation de la biotite dans le granite de type Lobo, (Lame Lobo 01, Lumière polarisée non analysée).

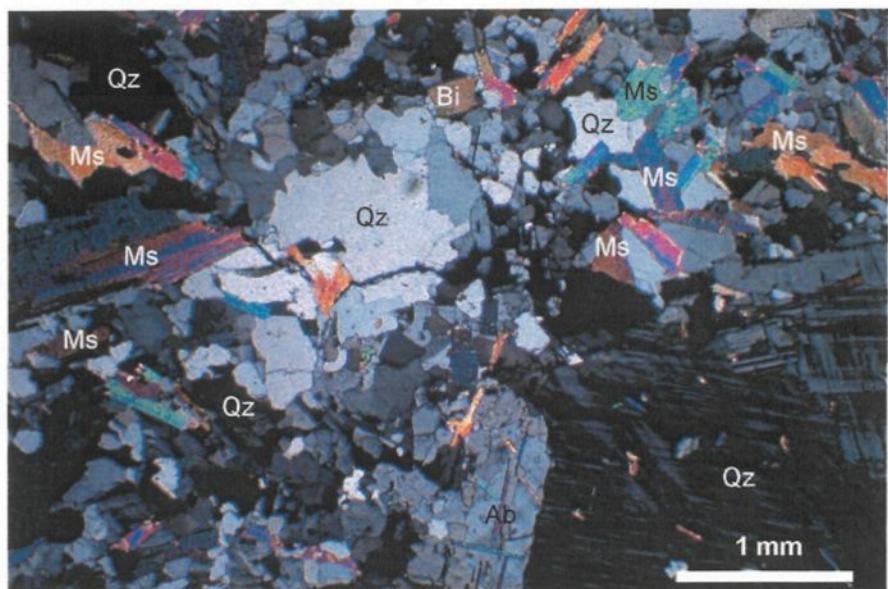


Fig. 3.7. Granite à biotite subordonnée à texture grenue porphyroïde d'Issia. (Lame IssiaG 01, Lumière polarisée analysée)

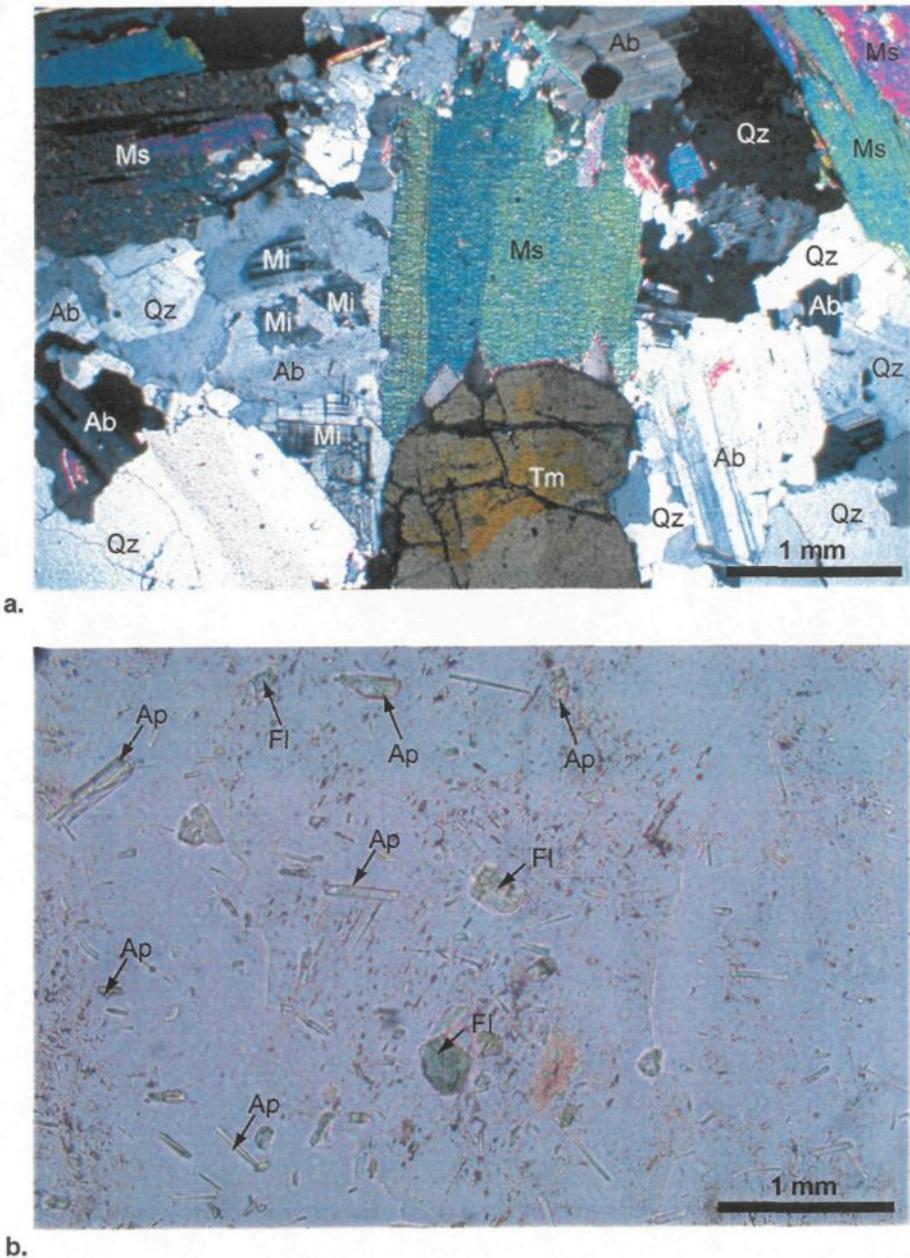


Fig.3.8 **a.** Assemblage à tourmaline, muscovite (et séricite), quartz, microclase et oligoclase dans le granite d'Issia. (Lame IssiaP 05, lumière polarisée analysée). **b.** Fluorite et apatite dans le granite d'Issia. (Lame IssiaP 05, lumière polarisée non analysée)

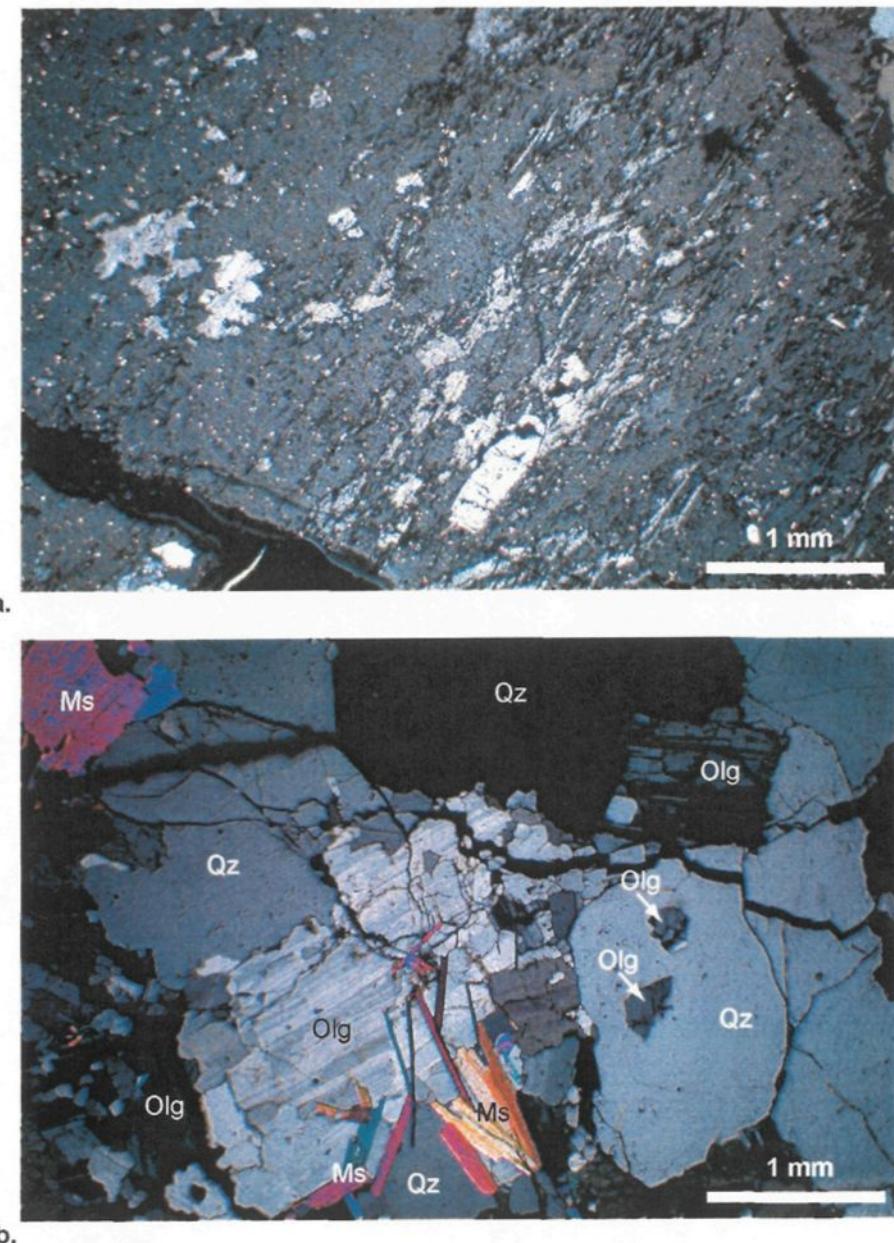


Fig. 3.9 a. Perthite issue de l'altération d'un microcline dans le granite d'Issia (Lame 11, lumière polarisée analysée). b. Pseudomorphose de l'oligoclase par le quartz et la muscovite (et sérécite) dans le granite d'Issia (Lame Issia P02, lumière polarisée analysée)



Fig. 3.10a. Enclave surmicacée à contours angulaires sur le petit dôme granitique d'Issia



Fig. 3.10b. Enclave surmicacée lenticulaire sur le grand dôme granitique d'Issia

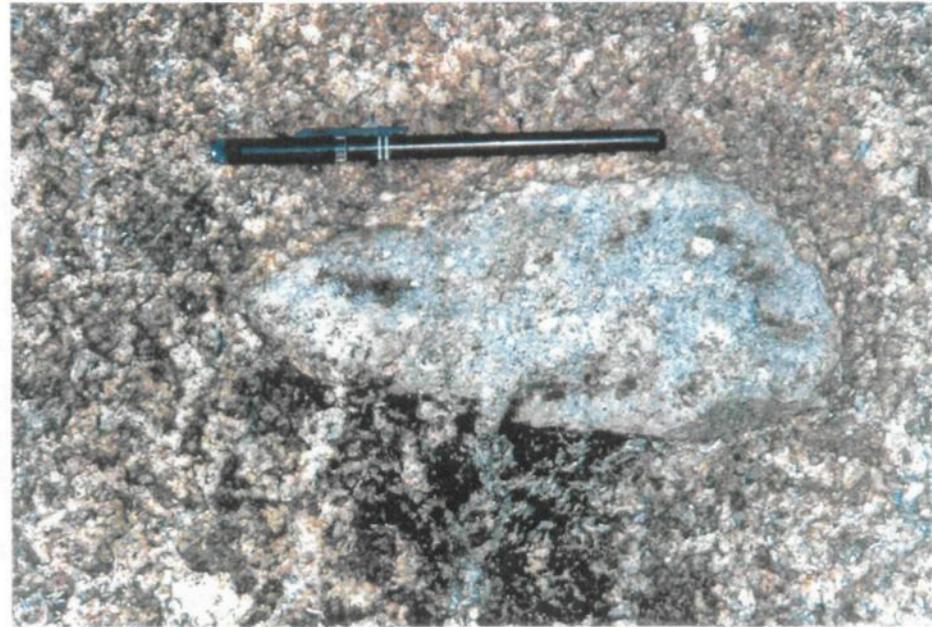


Fig.3.11a. Enclave de granite fin hétérogranulaire dans le granite d'Issia (grand dôme d'Issia) parsemée de phénocristaux de feldspaths



Fig.3.11b. Enclave de granite fin équigranulaire dans le granite d'Issia (grand dôme d'Issia).

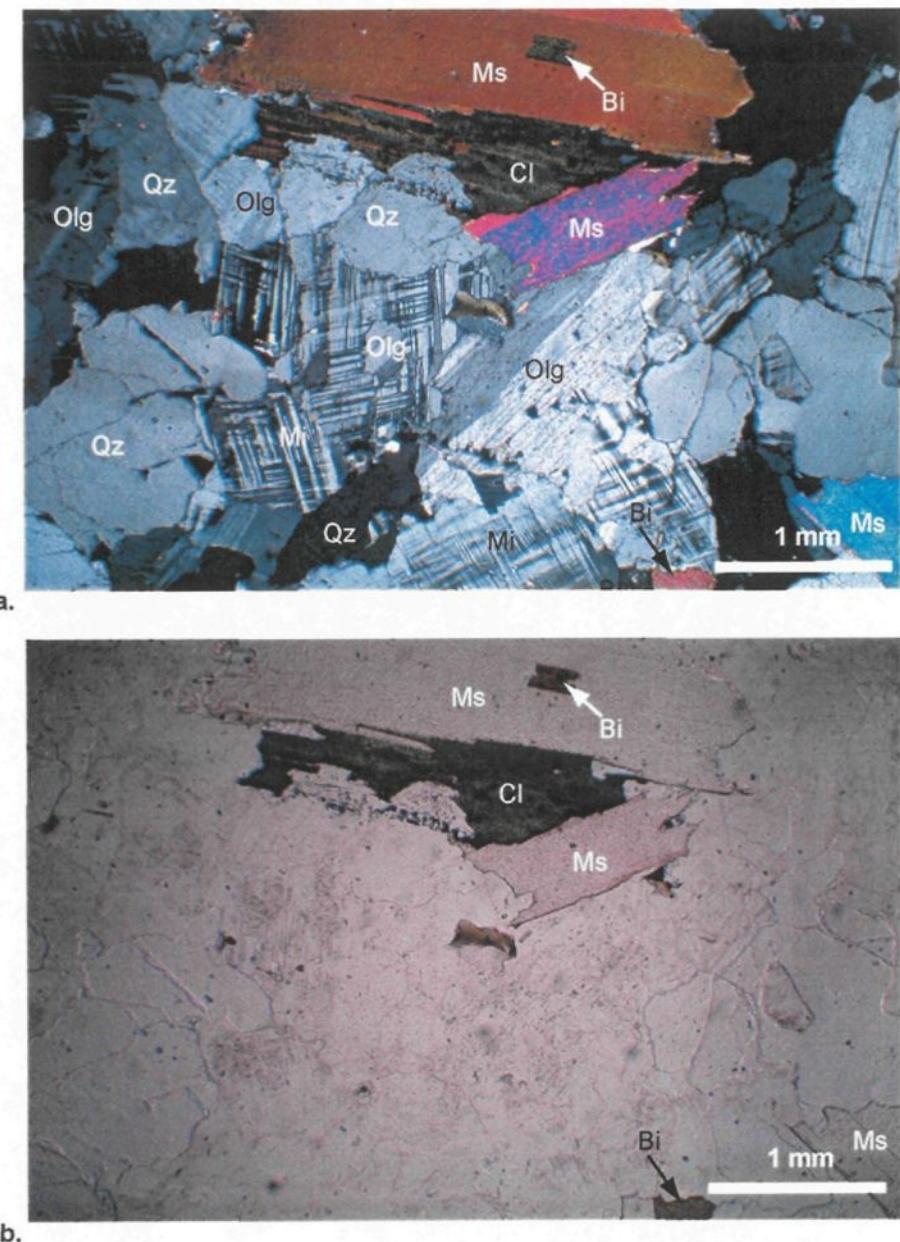


Fig. 3.12 a. Enclave de granite fin à deux micas : assemblage quartz, microcline, oligoclase, muscovite, biotite, chlorite. (Lame 6'6-1, Lumière polarisée analysée). b. La photo de la figure 3.12a vue en lumière polarisée non analysée

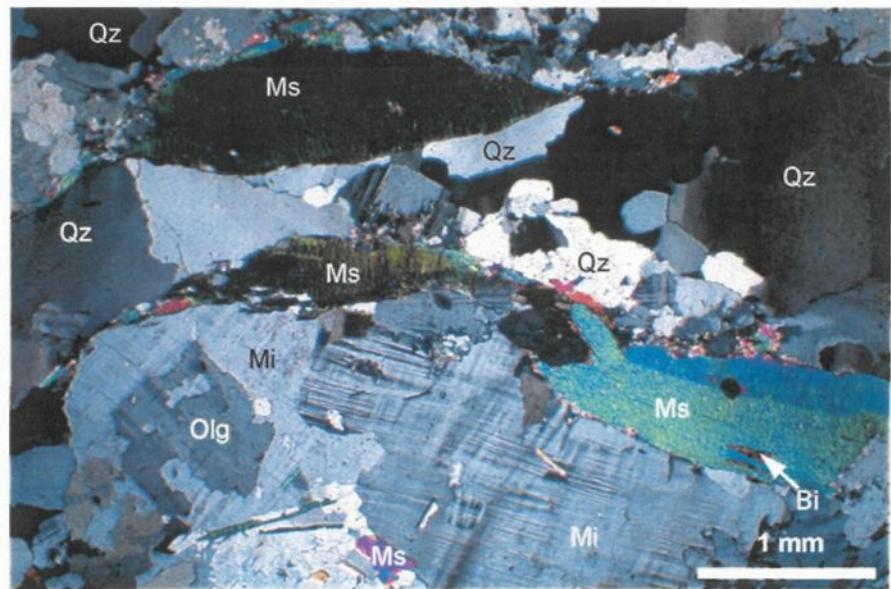


Fig. 3.13. Granite orienté à biotite subordonnée de Bitapia : assemblage à quartz, microcline, oligoclase, muscovite, biotite, chlorite. (Lame Bitapia 02, Lumière polarisée analysée)

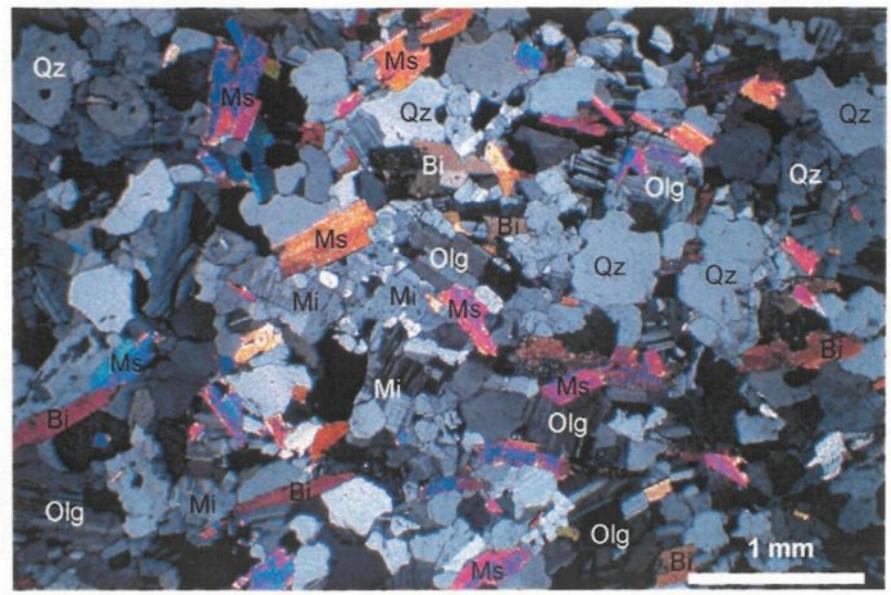


Fig. 3.14. Granite fin orienté à deux micas : assemblage à quartz, microcline, oligoclase, muscovite et biotite. (Lame Bitapia I-Est 04, Lumière polarisée analysée)

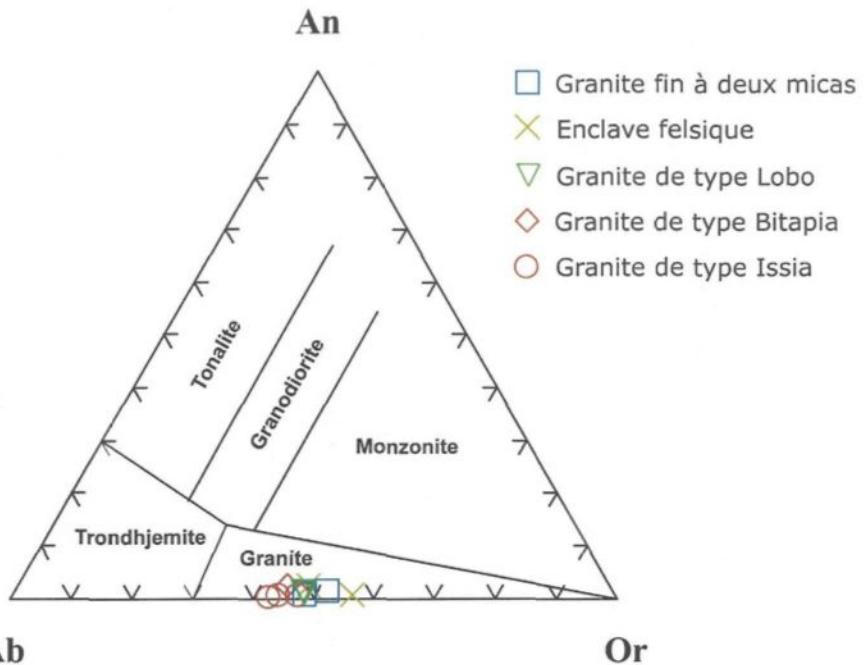


Fig. 3.15. Les granites d'Issia dans le diagramme normatif ternaire de Barker (1979)

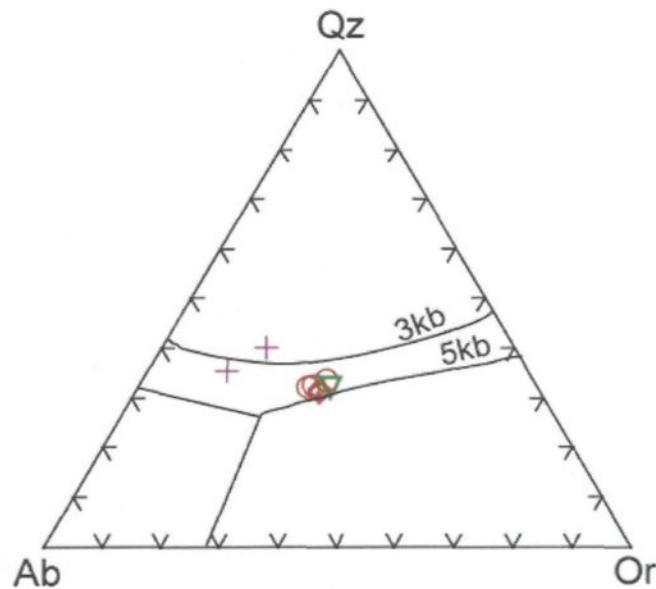


Fig.3.16. Les granites d'Issia dans le diagramme Qz-Ab-Or. Lignes cotectiques à 3kb et 5kb d'après Tuttle et Bowen (1958). Les symboles sont les même que ceux de la figure 3.15.

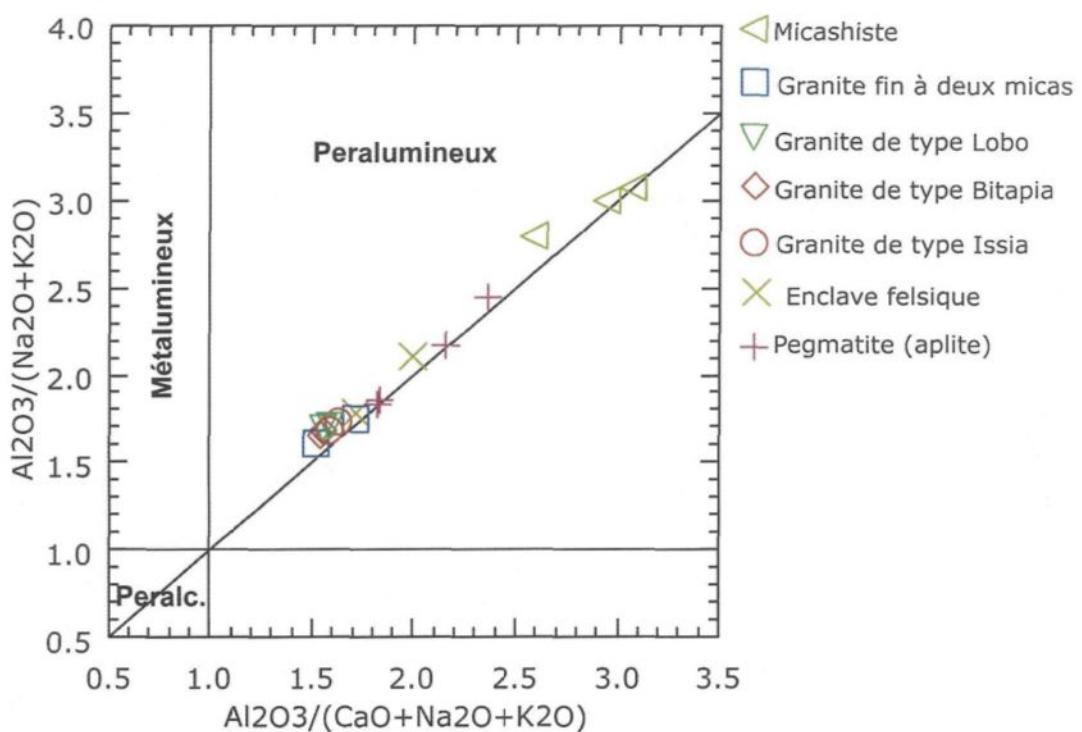


Fig. 3.17. Les ensembles granitiques et les micaschistes dans le diagramme des indices de Shand (Maniar et Picoli, 1989)

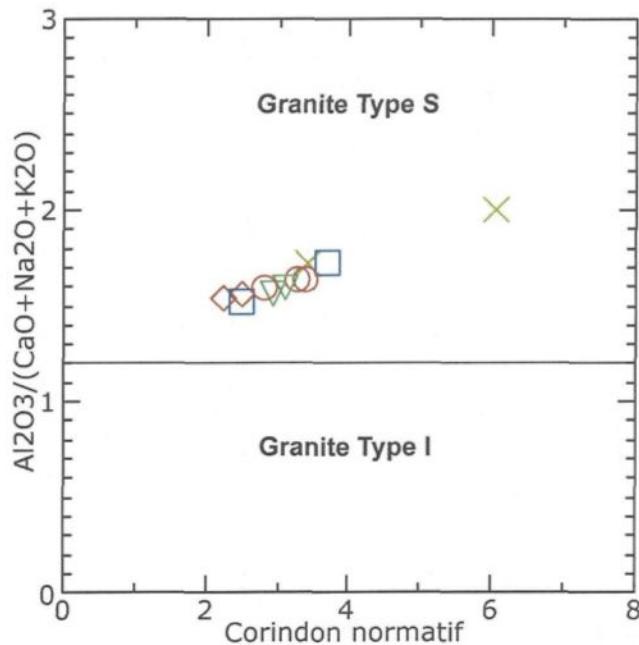


Fig. 3.18. Classification géochimique des protholites granitiques dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs corindon normatif de Chappel et White (1974). Les symboles sont les mêmes que ceux de la figure 3.17.

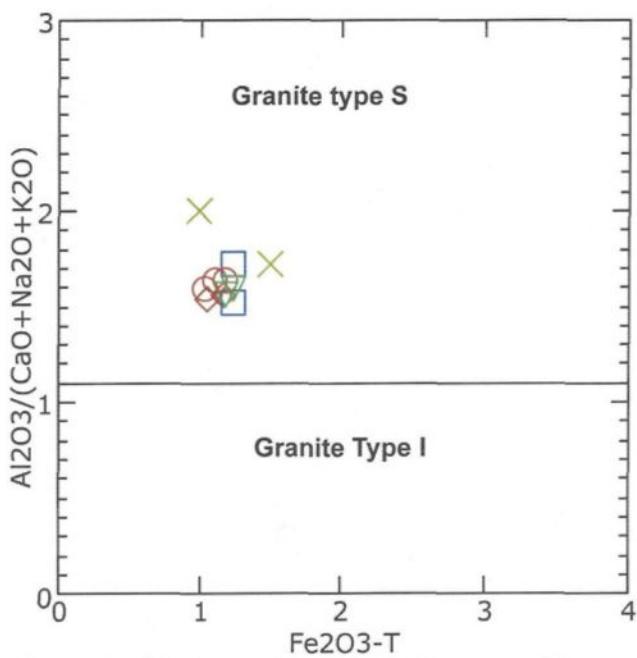


Fig. 3.19. Classification géochimique des protholites granitiques dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ vs $\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{T}$ de Marc (1992). Les symboles sont les mêmes que ceux de la figure 3.17.

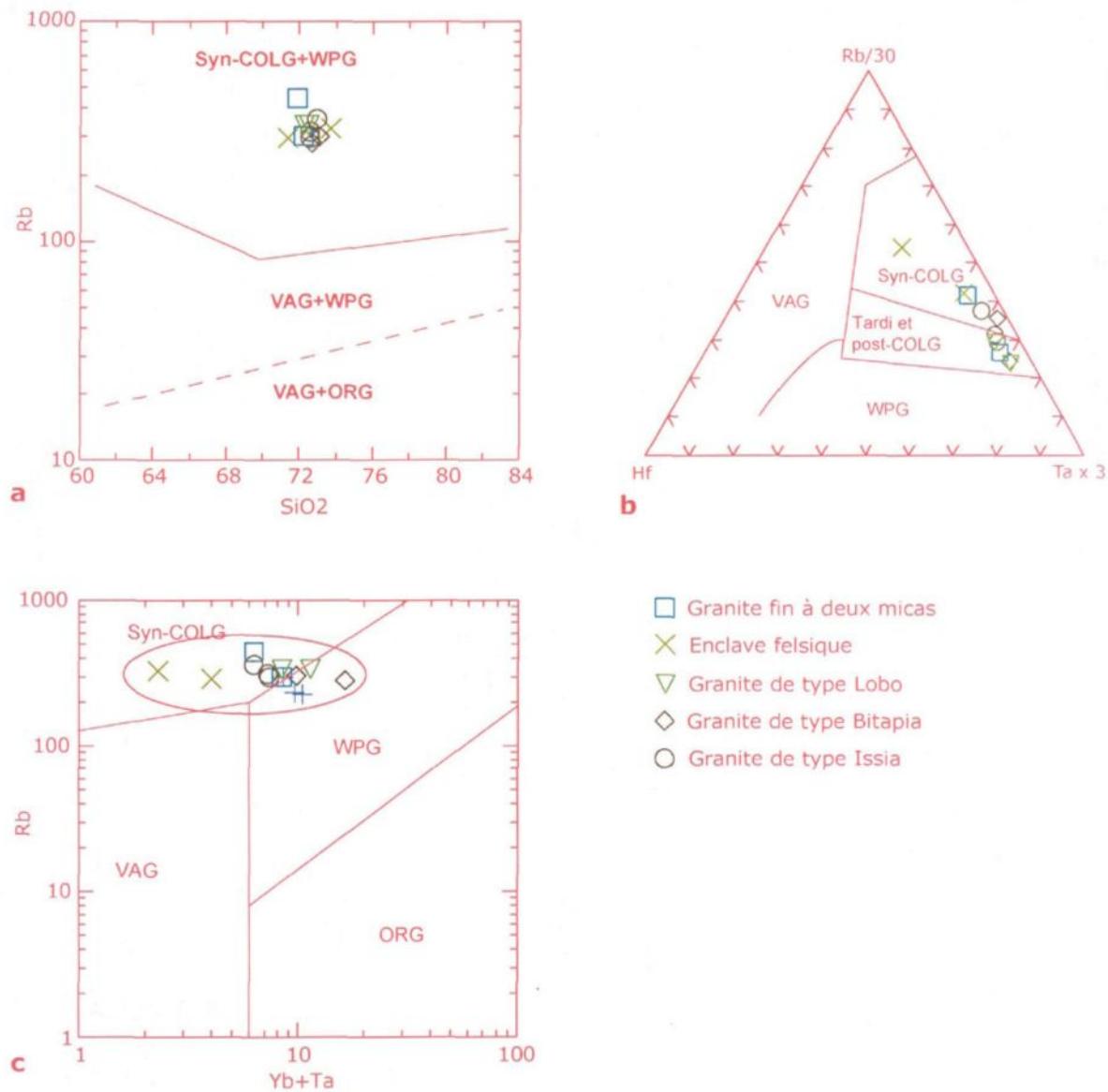


Fig. 3.20. Discrimination des environnements géotectoniques des granites dans les diagrammes de Pearce et al. (1984) et Harris et al. (1986) : Syn-COLG=Syn-collisionnel ; Tardi-COLG=tardi-collisionnel ; Post-COLG=post-collisionnel ; WPG=granite intraplaque ; VAG=granite d'arc volcanique ; ORG=granite de ride océanique.

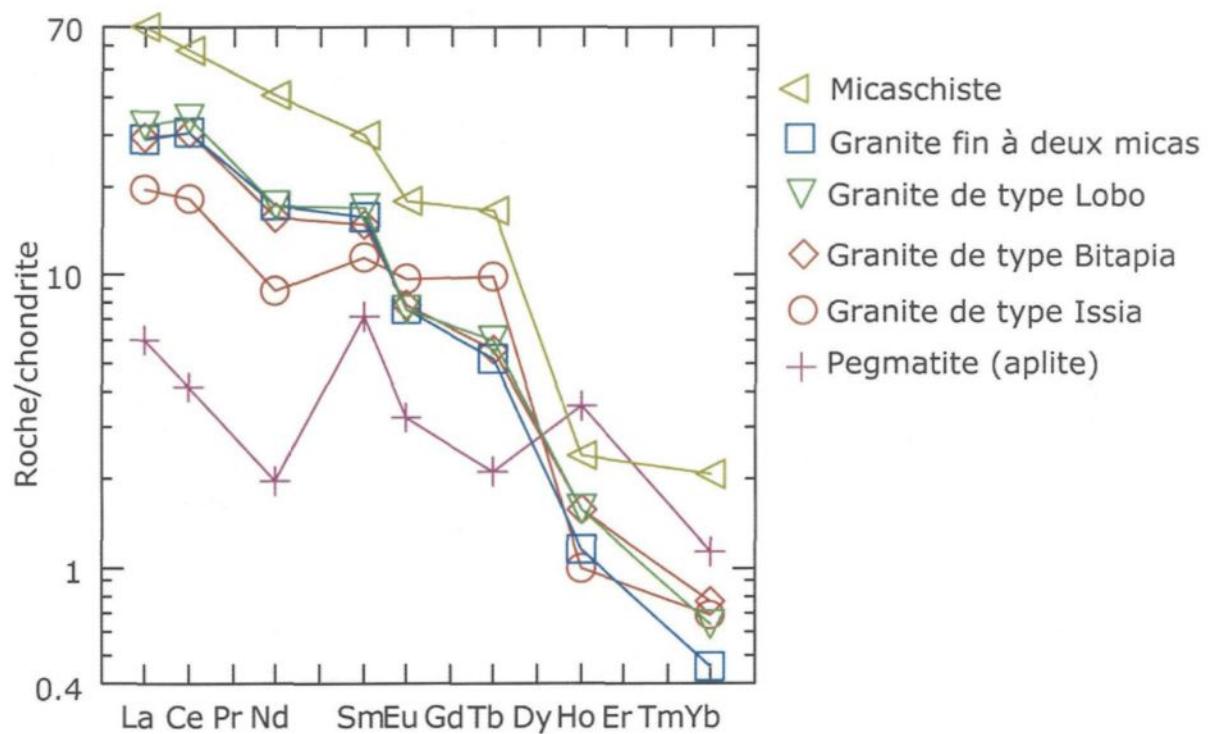


Fig. 3.21. Patrons des valeurs moyennes des éléments des terres rares normalisées par rapport aux chondrites.

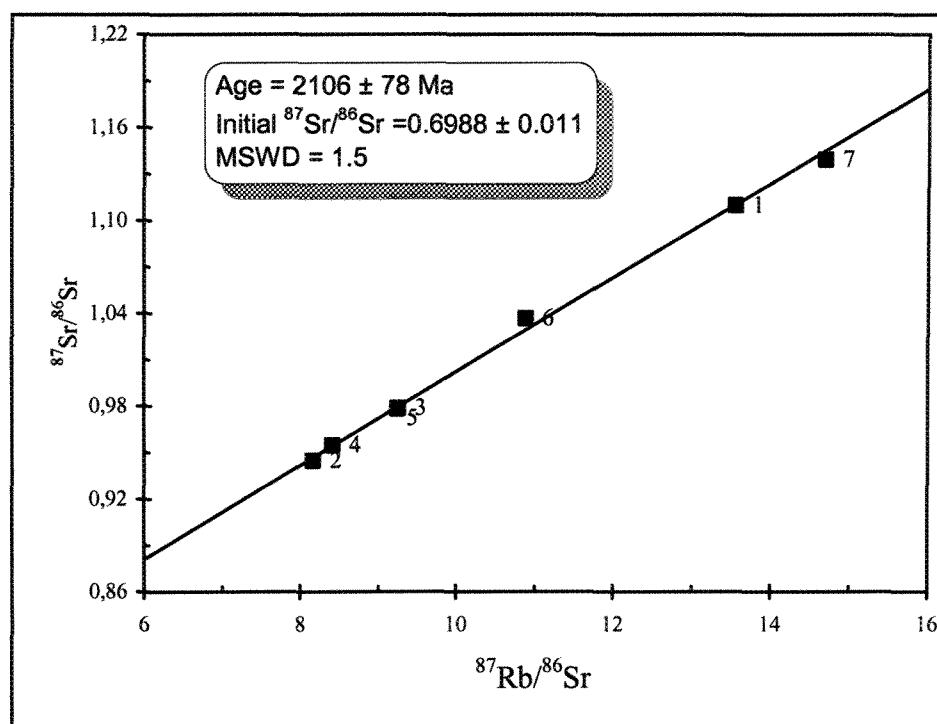


Fig. 3.22. Représentation des échantillons du granite d'Issia le long d'une isochrone de référence à $2106 \pm 78 \text{ Ma}$

CHAPITRE 4

PEGMATITES ET MINÉRALISATIONS COLUMBO-TANTALIFÈRES

4.1 – Les classifications des pegmatites

Les pegmatites granitiques ont fait l'objet de divers types de classifications. L'une des premières classifications adoptées est celle de Fersman proposée en 1931 et qui est basée sur les minéraux «typomorphes» de ces roches.

La période des années 40 à 1970 fut marquée par de grandes interventions des géologues russes (Vlasov, 1946; Beus, 1960; Ginsburg, 1960; Gordiyenko, 1971; Solodov, 1971; Varlamoff, 1971; Kuzmenko, 1976; Rossovskyi, 1977; et autres).

Ainsi, après la célèbre classification de Fersman (1931), il a été question de celle de Vlasov (1946) basée sur la nature des feldspaths.

Varlamoff (1971, 1972), dans le cadre de ses études sur les pegmatites du Centre et de l'Ouest de l'Afrique a introduit une classification basée sur celle de Fersman mais qui se réfère davantage aux minéraux des pegmatites qui résistent le mieux à l'altération météorique. Cette distinction a été faite dans le souci d'adapter une méthode d'étude aux pegmatites mises en place dans les conditions équatoriales et tropicales, où l'altération superficielle des roches est si intense et si profonde que l'identification des minéraux est rendu très difficile.

Tout récemment, un schéma de classification général des pegmatites granitiques basé à la fois sur les critères minéralogiques et sur l'environnement de mise en place a été proposé par Ginsburg et al. (1979), Ginsburg (1984) et modifié par Černý (1990, 1991).

Adam (1968, 1969), dans le cadre de ses études sur les pegmatites d'Issia et de la Côte d'Ivoire en général, a utilisé les classifications de Fersman et de Varlamoff.

De plus en plus, les chercheurs s'accordent sur le schéma de classification de Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991b) qui a l'avantage de prendre en considération à la fois le milieu de formation et la minéralogie. Cette classification subdivise les pegmatites en quatre grandes classes (Fig. 4.1 et Tabl. 4.1) : les pegmatites miarolitiques, les pegmatites à éléments rares, les pegmatites à muscovite et les pegmatites abyssales. Dans cette classification, la classe des pegmatites à éléments rares est elle-même subdivisée selon des critères chimiques et paragénétiques en plusieurs types et sous types présentés dans le tableau 4.2. Ces critères sont la géochimie de la pegmatite, la signature géochimique des minéraux accessoires, la structure interne et les conditions P-T de cristallisation (Černý, 1998a et b).

Dans le souci non seulement d'actualiser le débat sur les pegmatites de la région d'Issia, mais aussi d'en proposer une classification plus rigoureuse, il semble nécessaire d'adopter le schéma de classification de Ginsburg et Černý.

Dans de nombreux cas, la répartition des minéraux des pegmatites est loin d'être homogène ou, comme on semble l'avoir longtemps cru, désordonnée. Les minéraux

obéissent souvent à des lois de répartition et d'association. Les observations conduisent à la notion de zones, caractérisées à la fois par le type d'association et de dimension moyenne du grain. Une pegmatite est dite zonée lorsqu'on peut y observer plusieurs zones différentes.

Étant donné la grande variété des minéraux des pegmatites, il est nécessaire, pour définir les zones, de faire un choix. L'observation montre que la classification utilisée habituellement en pétrographie (minéraux cardinaux, essentiels, accessoires) doit rester à la base des discriminations des zones.

Les critères qui servent à discriminer les zones sont donc la composition minéralogique et le grain. Pour être complet, la définition de la composition minéralogique doit comporter la détermination précise des feldspaths, ce qui se fait aisément au microscope. Pour définir le grain des pegmatites, nous emploierons la terminologie adoptée par Roubault et al. (1953). Dans cette optique, les grains fins correspondent aux grains de diamètre inférieur à 3 cm, les grain moyens à ceux de diamètre compris entre 3 et 10 cm, les grossiers à ceux de diamètre compris entre 10 et 50 cm et enfin les grains très grossiers correspondent aux grains de diamètre supérieur à 50 cm.

4.2 – Distribution régionale des pegmatites d’Issia

4.2.1 - Généralités

Une analyse simple de la minéralogie et de la structure interne des pegmatites d’Issia permet d’en distinguer quatre types principaux (Allou et al., 2003; Allou et al., 2004) :

- type A, les pegmatites à muscovite;
- type B, les pegmatites à Be;
- type C, les pegmatites zonées à Be-Ta-Nb ;
- type D, les pegmatites zonées à Be-Ta-Nb-Li.

Ces pegmatites sont distribuées de façon plus ou moins zonale autour du granite d’Issia, ce qui est en accord avec le modèle de zonalité régionale de Trueman et Černý (1982), et Černý (1989). Le tableau 4.3 illustre les relations spatiales entre les granites de la zone étudiée et les types de pegmatites observés.

La zonalité régionale se manifeste par des changements dans les types et sous types des pegmatites et dans la composition minéralogique à travers les champs pegmatitiques. Cela se reflète bien évidemment dans la géochimie des pegmatites elles-mêmes et dans celle des minéraux constitutifs.

Les principales causes de la zonalité régionale sont présentées par Meintzer (1987) et Černý et Meintzer (1988) qui concluent que ce processus résulte de la combinaison de facteurs structuraux et géochimiques.

Dans un tel contexte, les pegmatites qui possèdent le plus fort enrichissement en éléments rares et en composés volatiles sont les plus éloignées des intrusions (Rossovskyi et Shmakin, 1978; Trueman et Černý, 1982; Černý, 1989, Sinclair, 1996), (Fig. 4.2).

4.2.2 – Pegmatites de type A : pegmatites à muscovite

Les pegmatites de type A sont les plus communes. Elles sont généralement intra-batholithiques et se rencontrent notamment sur les affleurements des trois types majeurs de granites.

Ces pegmatites se disposent sous forme de filons de faible épaisseur (<50 cm) qui recoupent les granites suivant des directions variées (Fig. 4.3). Les grains sont fins.

Elles sont constituées essentiellement de grands cristaux de feldspaths potassiques généralement graphiques et rarement en blocs, disposés dans une matrice à quartz, albite, muscovite, tourmaline ± biotite verte (chlorite). La tourmaline se concentre de préférence dans les éponges des filons. La biotite verte, le grenat, l'épidote verte et l'apatite sont les minéraux accessoires les plus communs.

4.2.3 – Pegmatites de type B : pegmatites à Béryl

Ces pegmatites, d'épaisseur allant jusqu'à 80 cm et à grains fins, se retrouvent dans les zones intra et péri-batholithiques du granite d'Issia.

Elles paraissent assez homogènes même si la tourmaline se dispose généralement sous forme de prismes allongés marquant des alignements le long des épontes, ce qui leur confère une certaine symétrie. Les minéraux de tourmaline sont généralement orientés perpendiculairement à l'orientation générale des pegmatites.

Dans les zones péri-batholithiques, ces pegmatites sont parfois bordées par des aplites (Fig. 4.4).

La paragenèse minéralogique est marquée par l'association microcline + albite (An5 à 8) + quartz + muscovite + tourmaline. Les minéraux accessoires sont le beryl, l'épidote verte, la chlorite et parfois la nontronite. Le microcline est visiblement perthitique et en plus faible proportion que l'albite.

4.2.4 – Pegmatites de type C : pegmatites zonées à Be-Ta-Nb

Ce sont des pegmatites zonées d'épaisseurs plus importantes (jusqu'à 15 m) se retrouvant exclusivement dans les zones de métamorphisme de contact du granite d'Issia, à l'intérieur des micaschistes à staurotide.

L'affleurement le plus exposé d'après notre étude est la pegmatite N°1 (N06°30'32.8'' ; W006°37'30.7'') localisée dans le secteur Étienne-Méguhé, à l'Ouest

du granite d'Issia (Fig. 4.5). De ce fait il a été choisi comme base de nos observations. Nous donnons ensuite des commentaires assez sommaires sur d'autres affleurements (moins exposés) du même type de pegmatite.

4.2.4.1 – La pegmatite N°1 (N06°30'32.8''; W006°37'30.7'')

Cette pegmatite est orientée N110°E, presque perpendiculairement à la direction birimienne locale. Ses contours ne sont pas bien définis à cause de la couverture végétale qui en occupe d'importantes surfaces. Toutefois, on note que le corps pegmatitique est encaissé dans un micaschiste fortement latéritisé, et il est visible sur environ quarante mètres suivant son allongement pour une largeur pouvant atteindre 15 m. La pegmatite présente à son contact avec le micaschiste une zone d'éponge (zone 0) marquée par une importante concentration de tourmaline et de quartz, qui sont distribués parallèlement à l'orientation de la pegmatite.

Sur la base des assemblages minéralogiques et de la texture, la pegmatite N°1 peut être divisée en cinq zones (Fig. 4.5) : (I) zone aplitique, (II) zone graphique à albite, (III) zone à albite et microcline, (IV) zone à microcline massive, et (V) zone à quartz et tourmaline. Le tableau 4.4 montre les relations paragenétiques entre les différentes zones de la pegmatite.

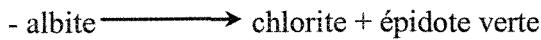
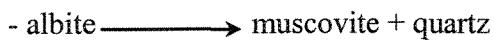
a - Zone I (zone aplitique)

La zone I se présente à l'affleurement comme une roche blanchâtre, parfois verdâtre sous l'effet de l'altération avec une texture fine. Il y est observé du quartz, des feldspaths et de la muscovite.

La teinte verdâtre est due à la propylitisation des feldspaths (altération en epidote). Très souvent, on y retrouve des phénocristaux ou des masses microgrenues de tourmaline (Fig. 4.6).

Au microscope, l'aplite présente une texture microgrenue porphyroïde et se compose essentiellement d'albite, de quartz et de muscovite (Fig. 4.7). Il y a aussi de rares microclines presque entièrement remplacés par l'albite. Accessoirement, on y distingue la chlorite, l'apatite, l'épidote verte et des oxydes de fer.

L'altération se manifeste sous quatre formes :



b - Zone II (zone graphique à albite)

Elle correspond à une pegmatite à grains fins hétérogranulaire par endroits, composée essentiellement de quartz, muscovite et albite. L'albite est peu abondante. Le quartz est souvent en association graphique avec ces feldspaths et la muscovite se présente sous forme de lamelles gris argenté du genre lithinifère.

Les observations microscopiques indiquent que l'albite a souvent une structure myrmékitique avec exsolution de quartz. Elle est associée à du quartz et de la muscovite. Le microcline n'est pas observé dans cette zone. Les minéraux accessoires sont l'apatite, la chlorite, la séricite, la nontronite et des opaques oxydés.

Du point de vue de l'altération (Fig. 4.8), outre la mirmékytisation observée sur l'albite, on note aussi une sérichtisation avec formation de quartz et de muscovite (et séricite) à partir de ce même minéral.

L'albite montre des déformations constantes et quelques fois des recristallisations. La chloritisation y est également fréquente.

c - Zone III (zone à albite, microcline)

Elle est à grains moyens et marquée par l'existence de beryl et surtout de minéraux de columbo-tantalite (Fig. 4.9). Les feldspaths sont en proportion plus importante que dans la zone précédente. Ici encore, la structure graphique de la zone II s'observe.

Les observations au microscope indiquent une forte proportion d'albite associée au microcline qui est par ailleurs peu abondant. À ces deux minéraux sont associés du quartz et de la muscovite.

Les minéraux accessoires se composent de beryl, d'apatite, de chlorite, de pistachite, de nontronite et de columbo-tantalite.

Les altérations se manifestent par de nombreuses réactions de remplacement métasomatique (Fig. 4.10). On note en effet, un fort remplacement du microcline par l'albite (formation d'albite et de microcline perthitique), le remplacement de l'albite et du microcline par du quartz et de la muscovite (ou la séricite), la chloritisation et la propyllitisation de l'albite (formation d'épidote verte).

Le quartz se présente soit sous forme de microveinules avec des apophyses dans l'albite, soit sous forme de couronne autour de l'albite. La muscovite est souvent associée au quartz autour de l'albite dont ils sont généralement issus.

d - Zone IV (zone à microcline massive)

C'est une zone à grains grossiers présentant à l'affleurement de grands cristaux de feldspath avec de nombreuses exsolutions de quartz conférant à la roche une structure graphique plus ou moins bien prononcée (Fig. 4.11).

L'analyse microscopique (Fig. 4.12) montre que les feldspaths sont essentiellement du microcline avec de rares exsolutions d'albite. Le quartz se présente sous forme de microveinules avec des apophyses dans le microcline et renferme souvent des îlots de

microcline de même orientation que les grandes plages de microcline hôtes. Ces microveinules de quartz ne coupent jamais l'albite puisque ce dernier se forme par exsolution et s'arrête au niveau du quartz.

Ces relations spatiales, résultant des diverses formes d'altération qu'a subies cette zone de la pegmatite, indiquent que le microcline était le minéral hôte et qu'il a fini de cristalliser avant que le quartz ne s'introduise. La muscovite est très peu abondante et elle est presque toujours associée au quartz.

Enfin, on note par ailleurs de rares associations de la muscovite avec le quartz sur les bordures du microcline. Ceci résulte des dernières réactions métasomatiques entre le fluide résiduel et le microcline.

e - Zone V (zone à quartz)

La zone V est essentiellement constituée par du quartz en association graphique avec de la tourmaline. Cette zone est très mince et est répartie sous forme de petites lentilles alignées au cœur de la zone IV.

Sur la figure 4.11 on peut observer la zone IV de la pegmatite N°1 renfermant la zone V qui est marquée par une association quartz-tourmaline suivant une forme lenticulaire.

4.2.4.2 – Autres pegmatites de type C

a – La pegmatite N°2 (N06°30'36.5"; W006°37'32.5")

Cette pegmatite de direction N108° paraît assez épaisse, large d'au moins 10 m et longue d'au moins 25 m, mais compte tenu du couvert végétal trop important et de la latéritisation très poussée à l'affleurement, elle n'a pu être étudiée dans le détail.

On y reconnaît deux des zones identifiées dans la pegmatite N°1. Il s'agit de la zone III à albite et microcline et de la zone IV à microcline massive. La zone I (aplitique) est aussi observée sous forme d'éboulis dispersés autour de la pegmatite.

- La zone III à albite et microcline

Cette zone montre une texture grossière et une structure graphique hétérogranulaire. À l'affleurement, elle se compose de grands cristaux de feldspath renfermant de nombreux minéraux sous forme d'inclusions. Ces feldspaths sont agencés par une matrice constituée essentiellement de quartz et de muscovite.

Les études microscopiques réalisées dans un feldspath de cette zone montre une grosse plage de microcline perthitique fortement séricitisée et fracturée, renfermant à l'intérieur de ses microfractures de grands cristaux bipyramidalés de quartz, souvent fracturés, et à extinction ondulante, et de l'albite en forme de grands cristaux tabulaires enchevêtrés, non déformés.

Les microfractures remplies de quartz traversent toujours le microcline, alors qu'elles n'affectent jamais l'albite. Cela montre que les phénocristaux de quartz observés sont antérieurs à l'albite.

Par ailleurs, on distingue une autre génération de quartz plus tardive localisée à l'intérieur des regroupements d'albite sous forme d'agrégats polycristallins de petits minéraux souvent associés à de la muscovite. Ce dernier quartz et la muscovite associée semblent postérieurs à l'albite. Ceci est d'autant vrai que par endroits, sur la lame mince, on observe des traces de la macle mécanique de l'albite sur la muscovite.

Les altérations observées sur cette lame sont la séricitisation du microcline qui produit l'association quartz + séricite, l'albitisation du microcline (perthite) et la pseudomorphose de l'albite par le quartz et la muscovite.

Les analyses microscopiques de la matrice du microcline montrent que cette partie de la roche renferme de grands cristaux de quartz et de grandes plages de muscovite pseudomorphosant l'albite.

Des cristaux de beryl automorphes apparaissant comme des minéraux accessoires semblent précéder le quartz et la muscovite dans l'ordre de cristallisation. Mais la présence du beryl seulement dans la matrice montre que ce dernier est postérieur au microcline. Parmi les minéraux accessoires, on reconnaît aussi l'épidote verte, l'apatite, la columbo-tantalite et des opaques oxydés disséminés.

- La zone à microcline massive

Cette zone présente, à l'affleurement, une texture grossière. On y observe presque exclusivement des grands cristaux de feldspaths avec de nombreuses exsolutions de quartz. Des cristaux automorphes de tourmaline y sont disposés de façon quelconque.

Au microscope, la roche montre de grands minéraux de microcline assez limpide, légèrement séricités par endroits. Le quartz se présente sous forme de microveinules avec des apophyses dans le microcline. Il englobe parfois des îlots du microcline hôte. Les veinules n'affectent pas l'albite et les îlots de microcline ont toujours l'orientation cristallographique du microcline hôte.

L'albite est en exsolution dans le microcline. La muscovite est présente, mais en très faible quantité, en association avec le quartz en bordure du microcline. La tourmaline y est fréquente, en association graphique avec le quartz. Les minéraux accessoires sont représentés par l'apatite et l'épidote verte.

Concernant les altérations, on peut déduire un début d'albitisation du microcline et une tourmalinisation dans la roche. Aussi, le quartz et la muscovite commencent à pseudomorphiser le microcline.

b – La pegmatite N°3 (N06°30'42.2'' ; W006°37'27.8'')

Cette pegmatite est fortement altérée, et ce n'est qu'à la faveur du déblayage du minerai éluvionnaire s'y trouvant qu'elle a été étudiée. La columbo-tantalite trouvée

dans la zone III est généralement de très grande taille avec des diamètres pouvant atteindre 15 cm (Fig. 4.13).

Cette pegmatite paraît très épaisse, d'au moins 30 m de large et 60 m de long suivant une direction N103°E. Compte tenu de l'altération très poussée de la roche, seules deux zones ont pu être nettement distinguées : la zone externe (I) aplitique et la zone intermédiaire (III) à albite et microcline.

- La zone I (aplitique)

Cette zone présente à l'affleurement une texture fine avec des phénocristaux de feldspath et quartz, et une couleur blanchâtre. On y observe du quartz, des feldspaths souvent très friables, de la muscovite, de la tourmaline et des minéraux noirs à éclat métallique.

Cette aplite borde la pegmatite, mais par endroits, ces deux roches s'interpénètrent.

Au microscope, l'aplite a une texture microgrenue porphyroïde, et se compose de microcline souvent myrmékitique, associé à de l'albite, du quartz et de la muscovite. Les minéraux accessoires sont représentés par la tourmaline, la pistachite, l'apatite et des opaques disséminés.

Concernant l'altération, outre la myrmékitisation observée sur le microcline, on reconnaît aussi, dans la roche, une forte pseudomorphose du microcline par l'albite, de l'albite par le quartz et la muscovite, et l'altération de l'albite en epidote verte.

- La zone III (albite et microcline)

À l'affleurement, la relation entre cette zone et la première n'est pas connue, car entre les deux types de roches, il n'existe que de la saprolite provenant de la pegmatite qui a d'ailleurs subi l'effet de l'altération météorique.

La zone à albite et microcline a été mise à nu à cause de la forte concentration de columbo-tantalite découverte à l'intérieur, qui en a favorisé l'exploitation.

Elle a une texture grossière hétérogranulaire et une structure plus ou moins graphique. Elle est constituée, à l'affleurement, par du quartz, du feldspath, de la muscovite, du beryl, de la columbo-tantalite et des oxydes disséminés.

Une lame mince réalisée dans cette pegmatite montre de grands cristaux de microcline renfermant des microfractures dans lesquelles cristallisent quartz, albite et muscovite. Le quartz et la muscovite semblent se former aux dépends de l'albite, qui elle-même, se forme aux dépends du microcline.

Le microcline est fréquemment séricité. L'albite produit aussi la chlorite et la pistachite qui constituent des minéraux accessoires dans la roche.

Les autres minéraux accessoires sont l'apatite, la nontronite, le beryl et la columbo-tantalite.

4.2.5 – Pegmatites de type D : pegmatites zonées à Ta-Nb-Be-Li

Les pegmatites de ce type affleurent également dans les micaschistes mais plus loin du massif granitique d'Issia par rapport au type précédent (type C).

Elles présentent les mêmes caractères que le type C à la seule différence qu'ici, il y a une forte greisenification marquée par des amas de micas lithinifères associés à du quartz (greisen). Ces greisens à structure souvent palmée peuvent se rencontrer dans n'importe quelle zone de la pegmatite.

Ainsi rencontre-t-on des greisens en bordure de certaines pegmatites ou couvrant plusieurs zones internes d'autres pegmatites.

La pegmatite N°10 (Fig. 4.14), localisée dans le secteur Etienne par exemple, est marquée par la présence d'îlots de greisens (Fig. 4.14 et 4.15) formés tardivement dans les zones II, III et IV.

Les greisens de la région étudiée sont des roches claires (leucocrates) avec une nuance verdâtre, à structure soit grenue large (pegmatitique), soit grenue palmée.

Les greisens d'Issia se composent essentiellement d'un mica gris argenté ou verdâtre et de quartz.

Lorsque la structure de la roche est palmée, le mica se présente sous forme de paillettes de largeur inférieure à 1 cm, se disposant en sorte de gerbes à l'intérieur desquelles se trouvent des grains de quartz interstitiels.

Les greisens, développés à l'intérieur de la Pegmatite N°10, présentent à l'affleurement une texture fine et au microscope une structure grenue large cataclasée dans la partie interne et une structure lépidoblastique également cataclasée dans la partie externe.

Au microscope, on y distingue des minéraux lentiformes de quartz à extinction ondulante et des reliques d'albite (An_6) relativement rares (5 %) dans la partie interne et plutôt absentes dans la partie externe, englobés dans une matrice composée de petites sections engrainées, de plagioclase et surtout de quartz.

Le mica, qui est aussi abondant que le quartz, souligne une linéation minérale dans la partie externe et présente dans la partie interne, une distribution plutôt aléatoire. Il s'agirait d'un mica lithinifère d'après les analyses de Adam (1968) qui ont donné sur ce type de roche (greisen), de fortes teneurs en lithium, soit 550, 980, 2100, 4600 ppm de Li_2O .

L'altération, dans ce cas, est essentiellement une réaction métasomatique entre le fluide résiduel et l'albite, pour fournir le quartz et le mica lithinifère (Fig. 4.16).

Il est important de noter un fait remarquable, l'existence du spodumène sur de nombreux affleurements qui du fait de la médiocrité de leur exposition n'ont pu être analysés dans le détail. La figure 4.17 montre un bel exemple d'affleurement de pegmatite à spodumène. Il s'agit de la pegmatite N°4 localisée non loin du campement Étienne. Le spodumène est toujours associée au quartz et à la tourmaline presque exclusivement. Ce minéral a non seulement été identifié macroscopiquement,

mais une confirmation a été faite par des analyses de diffraction aux rayons-X sur deux échantillons (Sp1 et Sp2) pris dans la pegmatite N°4 (Fig. 4.18).

Du fait que le spodumène soit un minéral de lithium et qu'il se retrouve toujours associé au quartz et à la tourmaline, ces affleurements ont été rattachés à la zone à quartz des pegmatites de type D. Il n'est toutefois pas exclu que ce soit un nouveau type non encore mis en évidence dans la région.

4.3 – Liens entre pegmatites et fractures

La carte des fractures du gisement de columbo-tantaltalite d'Issia (Fig. 4.19) résulte de l'interprétation simultanée des discontinuités observées sur le réseau hydrographique (obtenu à partir de l'analyse de photographies aériennes), la carte géologique au 1:200.000 de la région (Ahimon, 1990) et des linéaments relevés sur l'image satellitaire.

Cette carte révèle l'existence d'un réseau de fractures rectilignes d'orientations NS, NE, NW et EW. L'analyse statistique des directions de l'ensemble des fractures a été effectuée à l'aide d'une rosace de directions (Fig. 4. 20a) et d'un histogramme (Fig. 4.21). Cette analyse qui a porté sur 202 mesures a produit des résultats en parfait accord avec les observations sur la carte des fractures. Sur la rosace, nous constatons que les fractures ont des directions très variées, mais les directions majeurs NS, NE, NW et EW sont plus fréquentes que les autres. L'histogramme qui représente les longueurs cumulées des fractures en fonction de la direction possède 4 modes (0-10°, 50-60°, 80-90° et 120-130°) correspondant aux résultats que donne la rosace. Sur l'histogramme,

nous remarquons que les fractures orientées autour de la direction N120-N130° (NW) sont les plus importantes.

Des mesures de direction ont été également effectuées sur 91 pegmatites tant dans les zones intra-batholitiques que dans les zones de contact des granites. La rosace de directions réalisée à partir de ces mesures (Fig. 4.20b) a mis en évidence une direction principale d'orientation des pegmatites : la direction N90°E à N130°E. Comme on le voit, les pegmatites ont une orientation préférentielle par rapport à l'ensemble des fractures de la région. Elles ont en effet un éventail de directions semblable à celui des fractures les plus importantes de la région étudiée (EW à NW).

Le caractère rectiligne des fractures est une bonne preuve de leur postérité par rapport à l'ensemble des déformations ayant affecté la région. Cette assertion est appuyée par le fait que les pegmatites observées sur le terrain ne sont pas déformées et celles se trouvant sur les coupoles granitiques recoupent ces derniers.

4.4 – Caractères physico-chimiques des minéraux de Nb-Ta

4.4.1 – Généralités

La classification des pegmatites dans l'optique de Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991) prend en compte le rapport Nb/Ta, d'où l'importance d'étudier les minéraux de Nb et Ta des pegmatites de la région d'Issia afin de mieux les classifier. Par ailleurs, de nombreuses études se rapportant aux textures et aux assemblages des minéraux de Nb et Ta (Černý et Ercit, 1985; Lahti, 1987; Tindle et Breaks, 2000) ont montré la grande

importance de ces minéraux dans la détermination de l'évolution interne des pegmatites granitiques à éléments rares et ainsi dans la compréhension de leur pétrogenèse (Mulja et al., 1996).

Notre étude vise à appliquer ces observations aux minéraux de Nb et Ta d'Issia et d'en ressortir des conclusions quant à la genèse et à la nature des pegmatites d'Issia.

Les minéraux analysés ont été échantillonnés dans les pegmatites de types C et D et dans les graviers minéralisés de trois occurrences columbo-tantalifères : les mines Bémadi et Étinne-Méguhé à l'Est du granite d'Issia et le bloc minéralisé Sézo 1 à l'Ouest (Fig. 2.2).

Les analyses chimiques et l'observation des textures ont été faites à l'aide d'une microsonde électronique de type Cameca SX100 à l'Université Laval (conditions d'opération : 15 kV, 20nA).

4.4.2 – Caractères chimiques

L'analyse de la composition chimique des différentes phases columbo-tantalifères (y compris les phases d'exsolution) observées montre que ces minéraux ont de fortes proportions en Ta par rapport au Nb, avec $Ta/(Ta+Nb)$, en abrégé (X_{Ta}), généralement supérieur à 0,65 dans toutes les occurrences étudiées (Tabl. 4.5). Les proportions de Mn par rapport à Fe sont par contre assez variables avec $Mn/(Mn+Fe)$, en abrégé (X_{Mn}), compris entre 0.02 et 1 (Tabl. 4.5). Sn et Ti sont en très faible proportion. La composition des minéraux analysés tombe toujours au niveau de la columbo-tantalite

pure $((\text{Mn}, \text{Fe})(\text{Ta}, \text{Nb})_2\text{O}_6)$ dans le diagramme $(\text{Sn}-\text{Ti})\text{O}_2-(\text{Ta}, \text{Nb})\text{O}_{2.5}-(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O}$ (Fig. 4.22a). Le diagramme quadrilatéral X_{Mn} Vs X_{Ta} , qui permet de discriminer les différentes espèces de la famille de la columbo-tantalite, montre que les assemblages se composent principalement de ferrotapiolites (FeTa_2O_6), de ferrotantalites $((\text{Fe}>\text{Mn})(\text{Ta}>\text{Nb})_2\text{O}_6)$ et de manganotantalites (MnTa_2O_6), (Fig. 4.22b).

4.4.3 – Textures et zonalités de composition

4.4.3.1 - Définitions

Les minéraux de Nb et Ta des pegmatites granitiques présentent une multitude de textures qui s'observent mieux avec les microsondes électroniques modernes. Dans ces conditions, les variations des quantités de Nb et Ta sont nettement observées respectivement sous forme de régions sombres et claires à travers les cristaux individuels.

On parle de zonalité normale en ce qui concerne Nb et Ta, lorsque X_{Ta} augmente du cœur vers la périphérie du grain. Dans le cas contraire, on parle plutôt de zonalité inverse (Lahti, 1987). La base de cette définition est l'évidence géochimique selon laquelle Ta est généralement enrichi par rapport à Nb, et Mn enrichi par rapport à Fe au cours du fractionnement d'un magma pegmatitique (Černý et Ercit, 1985).

Cette zonalité est dite progressive lorsque la variation de composition se fait progressivement et oscillatoire lorsqu'elle se fait de manière périodique.

La zonalité oscillatoire est de loin la plus fréquemment observée dans la columbo-tantalite et plusieurs exemples sont illustrés dans la littérature (Barsanov et al., 1971; Von Knorring et Condliffe, 1984; Lahti, 1987; Černý et al., 1992; Johan et Johan, 1994; Uher et al., 1994; Abella et al., 1995; Tindle et Breaks, 2000).

Barsanov et al. (1971) attribuent la zonalité à une miscibilité incomplète des séries isomorphes de la columbo-tantalite entraînant alors une distribution rythmique de zones avec un rapport Ta/Nb variable. La zonalité oscillatoire est interprétée par Lahti (1987) comme le résultat de la dynamique de croissance des cristaux qui relève de changements dans la concentration des éléments principaux et de pulsations successives du magma au cours de la minéralisation. Černý et al. (1992) et Johan et Johan (1994) abondent dans le même sens en suggérant que la zonalité oscillatoire dans la columbo-tantalite est un élément textural typique d'un assemblage primaire et que cela traduit une cristallisation sous des conditions d'équilibre fluctuantes. Putnis et al. (1992) montrent en outre que si deux constituants d'une solution solide sont très différents, alors leur solubilité détermine le seuil de supersaturation pour la nucléation à partir de solutions supersaturées et facilite la zonalité oscillatoire (Tindle et Breaks, 2000).

Il existe une autre forme de texture qui est toute aussi importante : il s'agit de la zonalité de remplacement (*patchy zonation*) qui est généralement produite lorsque la columbo-tantalite est sujette à une altération par des fluides tardifs (Tindle et Breaks, 2000). Ce phénomène s'observe sur les bordures ou le long des surfaces des microfractures et est considéré comme une évidence de résorption partielle suivie de cristallisation postérieure (Lahti, 1987). Jahns et Burnham (1969) l'attribuent à l'action

d'une phase vapeur supercritique du bain pegmatitique à la fin de la cristallisation magmatique. Abella et al. (1995) abondent dans le même sens en concluant, au terme de leurs travaux sur des pegmatites à l'Est des Pyrénées, que la zonalité de remplacement représente un re-équilibrage de la columbo-tantalite avec les fluides magmatiques tardifs.

Actuellement, l'on s'accorde sur ce dernier point, mais il existe encore des débats sur l'origine du fluide (origine magmatique ou origine métamorphique).

4.4.3.2 – Cas des minéraux de Nb-Ta d'Issia

Au cours des études à la microsonde électronique, conséutivement à l'analyse quantitative de la columbo-tantalite zonée, il est possible d'interpréter les images en électrons rétrodiffusés, surtout en terme de variation du rapport Ta/Nb. Ainsi, sur les images de la columbo-tantalite, la quantité de Nb de la columbo-tantalite est élevée lorsque l'image est sombre et au contraire la quantité de Ta est élevée lorsque l'image est claire.

La zonalité oscillatoire est la plus communément observée sur les minéraux de columbo-tantalite d'Issia. Cette zonalité est généralement normale (Fig. 4.23a et b) mais la zonalité inverse (Fig. 4.23c et d) n'est pas rare. Parfois les limites entre les zones sont très irrégulières et discontinues indiquant ainsi des épisodes de dissolution et recristallisation qui ont conduit à des discordances angulaires et à l'arrondissement des angles (Fig. 4.23e), ou à des interdigitations (Fig. 4.23f).

En plus de la columbo-tantalite présentant des zonalités oscillatoires, les cristaux relativement homogènes avec des textures de remplacement sont assez fréquents (Fig. 4.24a et 4.24b). La figure 4.24a présente un cristal de manganotantalite homogène partiellement remplacé par la ferrotapiolite et la ferrotantalite et sur la figure 4.24b, on remarque une manganotantalite qui est presque complètement remplacée par une ferrotapiolite. Ces observations sont en accord avec Lahti (1987) qui a mentionné des zones riches en Ta dans les minéraux columbo-tantalifères des pegmatites de la région de Eräjärvi en Finland, mais elles sont loin d'être généralisables car d'autres chercheurs comme Tindle et Breaks (2000) ont reconnu des cas d'exsolution de phases plus riches en Nb dans des phases moins riches.

En résumé, nous pouvons dire que les minéraux columbo-tantalifères d'Issia étaient initialement, soit homogènes, soit avec des zonalités oscillatoires simples. Pendant la croissance des minéraux, des épisodes de dissolution et recristallisation ont généré des discordances angulaires et l'arrondissement des angles. Toutes les structures susmentionnées ont dû être par la suite oblitérées, sur les bordures des minéraux, par des phénomènes de rééquilibrage ayant alors occasionné des exsolutions.

Il est important de signaler que ces deux principales textures ont été observées à la fois sur les minéraux en roches et sur les minéraux recueillis dans les éluvions, colluvions et alluvions. Outre ces deux textures, aucun autre type n'a été observé dans les minéraux étudiés.

4.5 – Résumé

Les pegmatites du gisement columbo-tantalifère d'Issia sont reparties en quatre types principaux distribués suivant une zonalité régionale autour du granite d'Issia. Du cœur du granite aux zones de métamorphisme de contact, on distingue en effet les pegmatites de type A à muscovite, les pegmatites de type B à Be, les pegmatites zonées de type C à Be-Ta-Nb et les pegmatites zonées de type D à Be-Ta-Nb-Li. Sur la base des associations minéralogiques et de leurs relations géométriques avec le granite d'Issia, nous associons provisoirement les pegmatites de types B, C et D à la classe des pegmatites à éléments rares de Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991). Dans le chapitre de la discussion, où seront évoquées les conditions thermodynamiques de mise en place et les caractères chimiques des pegmatites et des granites associés, nous apporterons davantage de preuves et de précisions dans notre classification.

Les fractures postérieures à la mise en place des granites sont de directions variées, dont les principales sont NS, NE, NW et EW. La direction NS correspond à la direction d'allongement des granites et des mégafractures selon lesquelles coulent les grands cours d'eau. Les directions NE, NW et EW sont celles des affluents des cours d'eau majeurs, mais aussi celles des pegmatites (NW et EW).

Les minéraux de Nb et Ta sont essentiellement des manganotantalites, des ferrotapiolites et des ferrotantalites. Ces métaux caractérisés par ailleurs par leur fort taux de Ta ($X_{Ta} > 0,6$) sont marqués par deux principales textures : la zonalité oscillatoire et la texture de remplacement.

En abondant dans le sens de Lahti (1987), Černý et al. (1992) et Johan et Johan (1994), nous pouvons dire que la zonalité oscillatoire dans les minéraux de Nb-Ta d'Issia traduit une texture primaire et une cristallisation au cours de pulsations successives du magma accompagnées de variations rythmiques dans la concentration des éléments principaux.

La texture de remplacement observée sur les bordures et les plans de fractures des minéraux étudiés traduit quant à elle des cristallisations tardives, probablement sous l'effet d'une phase vapeur supercritique si nous nous référons aux argumentations de Jahns et Burnham (1969), Lahti (1987), Abella et al. (1995), et Tindle et Breaks (2000).

Les minéraux de Li sont représentés par les micas lithinifères et le spodumène observés dans les pegmatites de type D. Le spodumène mérite une attention particulière puisqu'il a été rarement observé par nos prédecesseurs. Certes, de beaux affleurements de pegmatites à spodumène n'ont pas été observés, mais les pegmatites à spodumène ne sont pas rares comme le prétendent Cruys (1965) et Adam (1968, 1969) qui ont longtemps travaillé sur les pegmatites et les minéralisations associées dans la région d'Issia.

Tabl. 4.1. Classification des pegmatites d'après Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991)

<i>Classe</i>	<i>Environnement métamorphique</i>	<i>Relation avec les granites parentaux</i>	<i>Minéraux d'intérêt économique</i>
Miarolitiques (gemmafères)	Schistes verts ~ 1-2 kb	À l'intérieur ou à la périphérie de plutons granitiques subvolcaniques	Quartz, beryl, topaz, tourmaline
Éléments rares	Amphibolites inférieur (type Abukuma) ~ 2-4 kb, ~ 500-650°C	A la périphérie d'intrusions granitiques	Spodumène, amblygonite, pétalite, lépidolite, pollucite, beryl, columbo-tantalite, microlite, wodginite, uraninite, cassitérite, xénotime, gadolinite
Muscovite	Amphibolites supérieur (type Borrovien) ~ 5-8 kb, ~ 580-650°C	Aucune association évidente avec des intrusions granitiques dans de nombreux cas	Muscovite, feldspath, uraninite
Abyssales	Granulite (type barrovien à type Abukuma) ~ 4-9 kb, ~ 500-800°C	Association à un granite migmatitique dans certains cas	Feldspath, quartz



Tabl. 4.2. Familles pétrogénétiques des pegmatites à éléments rares d'après Ginsburg (1984) et Černý (1990, 1991)

Famille	Type	Signature géochimique	Composition	Granites associés	Composition du granite	source
LCT (Li-Cs-Ta)	Béryl	Li, Rb, Cs, Be, Sn, Ga Ta>Nb (B,P,F)	peralumineux	(synorogénique à) post-orogénique (à anorogénique); très hétérogènes	peralumineux, types S, I ou mélange S+I	croûte supérieure ou croûte moyenne non appaupvries, terrains supracrustaux et gneiss
NYF (Nb-Y-F)	Éléments rares	Nb>Ta,Ti, Y, Sc, REE, Zr, U, Th, F	subalumineux à métalumineux (à subalcalin)	(syn-, tardi, post- à) généralement anorogéniques; très hétérogènes	(peralumineux à) subalumineux à métalumineux (rarement peralcalin); types A ou (I)	granulites crustales ou granitoïdes juvéniles non appaupvris
«Mixte»	Recouplement LCT et NYF	Mixte	(métalumineux à) légèrement peralumineux	(post-orogéniques à) anorogéniques; légèrement hétérogènes	subalumineux à légèrement peralumineux, signature géochimique de mélange	mélange de protholithes ou assimilation des terrains supracrustaux par les granites NYF

Tabl. 4.3. Représentation de la zonalité spatiale des pegmatites autour du granite d'Issia

TYPES	LOCALISATIONS PAR RAPPORT AUX GRANITES			
	<i>Intra-batholitique</i>		<i>Péri-batholitique*</i>	<i>Zone de contact</i> (micaschistes à staurotide)**
	<i>Granite de type</i> <i>Lobo</i>	<i>Granite de type</i> <i>Issia</i>		
A	—	—	---	---
B		—		—
C			—	---
D				—

* Périphérie du granite de type Issia

** Zone de métamorphisme de contact autour du granite de type Issia

Tabl. 4.4. Assemblages minéralogiques des zones de la pegmatite N°1

Minéraux présents	(I) Zone aplitique	(II) Zone graphique	(III) Zone à albite et à albite	(IV) Zone à microcline	(V) Zone à quartz et tourmaline microcline massive
Microcline	---	—	—	—	—
Albite	—	—	—	—	—
Quartz	—	—	—	—	—
Muscovite	—	—	—	—	—
Tourmaline	—			—	—
Béryl		—	—	—	—
Columbo- tantalite			—	—	—
Epidote	—	—	—	—	—
Apatite	—	—	—	—	—
Chlorite	—	—	—	—	—
Nontronite	—	—	—	—	—

Tabl. 4.5. Compositions représentatives des minéraux columbo-tantalières d'Issia

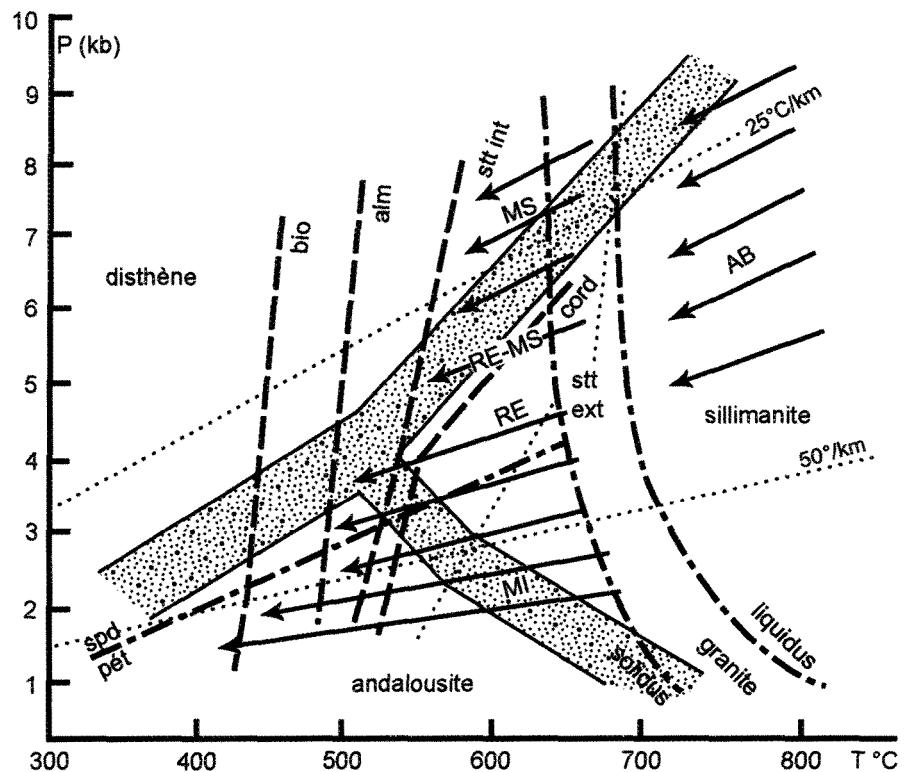


Fig. 4.1. Environnements thermodynamiques de mise en place des classes de pegmatites : abyssal (AB), à muscovite (MS), transitionnelle à éléments rares et à muscovite (RE-MS), à éléments rares (RE), miarolitique (MI) (modifié de Ginsburg et al., 1979 et Černý, 1990). Les flèches indiquent l'évolution du fractionnement régionale en rapport avec le degré de métamorphisme des roches hôtes.

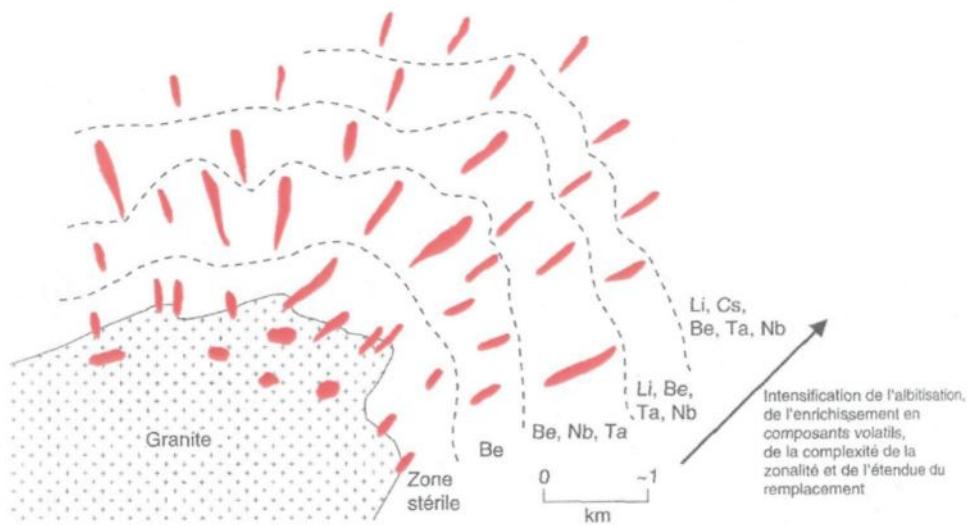


Fig. 4.2. Représentation schématique de la zonalité régionale des corps pegmatitiques autour d'une intrusion granitique. Modifié de Trueman et Černý (1982)

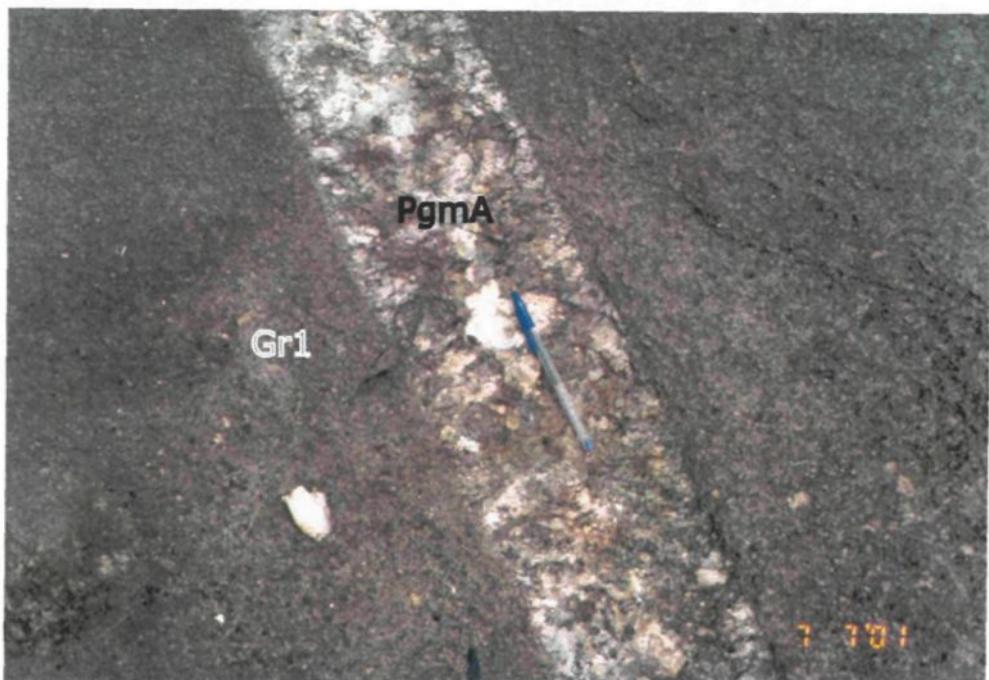


Fig. 4.3. Pegmatite de type A recoupant le grand dôme granitique d'Issia. Gr1 = granite, PgmA = pegmatite de type A. La longueur du stylo est de 15 cm.

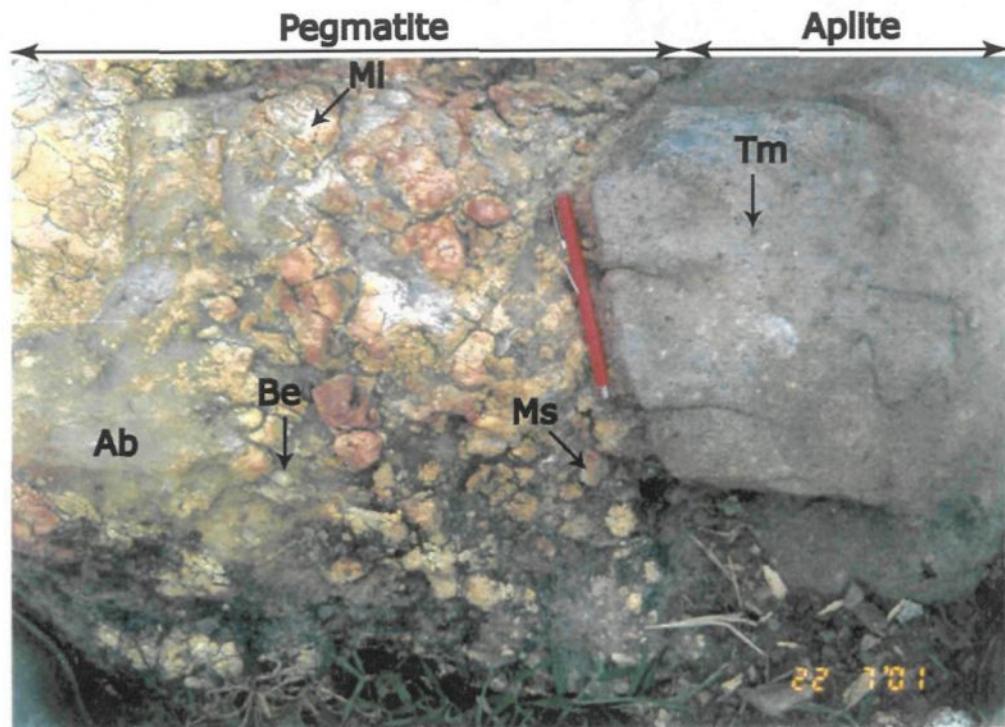


Fig. 4.4. Pegmatite de type B à bordure aplitique, à la périphérie du granite d'Issia.
Mi = microcline, Ab = albite, Ms = muscovite, Be = béryl, Tm = tourmaline. La longueur du stylo est de 12 cm.

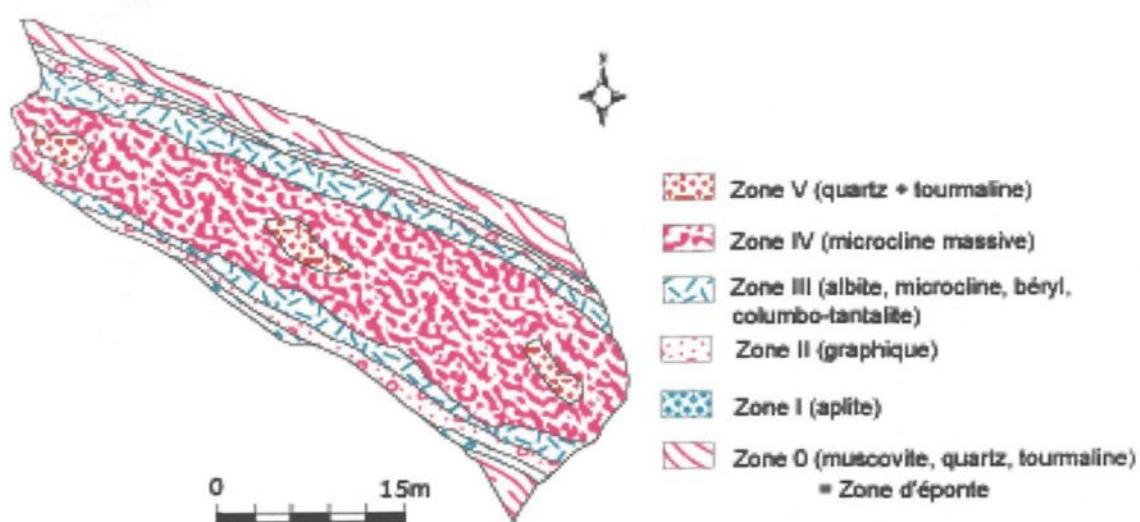


Fig. 4.5. Représentation schématique de la zonalité interne de la pegmatite N°1 d'Issia.

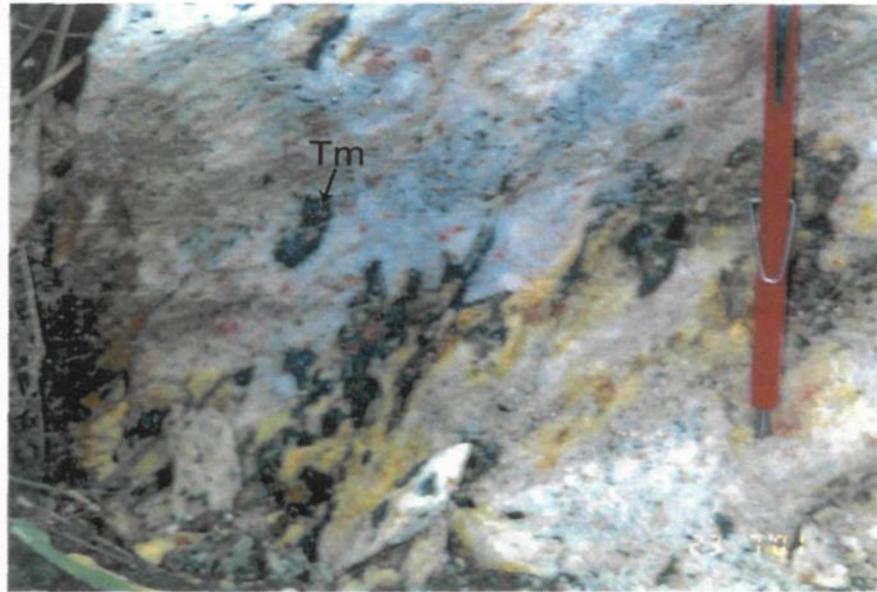


Fig. 4.6. Aplitic en bordure de la pegmatite N°1 d'Issia avec de nombreuses masses microgrenues de tourmaline (Tm) à l'affleurement.

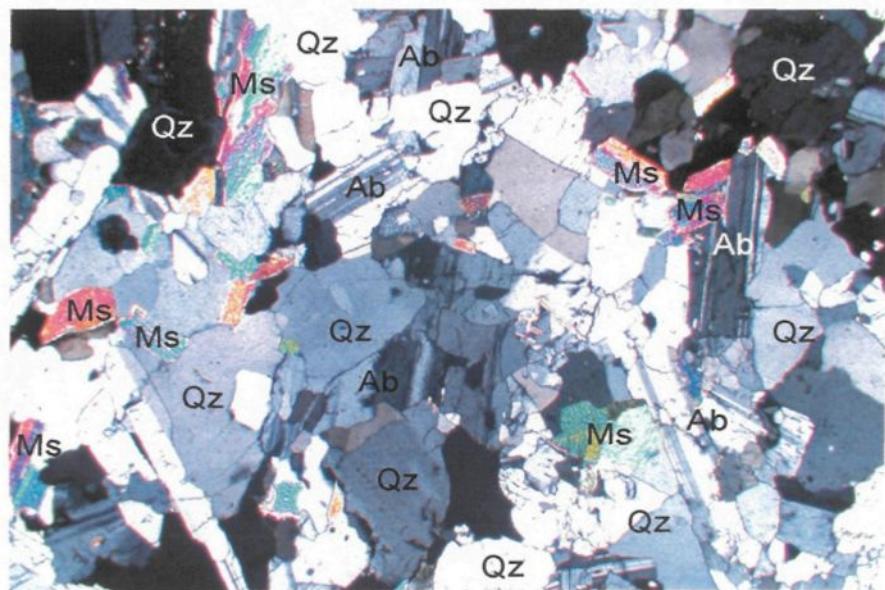


Fig. 4.7. Microphotographie de la zone aplitique de la pegmatite N°1 d'Issia.
Ms=Muscovite, Ab=Albite, Qz=Quartz

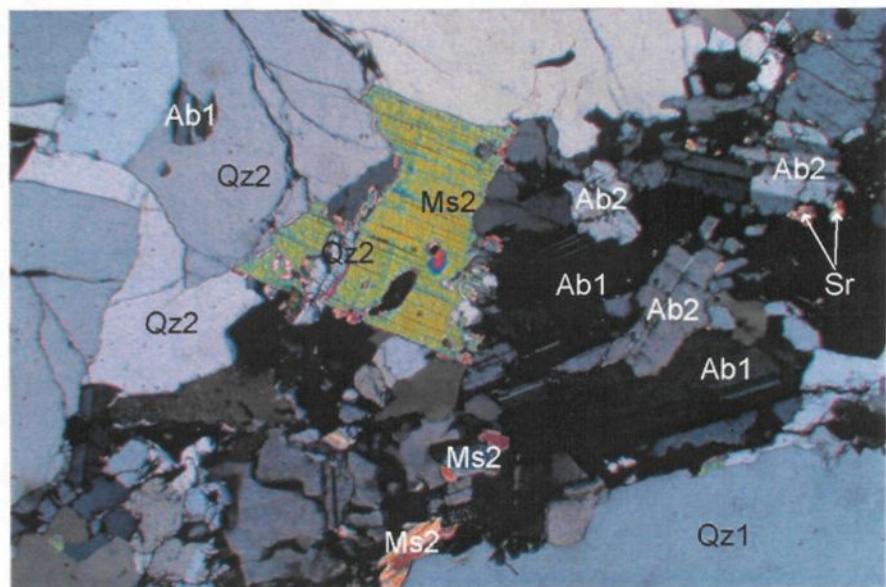


Fig. 4.8. Microphotographie de la zone graphique indiquant diverses formes d'altérations de l'albite (Ms=muscovite, Ab=albite, Qz=quartz, Sr=séricite, 1 indique les minéraux de 1^{ère} génération et 2 indique les minéraux 2nd génération)

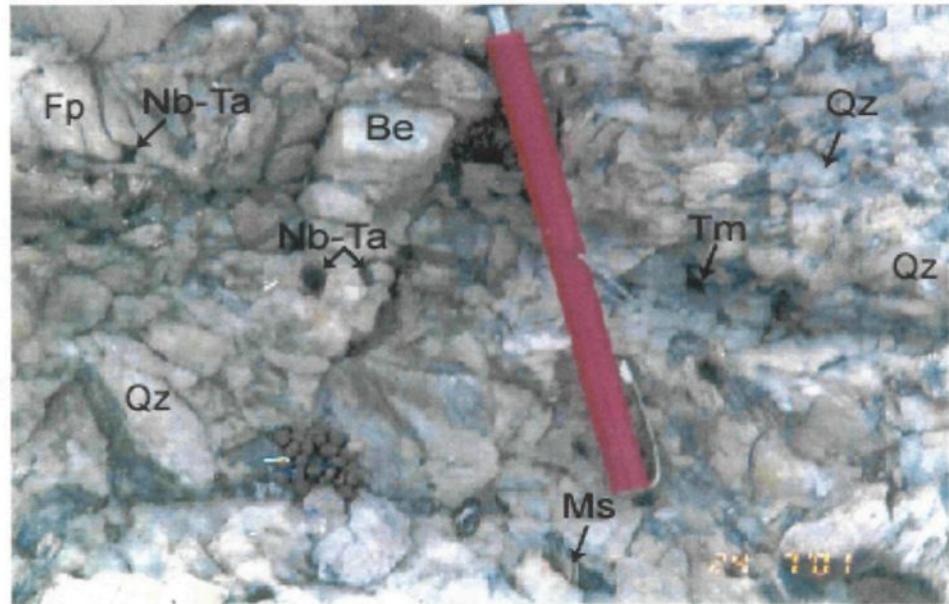


Fig. 4.9. Zone III à albite, microcline, béryl et columbo-tantalite de la pegmatite N°1 d'Issia à l'affleurement (Nb-Ta=columbo-tanatlite, Be=béryl, Tm=tourmaline, Ms=muscovite, Qz=quartz, Fp=Feldfpath)

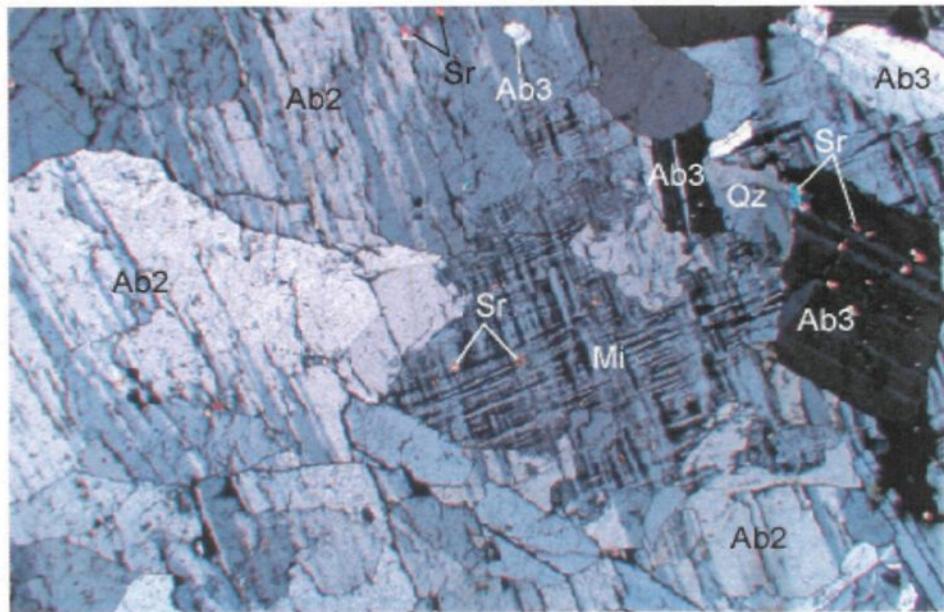


Fig. 4.10. Microphotographie de la zone III indiquant des formes d'altérations caractéristiques (Mi=microcline, Ab=albite, Qz=quartz, Sr=sérécite, 2 indique les minéraux de 2nd génération et 3 indique les minéraux 3^{ème} génération)

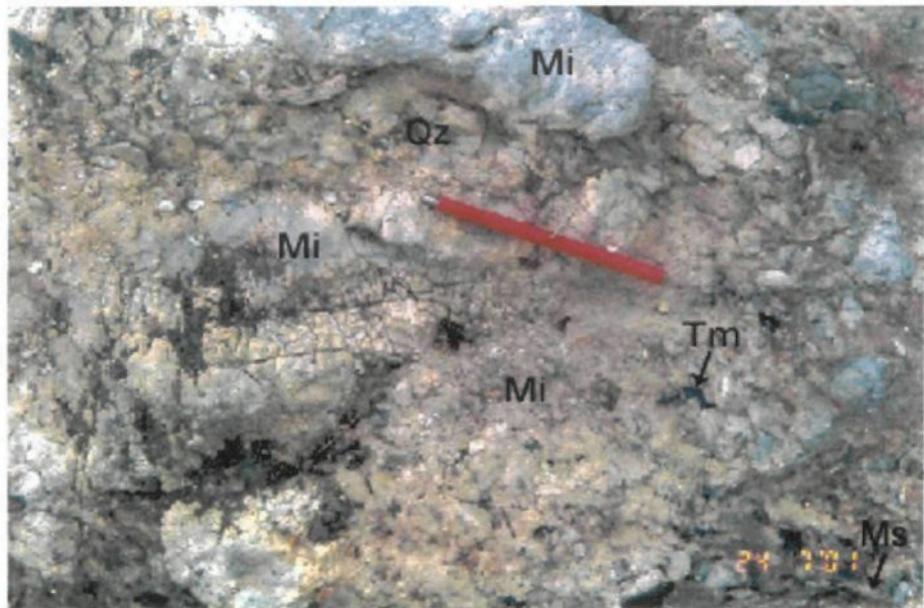


Fig. 4.11. Zone IV à microclina massif de la pegmatite N°1 d'Issia à l'affleurement.
Remarquer, dans la partie supérieur de la photo, la zone V à quartz-tourmaline de forme lenticulaire (Mi=microcline, Tm=tourmaline, Ms=muscovite, Qz=quartz)

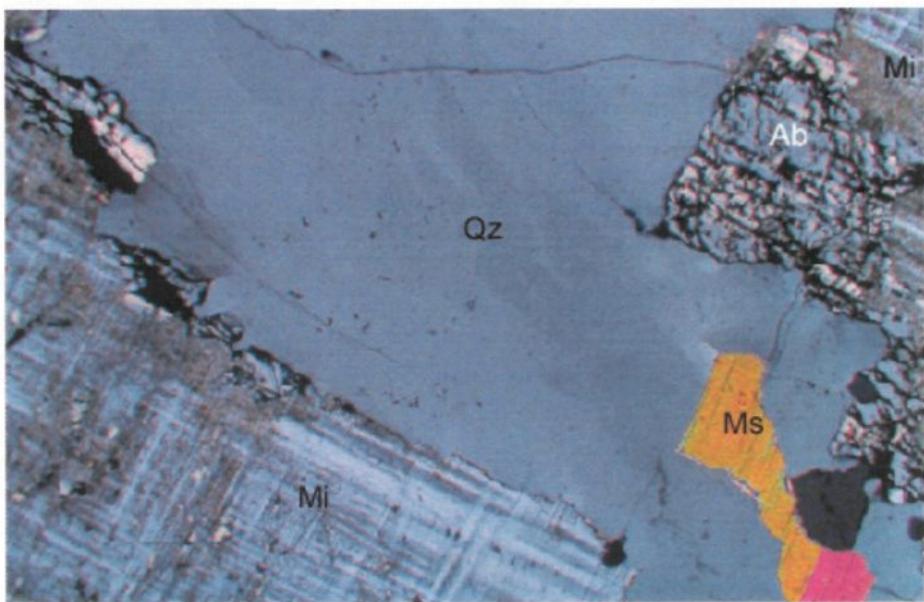


Fig. 4.12. Microphotographie de la zone IV indiquant l'altération du microcline en albite et en quartz + muscovite (Ms=muscovite, Mi=microcline, Qz=quartz, Ab=albite)

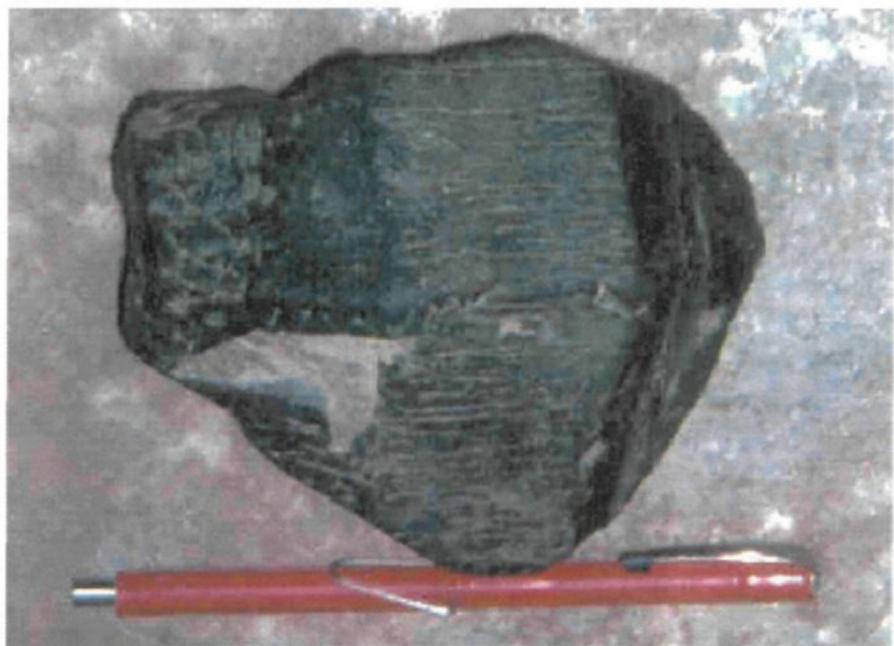


Fig. 4.13. Grand cristal de columbo-tantalite recueilli dans la zone III de la pegmatite N°3 d'Issia

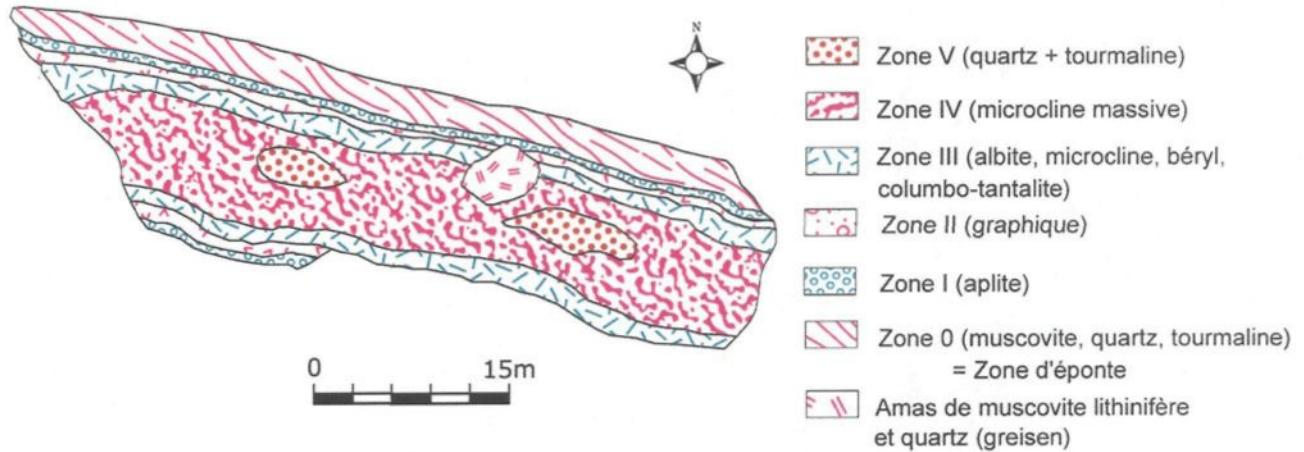


Fig. 4.14. Représentation schématique de la zonalité interne de la pegmatite N°10 d'Issia.

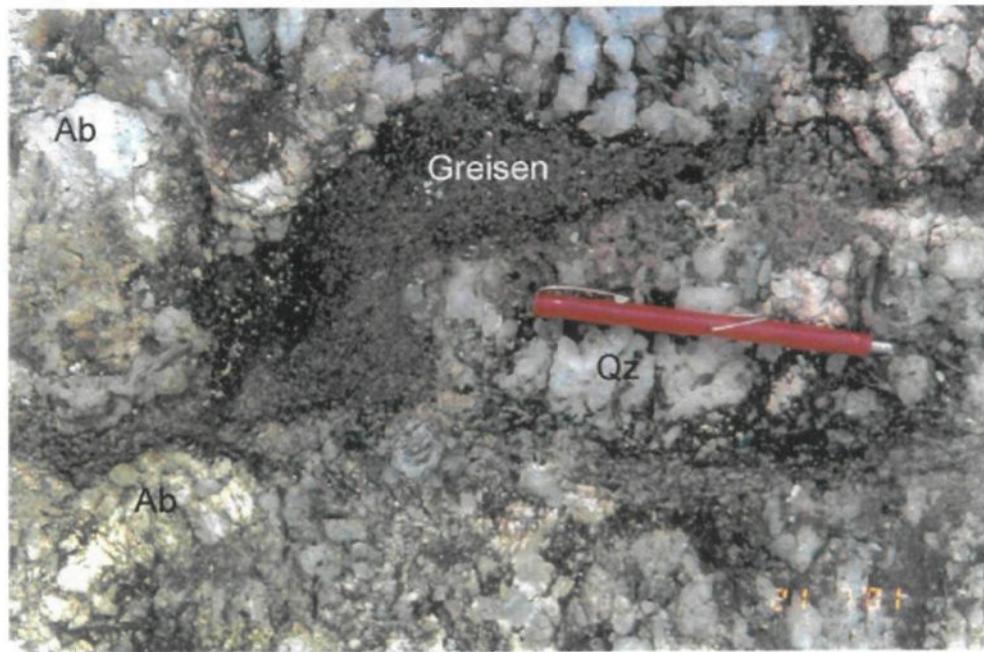


Fig. 4.15. Greisen dans la zone II (graphique à albite) de la pegmatite N°10 d'Issia

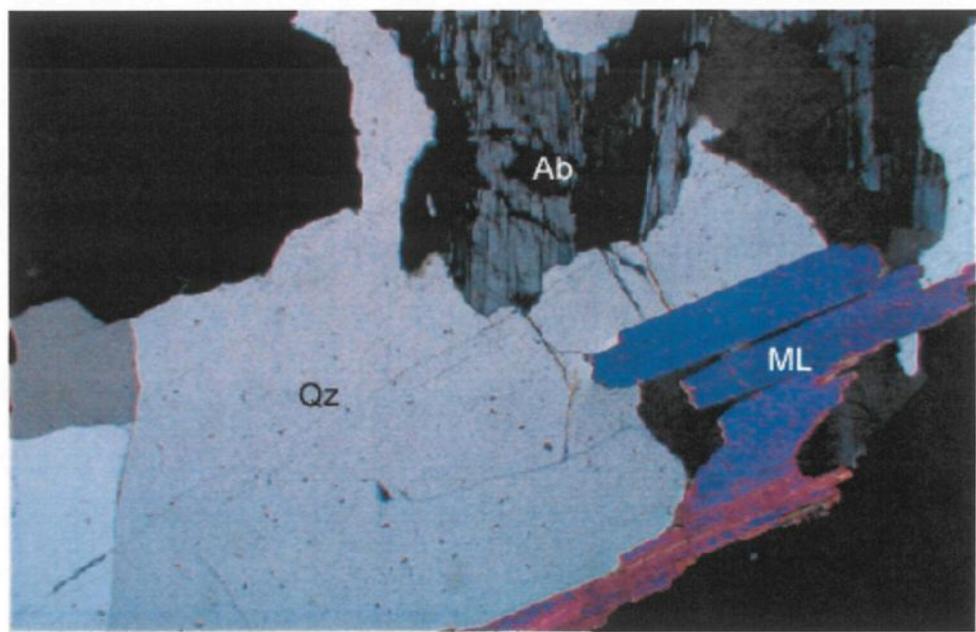


Fig. 4.16. Microphotographie mettant en évidence le processus de gréisenification dans la pegmatite N°10 (Ab=albite, Qz=quartz, ML=mica lithinifère)

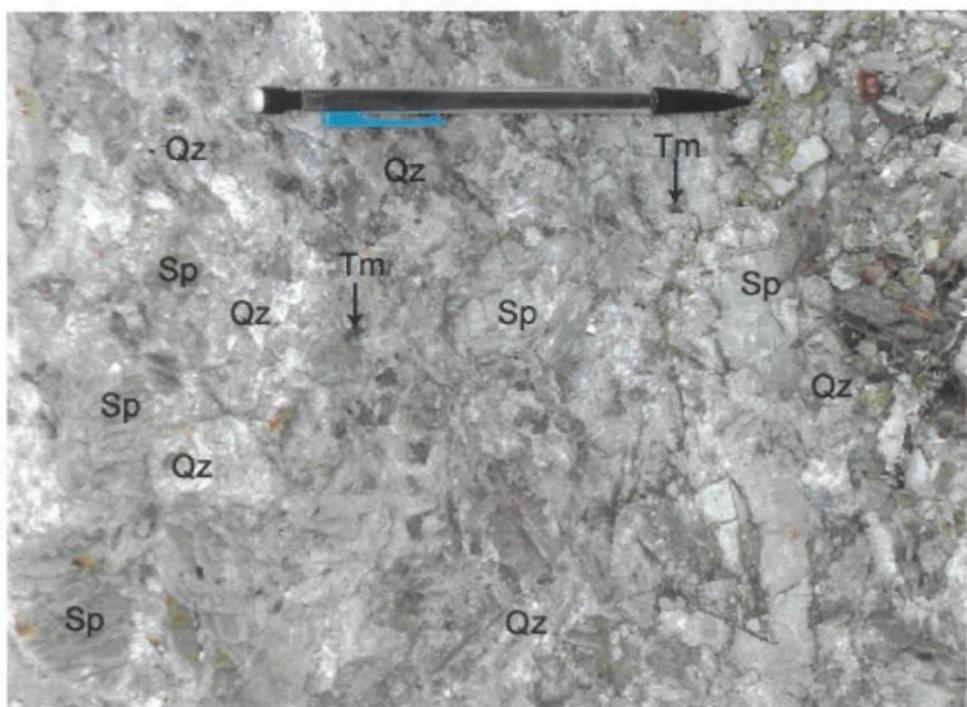


Fig.4.17. Association quartz (Qz)-tourmaline (Tm)-spodumène (Sp) dans la pegmatite N°4.

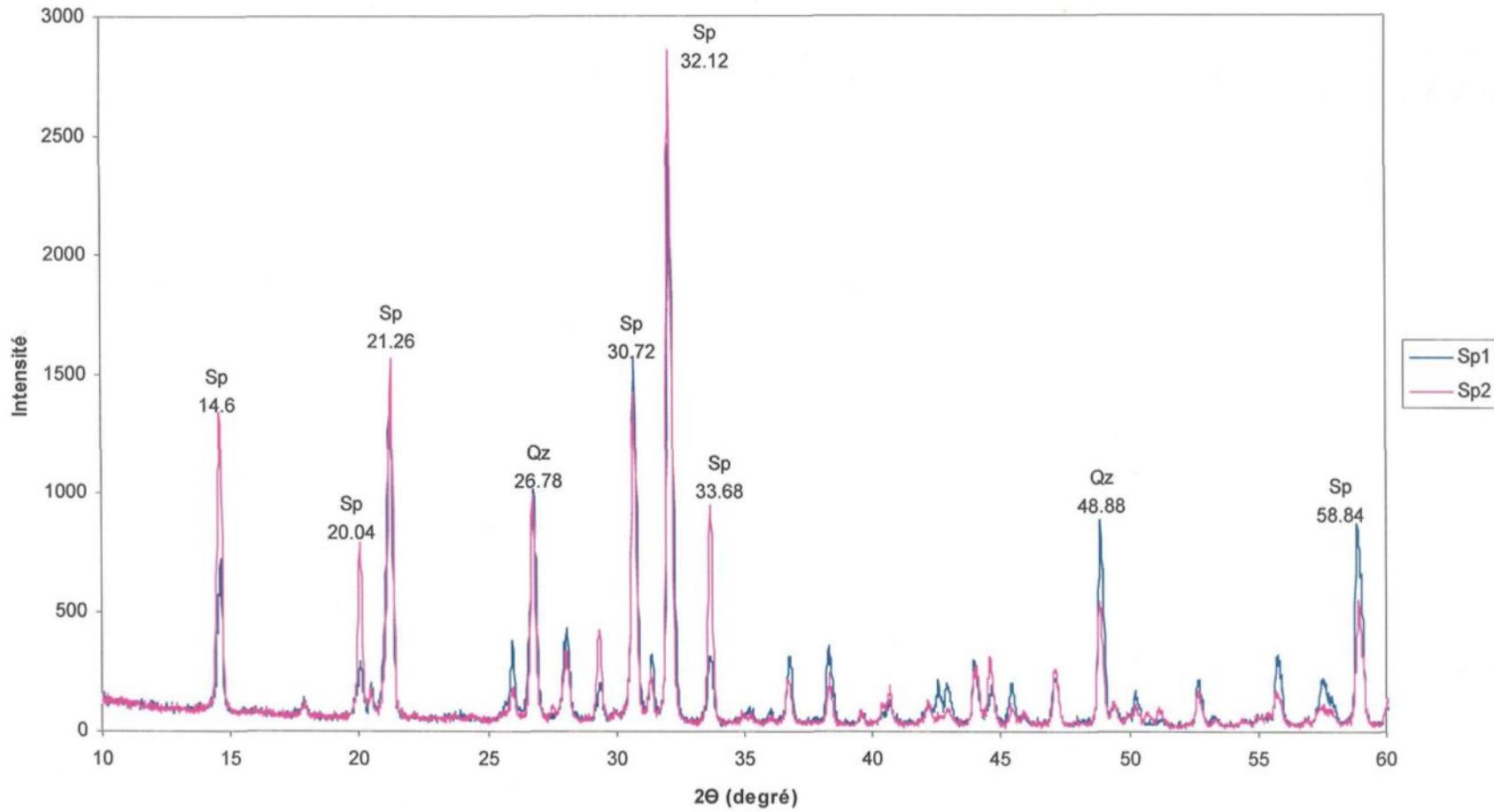


Fig. 4.18. Résultats de la diffraction aux rayons X sur deux minéraux de spodumène de la pegmatite N°4 d'Issia.
Sp=Spodumène, Qz=Quartz

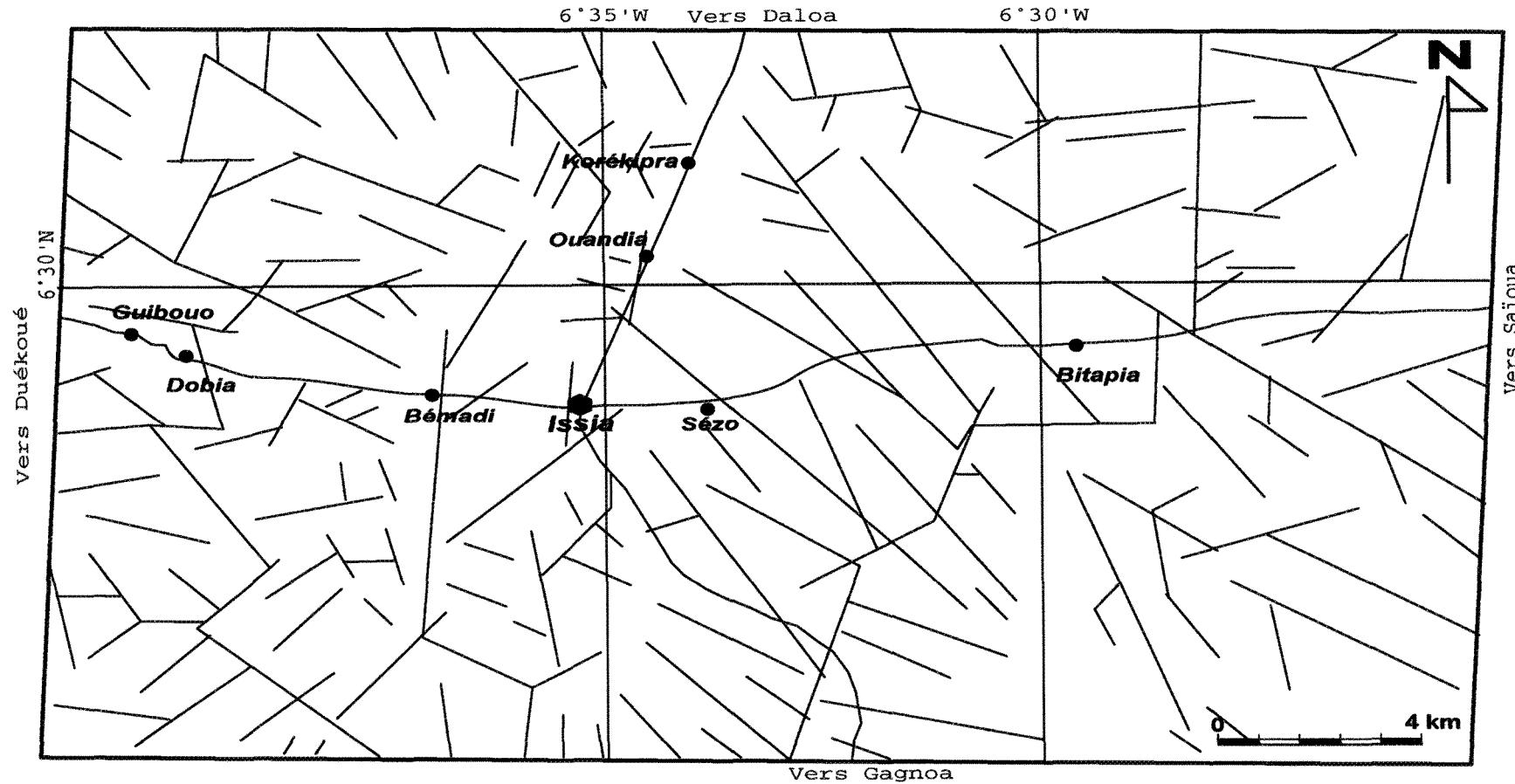


Fig. 4.19. Carte des fractures relevées à partir de la carte hydrographique au 1:50.000, de la carte géologique au 1:200.000 et de l'image satellitaire Landsat TM couvrant le gisement de columbo-tantalite d'Issia

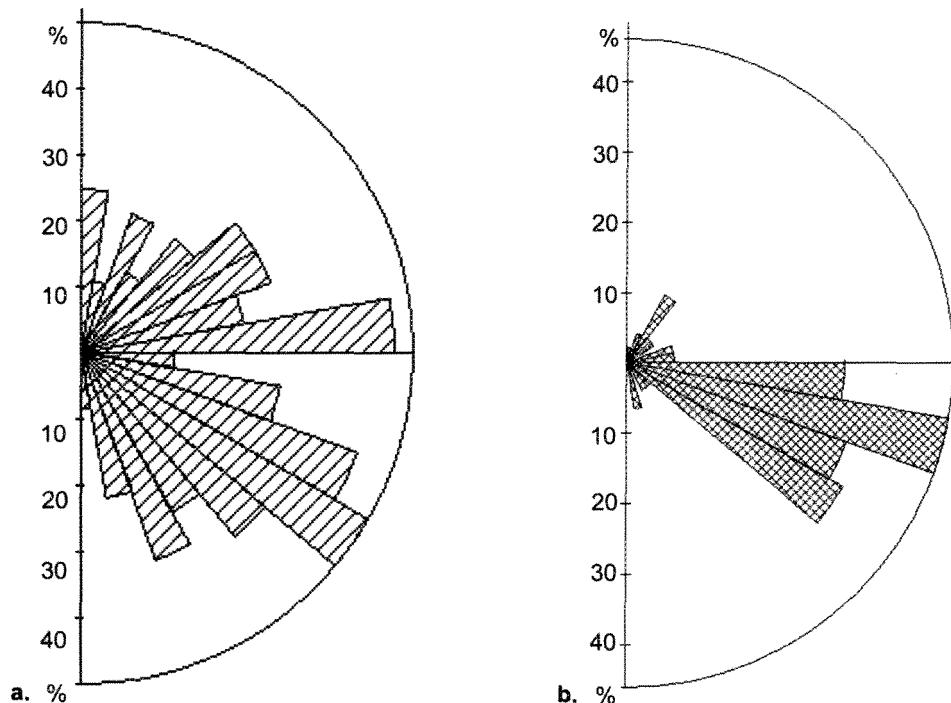


Fig. 4.20. Rosaces de directions des fractures (a) et des pegmatites (b) du gisement de columbo-tantalite d'Issia.

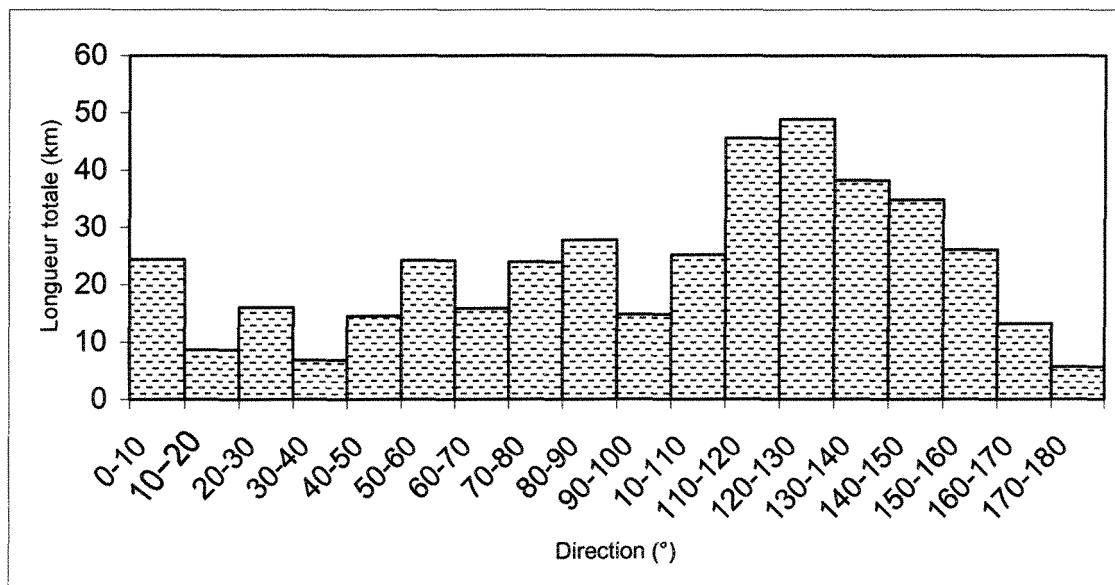
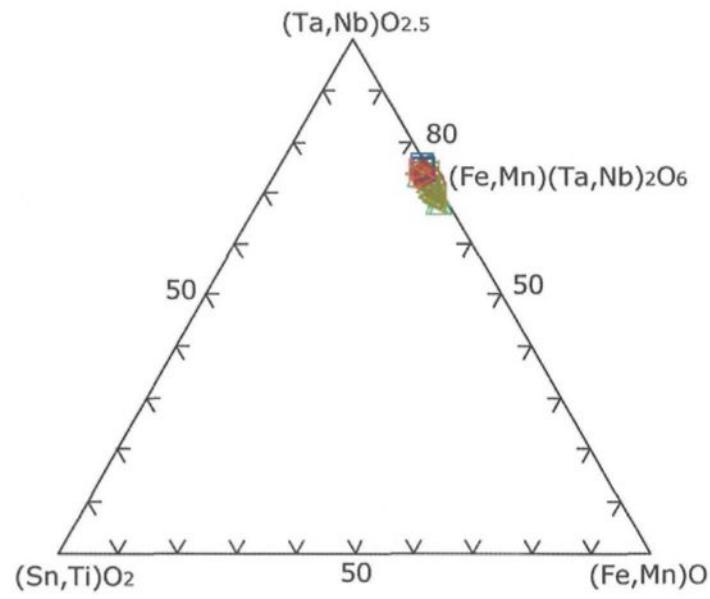
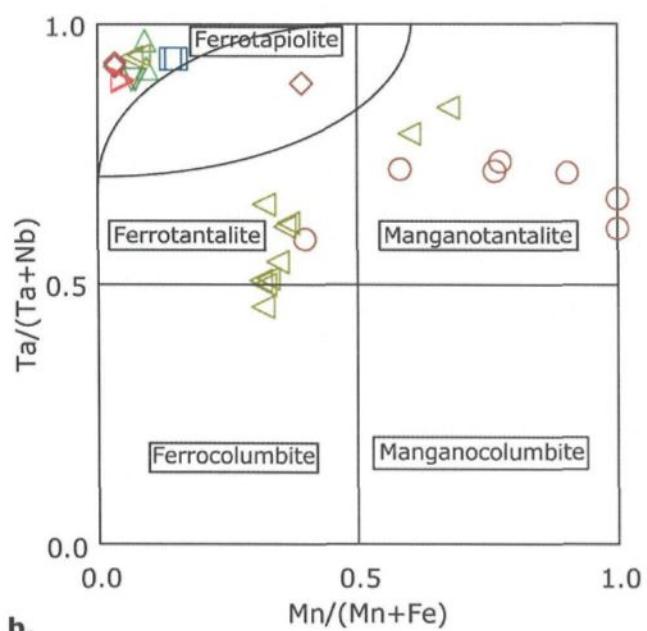


Fig. 4.21. Répartition des longueurs cumulées des fractures du gisement de Nb-Ta d'Issia en fonction de leurs directions



a.



b.

Fig. 4.22. Report des oxydes de Nb-Ta des pegmatites d'Issia dans le diagramme $(\text{Sn}-\text{Ti})\text{O}_2-(\text{Ta},\text{Nb})\text{O}_{2.5}-(\text{Fe},\text{Mn})\text{O}$ (a) et dans le diagramme quadrilatéral X_{Mn} vs X_{Ta} (b).

Légende

◊ Sézo	Bémadi
▷ ZY	
▽ M5	
△ M4-M5	
△ M4	
□ Étienne	

○ Méguhé

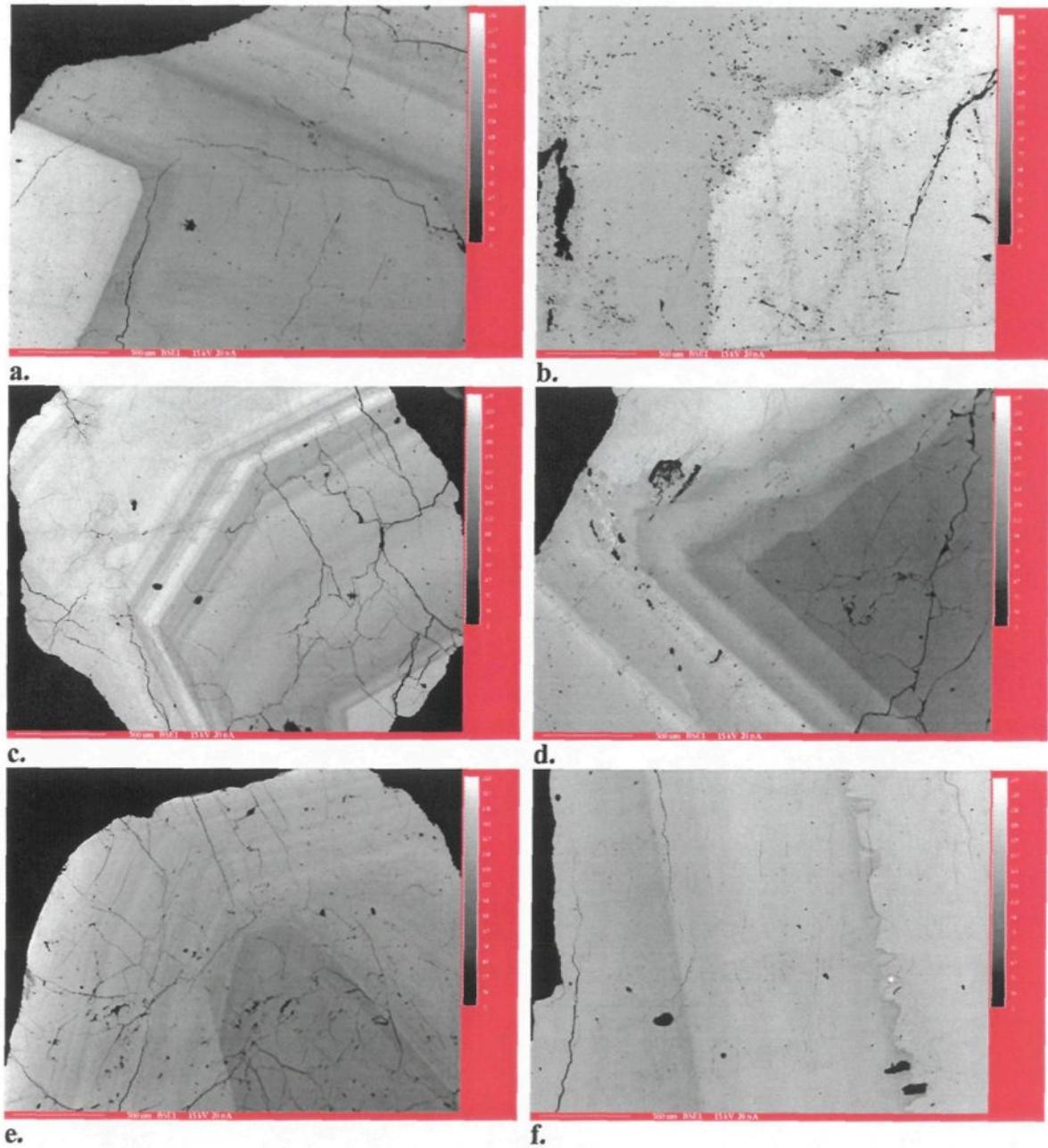
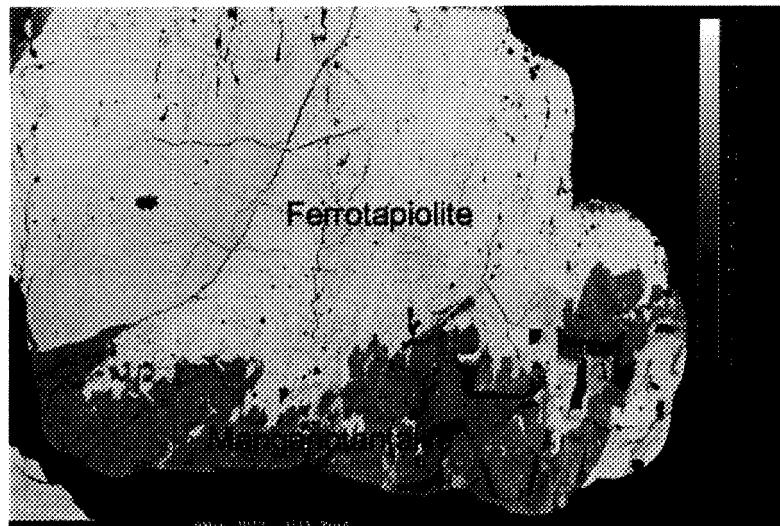
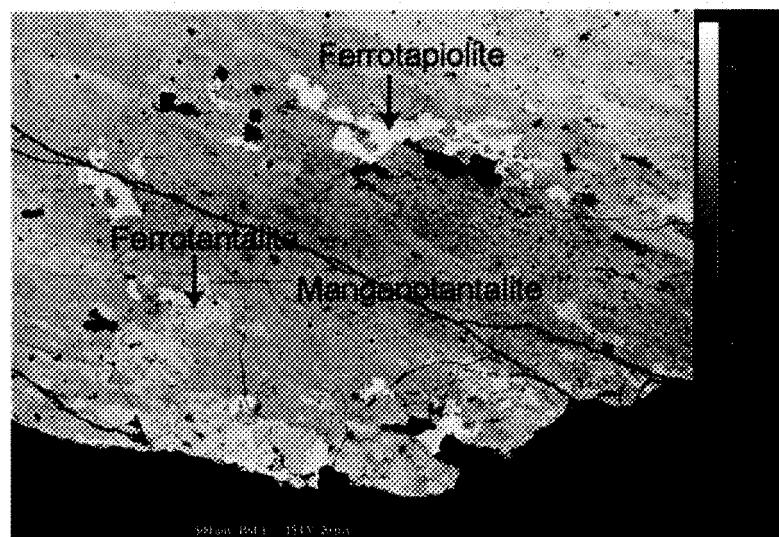


Fig. 4.23. Images en électrons rétrodiffusés des minéraux de columbo-tantalite d'Issia. a, b, c et d: Manganotantalites avec zonalités oscillatoires normales (a et b) et inverses (c et d). e et f: Manganotantalites à zonalités oscillatoires irrégulières montrant des discordances angulaires et des arrondissements des angles (e), et des interdigitations (f). a est issu du gravier de la mine Étienne-Méguhé, b, d et f sont issus de la pegmatite N°1 de la mine Étienne-Méguhé, et c et e sont issus du gravier en aval de la rivière 4.



a.



b.

Fig. 4.24. Images en électrons rétrodiffusés des minéraux de columbo-tanalite d'Issia.
a: Manganotantalite homogène presqu'entièrement remplacée par la Ferrotapiolite.
b: Manganotantalite homogène partiellement remplacée par la ferrotapiolite et la ferrotantalite. Les deux minéraux sont issus de la pegmatite N°1.

CHAPITRE 5

ÉTUDE DES INCLUSIONS FLUIDES DANS LES PEGMATITES

5.1- Introduction

Les études étaient initialement orientées vers les pegmatites prélevées dans la zone minéralisée en columbo-tantalite. Pour des raisons de commodité et de comparaison, les inclusions fluides des pegmatites stériles intrabatholitiques ont été aussi étudiées. Le choix des minéraux fut basé sur l'abondance et la qualité des inclusions fluides observées. Les inclusions fluides de grande taille ($> 5 \mu\text{m}$) et de qualité optique convenables se rencontrent essentiellement dans le quartz et le beryl des pegmatites. Les critères proposés par Roedder (1977a et b, 1984) et Roedder et Bodnar (1997) ont été utilisés pour distinguer les inclusions fluides primaires, pseudosecondaires, et secondaires.

Les études microthermométriques des inclusions fluides ont été effectuées sur des lames minces double-polies d'épaisseur 150-300 μm . Les mesures ont été effectuées à partir d'un système U.S.G.S. de réchauffement/refroidissement par gaz-flux adapté par FLUID INC. et opérant entre -190° et +700°C, au laboratoire de Métallogénie et Environnement de l'Université du Québec à Chicoutimi. La calibration a été effectuée sur des standards d'inclusions fluides synthétiques fournis par FLUID INC. Les mesures des changements de phases ont une précision de ± 0.1 aux températures comprises entre -190°C

et 0°C, de $\pm 0.1^\circ\text{C}$ aux températures comprises entre 0°C et 31°C et de $\pm 1.2^\circ\text{C}$ aux températures plus élevées.

Le traitement des données microthermométriques s'est fait en utilisant le programme FLINCOR pour Windows (Brown, 1989).

5.2- Classification des inclusions fluides

Les inclusions fluides primaires et secondaires apparaissent toutes deux dans les échantillons analysés. Les inclusions fluides primaires (P) sont celles qui paraissent distribuées de façon quelconque (disséminées) et les inclusions fluides secondaires (S) sont celles qui sont distribuées le long des microfractures. Ces microfractures sont généralement courtes, se terminant à l'intérieur ou à la limite d'un même minéral. Les inclusions fluides le long de longues microfractures recouvrant plusieurs grains sont par contre peu fréquentes.

Quatre principaux types d'inclusions fluides ont été identifiés dans les pegmatites d'Issia sur la base des caractéristiques pétrographiques à la température ambiante (25°C) et des caractéristiques microthermométriques (Tabl. 1).

5.2.1 - Inclusions fluides aqueuses à H₂O pure (type 1)

Ce sont des inclusions fluides aqueuses à une phase (H₂O)_L, type (1-a) ou à deux phases ((H₂O)_L + (H₂O)_V), type 1-b (Fig.5.1a et b) observées dans presque tous les échantillons de quartz mais jamais dans le beryl.

Les inclusions fluides de type 1-a sont rares, et lorsqu'elles existent, elles présentent généralement des formes d'étranglement (necking down), (Fig. 5.2c) et sont toujours associées aux inclusions fluides du type 2-a (voir ci-dessous) et/ou 1-b dans le quartz.

Leur taille est très variable, entre 5 µm et 30 µm. Du point de vue de leur origine, elles ne sont généralement ni primaires, ni franchement secondaires. Elles ont plutôt une apparence pseudo-secondaire.

Les inclusions fluides de type 1-b constituent le type majoritaire dans les quartz des pegmatites stériles (type A) et des pegmatites à beryl (type B). Dans les pegmatites de types C et D, elles s'observent dans la zone graphique (zone II) et rarement dans les zones internes. Elles sont généralement primaires (1-bP) et parfois secondaires (1-bS), de forme hexagonale allongée (négative) ou trapue (Fig.5.1a). Elles présentent souvent des structures d'étranglement (Fig. 5.1b), et elles ont des tailles généralement réduites (<15 µm). Ces inclusions fluides possèdent des rapports V/L généralement inférieurs à 7/93. Les inclusions fluides 1-bP se distribuent soit de façon quelconque, soit sous forme de bandes de croissance. Elles se présentent généralement sous forme de petits groupements isolés ou rarement associées au type 2.

5.2.2 - Inclusions fluides à H₂O-CO₂ (type 2)

Ce sont des inclusions fluides à deux phases ((H₂O)_L + (CO₂)_V) dont le rapport volumique (CO₂)_V/(H₂O)_L est soit inférieur à 49/51 (2-a), soit supérieur à 51/49 (2-b).

Les inclusions fluides de type 2-a s'observent rarement dans les pegmatites intra et péri-batholitiques de types A et B, mais elles constituent le type le plus abondant dans les pegmatites de types C et D.

Elles sont généralement primaires (2-aP), (Fig. 5.2a et b) mais parfois secondaires (2-aS), (Fig. 5.2d) et de forme hexagonale allongée (négative) ou trapue. Elles montrent parfois des structures d'étranglement (Fig. 5.2c). Elles ont des tailles très variables d'un minéral à l'autre ou à l'intérieur du même minéral, mais la moyenne se situe entre 5 µm et 25 µm. On les observe à la fois dans le quartz et dans le beryl. Les inclusions fluides primaires de ce type sont distribuées de façon quelconque ou sous forme de bandes de croissance. Elles se présentent généralement sous forme de petits groupements isolés, mais elles peuvent être aussi associées à n'importe quel autre type d'inclusion fluide.

Les inclusions fluides de type 2-b s'observent exclusivement dans le quartz et le beryl des pegmatites de types C et D. Elles sont généralement primaires (2-bP) et rarement secondaires (2-bS), (Fig. 5.2b et d) avec des tailles variant entre 10 µm et 30 µm et des formes ovoïdes ou arrondies. Ces inclusions fluides ne sont jamais isolées, elles sont généralement associées à des inclusions fluides de types 2-a ou 3.

5.2.3 - Inclusions fluides carboniques (type 3)

Ce sont des inclusions fluides à une, deux, ou trois phases ($(CO_2)_L$ ou $((CO_2)_L + (CO_2)_V)$ ou $((CO_2)_L + (CO_2)_V + (H_2O)_L)$). Les inclusions fluides de type 3 s'observent généralement dans le beryl et rarement dans le quartz des pegmatites de types C et D. Elles

sont presque toujours primaires dans le beryl mais très souvent secondaires lorsqu'elles sont observées dans le quartz (Fig. 5.3a, b, c et d).

Elles ont des formes généralement hexagonales, parfois globuleuses et des tailles généralement plus grandes que celles des autres types (12 et 37 µm).

5.2.4 - Inclusions fluides à cristaux fils (type 4)

Ce sont des inclusions fluides renfermant au moins une phase solide (NaCl, CaSO₄, beryl, etc.), (Fig 5.4a, b, c, d). Le rapport V/L de ces inclusions fluides est compris entre 3/97 et 10/90 et leur taille est variable (5 µm à 50 µm). Les inclusions fluides de ce type sont toujours primaires et associées aux types 2-aP et 1-bP.

5.3 - Résultats de la microthermométrie

5.3.1 - Inclusions fluides des pegmatites de types A et B

Les inclusions fluides les plus fréquemment rencontrées dans les pegmatites de types A et B sont les inclusions fluides de type 1-b. Le type 2 y est rarement observé. Elles ont été étudiées principalement dans le quartz.

Au cours du refroidissement, la phase vapeur de ces inclusions fluides disparaît autour de -30°C à -34 °C.

Dans les pegmatites de type A, les températures d'homogénéisation des inclusions primaire de type 1-b (1-bP) varient entre 168,4°C et 337,8°C et celles des inclusions secondaires de type 1-b (1-bS) varient entre 142,6°C et 219,5°C (Fig. 5.5b). La salinité

(%wt NaCl) obtenue dans ces inclusions fluides varie entre 2,63% et 11,22% pour le type 1-bP et entre 2,63% et 8,38% pour le type 1-bS (Fig. 5.5a).

Dans les pegmatites de type B, les températures d'homogénéisation des inclusions fluides varient entre 153,9°C et 260°C pour le type 1-bP et entre 91,2°C et 151,4°C pour le type 1-bS (Fig. 5.5d). La salinité varie entre 4,07% et 6,08% pour le type 1-bP et entre 0% et 6,67% pour le type 1-bS (Fig. 5.5c).

5.3.2 - Inclusions fluides des pegmatites de types C

Les échantillons analysés dans ces pegmatites sont le beryl et le quartz dans lesquels les inclusions fluides rencontrées sont des types 1, 2, 3 et 4. Le degré d'apparition de ces inclusions fluides varie en fonction de la zone de la pegmatite concernée. Elles ont été étudiées dans les zones II, III, et IV de la pegmatite N°1. Il est important de signaler que dans la zone aplitique (zone I) aucune inclusion fluide n'a été décelée.

Les inclusions fluides de type 2-a et 1-b apparaissent dans toutes les zones, les types 2-b et 3 apparaissent uniquement dans la zone III à beryl et columbo-tantalite sous leurs formes primaires (2b-P, 3P) et dans toutes les zones sous leurs formes secondaires (2b-S, 3S), et le type 4 apparaît dans les zones II et III.

5.3.2.1- Inclusions fluides de type 1

Les inclusions fluides de type 1 sont plus abondantes dans la zone II que dans les zones internes. Les types 1-a et 1-b sont presque toujours associés lorsqu'elles sont

primaires. Elles sont très souvent affectées par le phénomène d'étranglement. Dans ce cas particulier, on remarque que les inclusions 1-aP proviennent de l'étranglement d'inclusions 1-bP.

L'analyse microthermométrique indique une diminution de la salinité des inclusions fluides de type 1-bP, de la périphérie vers le cœur des pegmatites zonées (Fig. 5.6a et c) avec des variations entre 8% et 13% dans la zone II et entre 3% et 6% dans la zone IV. Les températures d'homogénéisation sont comprises entre 160°C et 340°C pour la zone II, entre 160°C et 220°C pour la zone III et entre 120°C et 240°C pour la zone IV (Fig. 5.6d, e et f).

5.3.2.2 - Inclusions fluides de type 2-aP et 2-bP

Les inclusions fluides de type 2 sont peu abondantes dans la zone II et au contraire en quantité relativement plus élevée dans les zones plus internes.

Au niveau des inclusions fluides de type 2-aP qui ont été par ailleurs observées dans toutes les zones des pegmatites de type C, la salinité a tendance à baisser des zones périphériques aux zones internes (Fig. 5.6a, b, c). Elle varie entre 10% et 13% dans la zone II, entre 6% et 10% dans la zone III et entre 3% et 8% dans la zone IV. Les températures d'homogénéisation varient entre 200°C et 360°C dans la zone II, entre 180°C et 300°C dans la zone III et entre 120°C et 280°C dans la zone IV (Fig. 5.6d, e, f). Il arrive que le taux de NaCl soit très élevé dans les inclusions fluides de type 2-aP dans les zones 2 et 3. Cela se manifeste par la présence presque constante d'inclusions fluides de type 4P à halite (NaCl) dans la zone II et parfois dans la zone III des pegmatites, preuve d'une saturation en

NaCl. La température de fusion du CO₂ varie généralement entre -57.5°C et -56°C avec des valeurs isolées jusqu'à -54°C (Fig. 5.7a, b, c).

Les températures d'homogénéisation des inclusions fluides de type 2-bP, associées au type 2-aP dans la zone III, varient entre 200°C et 340°C. La salinité varie entre 6% et 10% (Fig. 5.6b, e) et la fusion du CO₂ a lieu entre -57.5°C et -56.5°C avec des valeurs isolées jusqu'à -54°C (Fig. 5.7b).

5.3.2.3- Inclusions fluides de type 3P et 3S

Les inclusions carboniques de type 3 sont regroupées essentiellement dans le quartz et le beryl de la zone III. Elles sont plus fréquentes dans le beryl.

Dans le quartz, lorsqu'elles existent, elles sont généralement secondaires et associées à des inclusions aqueuses marquées par des structures d'étranglement ou rarement primaires et isolées.

Dans le beryl où nous avons effectué les mesures microthermométriques, ces inclusions fluides sont très souvent monophasées ((CO₂)_L), biphasées ((CO₂)_L + (CO₂)_V) ou triphasées ((CO₂)_L + (CO₂)_V+ (H₂O)_L) à la température ambiante et elles sont distribuées dans des zones de croissance. Dans le cas où l'inclusion fluide est triphasée, la phase aqueuse représente généralement moins de 10% du volume.

Au cours du refroidissement, les inclusions monophasées se transforment dans certains cas en inclusions biphasées ((CO₂)_L + (CO₂)_V).

Les inclusions fluides strictement carboniques, mono et biphasées ($(CO_2)_L$) et ($(CO_2)_L + (CO_2)_V$) ne sont souvent associées à aucun autre type. Toutefois, elles coexistent parfois avec le type 2 triphasé ($(CO_2)_L + (CO_2)_V + (H_2O)_L$).

Les températures de fusion du CO_2 sont rangées entre -58°C et -56.5°C (Fig. 5.7b). Les températures d'homogénéisation du CO_2 en liquide varient entre 10°C et 29°C (Fig. 5.8).

5.3.2.4 - Inclusions fluides de type 4

Ces inclusions fluides qui paraissent toujours primaires sont rencontrées dans le quartz et le beryl des zones II et III où elles sont toujours associées aux types 2-aP et 1-aP. Elles sont totalement absentes dans les zones internes (zone IV). Elles sont toujours primaires. Dans la pegmatite N°1 qui a été spécialement étudiée, les phases solides rencontrées dans les inclusions fluides sont l'anhydrite ($CaSO_4$), l'halite ($NaCl$), le quartz et le beryl (Fig. 5.4).

5.3.3- Évidences de l'immiscibilité des fluides : exemple de la pegmatite N°1

5.3.3.1- Immiscibilité : définition et contraintes

Au cours de ces dernières années, de nombreuses recherches ont prouvé que l'immiscibilité à l'état fluide peut être responsable de beaucoup de phénomènes géologiques dans les environnements sédimentaires, métamorphiques et magmatiques, entre autres, les transformations métasomatiques (Weisbrod et Poty, 1975; Weisbrod et al.,

1976; Lagache et Weisbrod, 1977; Weisbrod, 1980), l'altération et la concentration des métaux dans les gisements de porphyres cuprifères (Roedder, 1971a et b; Denis, 1974; Moore et Nash, 1974; Poty et Weisbrod, 1976; Chivas et Wilkins, 1977; Etminan, 1977; Eastoe, 1978; Ramboz, 1979; Denis et al., 1980; Le Bel, 1980; Wilson et al., 1980), d'autres types de gisements associés aux activités volcaniques (Spooner, 1980) ou magmatiques acides (Kelly et Turneaure, 1970; Landis et Rye, 1974; Rye et Sawkins, 1974; Leroy, 1978; Bray, 1980; Grant et al., 1980; Ramboz, 1980), les gisements métallifères des formations sédimentaires (Roedder, 1976, 1977a et b) et la mise en place des gisements pétroliers.

En plus, l'immiscibilité des fluides a un intérêt particulier dans l'estimation des conditions thermobarométriques à des stades spécifiques de l'évolution des systèmes rocheux (Wieisbrod et Poty, 1975; Roeder et Bodnar, 1980; Weisbrod, 1981; Pichavant et al., 1982, Samson et al., 2003).

Le terme *immiscibilité* est souvent utilisé de façon erronée ou de façon inexacte sous d'autres terminologies. Il importe alors de bien définir ce point avant son utilisation.

Si un système contenant plusieurs phases homogènes est en équilibre, c'est à dire, si l'équilibre interne est atteint pour chaque phase et si toutes les phases sont en équilibre entre elles, alors ces phases sont immiscibles (Pichavant et al, 1982).

Ainsi, deux phases coexistantes de composition quelconque sont immiscibles si leur association définit un état d'équilibre aux conditions P-T spécifiées (Pichavant et al, 1982; Dugdale et Hagemann, 2001).

La mise en évidence du piégeage de deux fluides dans la même inclusion fluide (piégeage hétérogène) montre de façon indubitable que ces fluides coexistaient en étroit contact l'un de l'autre, et donc étaient en (ou proches de) équilibre au lieu et au moment du piégeage (Ramboz et al., 1982). Le piégeage hétérogène constitue donc une simple et très bonne preuve de l'immiscibilité des fluides.

Ramboz et al. (1982) ont défini 3 principaux critères pour prouver l'immiscibilité de deux types d'inclusions fluides.

Critère (1) : les deux types de fluides doivent apparaître au sein d'une même région du même échantillon, et il doit y avoir de bonnes évidences de leur piégeage contemporain.

Critère (2) : les deux types de fluides doivent homogénéiser à la même température ou, pour être plus réaliste, dans la même tranche de température (car le piégeage n'est pas un processus instantanément et strictement isothermal-isobare).

Critère (3) : au cours du réchauffement, les pressions dans les deux types de fluides sont différentes avant l'homogénéisation. Toutefois, la pression atteint la même valeur (pression de piégeage) à la température d'homogénéisation.

5.3.3.2 - Application aux pegmatites d'Issia avec le cas de la pegmatite N°1

Les études menées sur la pegmatite N°1 ont montré que les inclusions fluides dispersées dans les cristaux de quartz et béryl ont des rapports gaz/liquide variables au sein d'un même échantillon (type 1 à 4). Cette variabilité peut soit s'expliquer par le piégeage hétérogène de deux fluides immiscibles en présence, soit par des changements de volumes ou de compositions (fuites, décrépitation naturelle, étranglement, réaction avec le minéral hôte), (Ramboz et al., 1982).

Dans le cas de cette étude, seules les inclusions fluides des cristaux de quartz et de béryl ont été considérées. Ces minéraux se caractérisent par leurs structures cristallographiques assez rigides, leur conférant une forte résistance à la corrosion chimique. Aussi, dans de nombreux cas, les inclusions fluides étudiées ne présentaient pas de signes quelconques de transformation postérieure à leur piégeage (« necking down », fuites, décrépitations naturelles). Dans ces conditions, l'hypothèse du piégeage hétérogène peut être admise.

L'abondance d'inclusions fluides dépourvues de phases aqueuses observables et la coexistence d'inclusions fluides aqueuses et d'inclusions fluides carboniques dans les minéraux, suggèrent qu'il y avait deux phases fluides immiscibles durant la précipitation de ces minéraux (Chi et al., 2002; Samson et al., 2003). Les inclusions carboniques qui contiennent théoriquement une phase aqueuse non observable au microscope constituaient alors la phase vapeur et les inclusions aqueuses constituaient la phase liquide. Les

inclusions fluides contenant à la fois gaz et liquide résultent vraisemblablement d'un piégeage hétérogène du liquide et du gaz.

Les inclusions fluides étudiées dans chaque zone de la pegmatite N°1 ont des tranches de température d'homogénéisation totale globalement semblables dans un minéral donné au sein de la même zone, ce qui montre que les fluides ont été piégés à la même température, mais que les différences dans les rapports liquide/gaz sont simplement dues à l'hétérogénéité du piégeage.

Les différences des rapports liquide/gaz entre les différents types d'inclusions fluides dans les conditions ambiantes constituent une belle preuve de la différence de densité entre les fluides piégés.

Selon ces tests, les inclusions fluides primaires des pegmatites respectent les trois critères de l'immiscibilité des fluides énoncés par Ramboz et al. (1982).

Nous ne savons pas, par contre, si ces deux fluides immiscibles résultent d'une séparation in situ à partir d'un même fluide ou alors, s'ils dérivent d'un flux de fluides contenant deux phases fluides déjà séparées avant d'arriver au lieu de la précipitation des minéraux.

Toutefois, il a été remarqué l'absence d'inclusions fluides dans la zone I, la présence d'inclusions fluides aqueuses et d'inclusion silicatées dans les zones II et III, et le regroupement des inclusions carboniques dans la zone III (zone à albite-microcline). Ces observations semblent favoriser la première hypothèse.

Dans ce cas, il est suggéré qu'au cours de la cristallisation du bain magmatique, le liquide résiduel s'est saturé en eau puis en composés carboniques. La cristallisation de la zone I s'est faite au cours de la phase purement magmatique du bain silicaté. La libération des premiers fluides s'est faite au cours de la cristallisation de la zone II. Ces premiers fluides sont aqueux. La cristallisation de la zone III est consécutive à la séparation du fluide en une phase aqueuse et une phase carbonique. Les zones II et III constituent des zones de transition (zone pegmatitique) entre la phase magmatique et la phase purement hydrothermale de la cristallisation de la pegmatite. Les zones IV et V ont cristallisé au cours de la phase hydrothermale.

Les réactions métasomatiques associées à la mise en place de la pegmatite N°1 ont affecté le quartz primaire et généré ainsi des inclusions fluides secondaires à travers des microfractures intra ou inter cristallines et des processus d'étranglements.

5.3.4- Pressions et températures de formation

Sur la base de l'immiscibilité des fluides, ci-haut présentée, on peut dire que la température d'homogénéisation des inclusions fluides formées par piégeage homogène d'un fluide représente la température de ce fluide au moment du piégeage. Les inclusions carboniques se sont probablement formées à partir du piégeage homogène de la phase vapeur, mais leur température d'homogénéisation totale ne peut pas être mesurée puisque la phase aqueuse n'y est pas observable au microscope. Les inclusions aqueuses se sont probablement formées à partir du piégeage homogène de la phase liquide, et leur température d'homogénéisation totale est utilisée pour indiquer la température de piégeage.

Les températures d'homogénéisation de la phase carbonique dans les inclusions carboniques sont utilisées pour construire les isochores, en utilisant le programme Flincor de Brown (1989). Les pressions du fluide au moment du piégeage des inclusions fluides correspondent aux pressions sur les isochores correspondants aux températures d'homogénéisation des inclusions aqueuses.

Dans un souci de réalisme, nous avons utilisé seulement les isochores des inclusions fluides trouvées dans le beryl car dans ce minéral, les inclusions fluides semblent être plus préservées comparativement au quartz qui semble avoir subi les effets des réactions métasomatiques dans la pegmatite.

Les isochores des inclusions carboniques dans les cristaux de beryl, indiquent une large variation dans la pression des fluides (Fig. 5.9). La pression des fluides varie de 480 à 1060 bars à 154.5°C (température d'homogénéisation minimum des inclusions fluides aqueuses) et de 1100 à 2400 bars à 360.3°C (température d'homogénéisation maximum des inclusions fluides aqueuses). La médiane des isochores donne 645 bars à 154.5°C et 1460 bars à 360.3°C. La température de piégeage et la pression de piégeage des inclusions fluides de la pegmatite N°1 seront discutées dans le chapitre 8 consacré à la discussion des résultats.

Malgré les strictes précautions prises en vue d'éviter d'effectuer des mesures sur des inclusions fluides ayant subi des étranglements après la séparation, les températures d'homogénéisation obtenues sont très dispersées. Cela est probablement dû à des effets d'étranglement non observés sur plusieurs inclusions fluides. En effet, l'étude

pétrographique des pegmatites a révélé de nombreux phénomènes d'altération métasomatique tardive dans toutes les zones de la pegmatite N°1 qui fait l'objet de cette étude. Ces réactions ont dû affecter énormément les inclusions fluides primaires, surtout celles contenues dans les cristaux de quartz.

Tabl. 5.1. Principales caractéristiques des types d'inclusions fluides rencontrés dans les pegmatites d'Issia

N°	ID Échantillon	Minéral	Encaissant	Description de l'échantillon	Taille (majorité) des inclusions fluides (µm)	Types majoritaires	Types minoritaires	Nombre total
Domaine intra- et péribatholitique								
1	11	Quartz	Granite	Pegmatite de type B	3-50 (10-27.5)	1-bP	1-bS, 1-aS	69
2	14	Quartz	Granite	Pegmatite de type A	3-57.5 (10-27.5)	1-bP	1-bS, 1-aS	50
Domaine de contact granite-schiste								
3	B.E.A02-02	Béryl	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone III	10-42.5 (17.5-30)	2-aP, 2-bP	3P	24
4	B.B-75	Béryl	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone III	5-50 (12.5-37.5)	3P	3S	55
5	B.E.A06-02	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone III	6-30 (10-25)	2-bP, 4P	2-aP, 3P, 1-aP	71
6	B.B.18	Béryl	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone III	3-37.5 (12.5-22.5)	3P	4P	36
7	E.A10-02	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type D, zone greisénifiée,	5-22.5 (7.5-15)	2-aP, 2-bP	3P	19
8	E.A01-02	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone II	5-32.5 (7.5-17.5)	2-aP, 2-aS, 1-bP	3S, 3P, 4P	68
9	E.A01-03	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone II	7.5-67.5 (10-25)	2-aP, 1-bP, 3P, 3S	2-bP, 3P, 4P	66
10	E.A01-05	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone III	5-50 (10-30)	2-aP, 3P, 4P	2-bP	56
11	E.A01-06	Quartz	Micaschiste	Pegmatite de type C, zone IV	4-17.5 (4-10)	2-aP, 2-bP, 1-bP	3P	18

P = Primaire, S = Secondaire

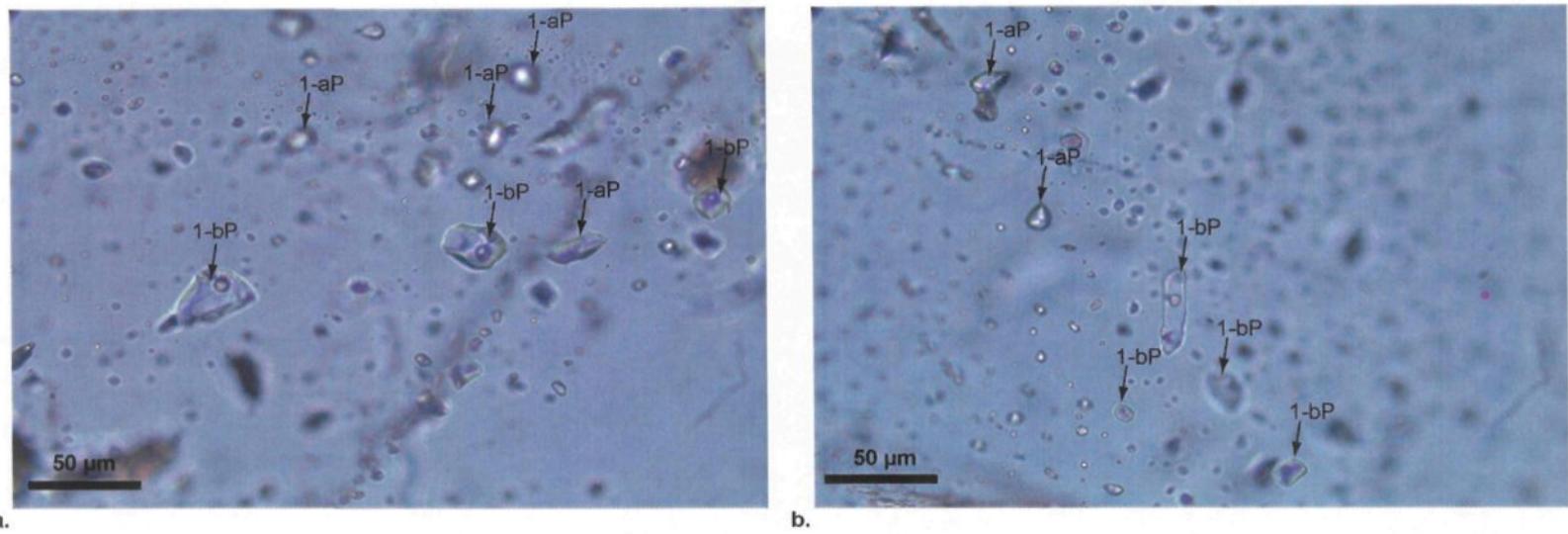


Fig. 5.1. Associations d'inclusions fluides de types 1-aP et 1-bP dans des minéraux de quartz de deux pegmatites de types A (**a**) et B (**b**)

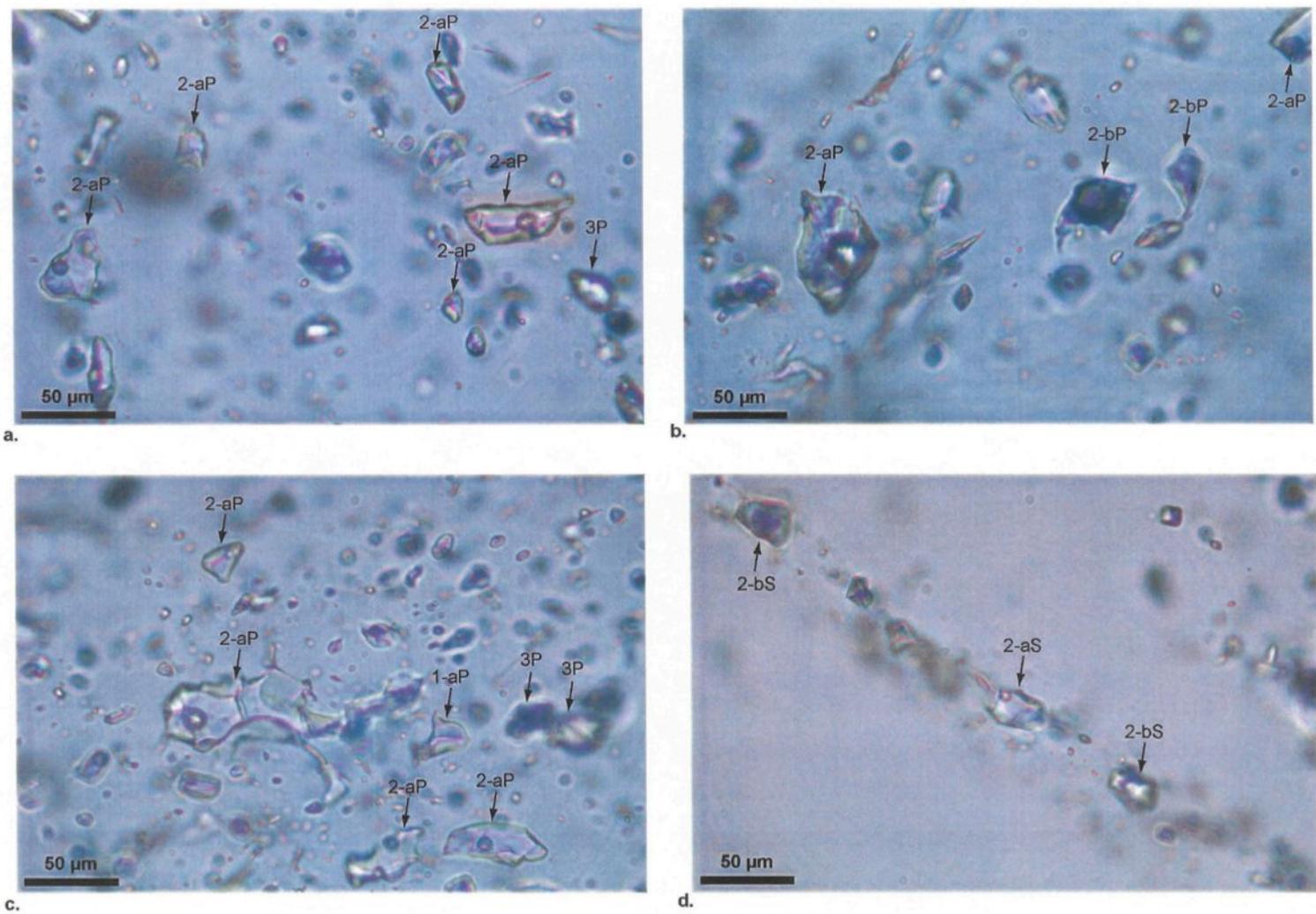


Fig. 5.2. Différentes associations d'inclusions fluides dans des minéraux de quartz de la Pegmatite N°1. **a.** Types 2-aP et 3P (zone II), **b.** Types 2-aP et 2-bP (zone III), **c.** Type 2-aP, 1-aP et 3P affectées par des structures d'étranglement (zone II), **d.** Types 2-aS et 2-bS (zone II).

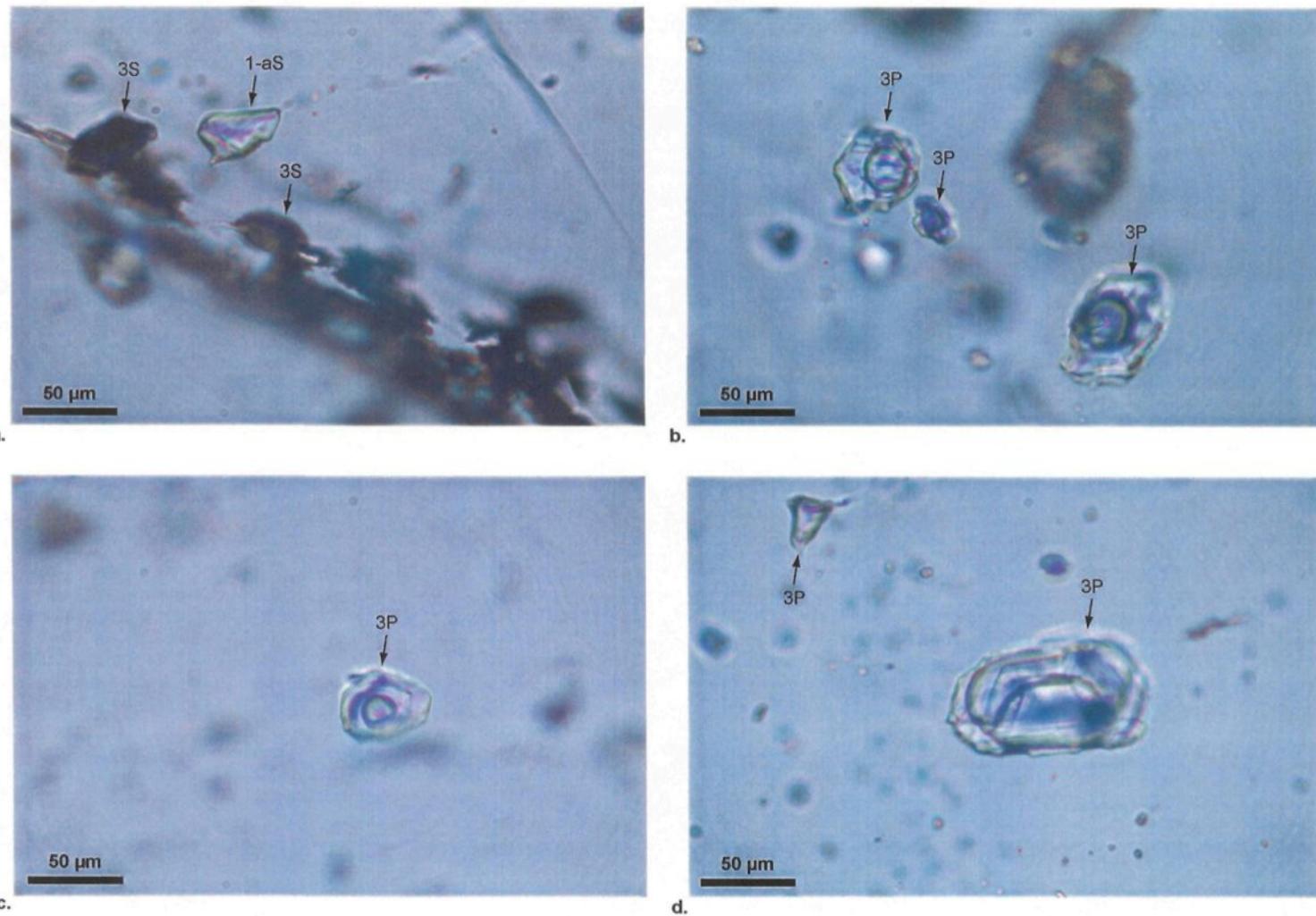


Fig. 5.3. Inclusions fluides carboniques (type 3) dans la pegmatite N°1. **a.** Association des types 3S et 1-aS dans un minéral de quartz, **b.** Association des types 3 à 2 phases et 3 phases dans un minéral de beryl. **c** et **d.** types 3 à 2 et 3 phases dans des minéraux de beryl

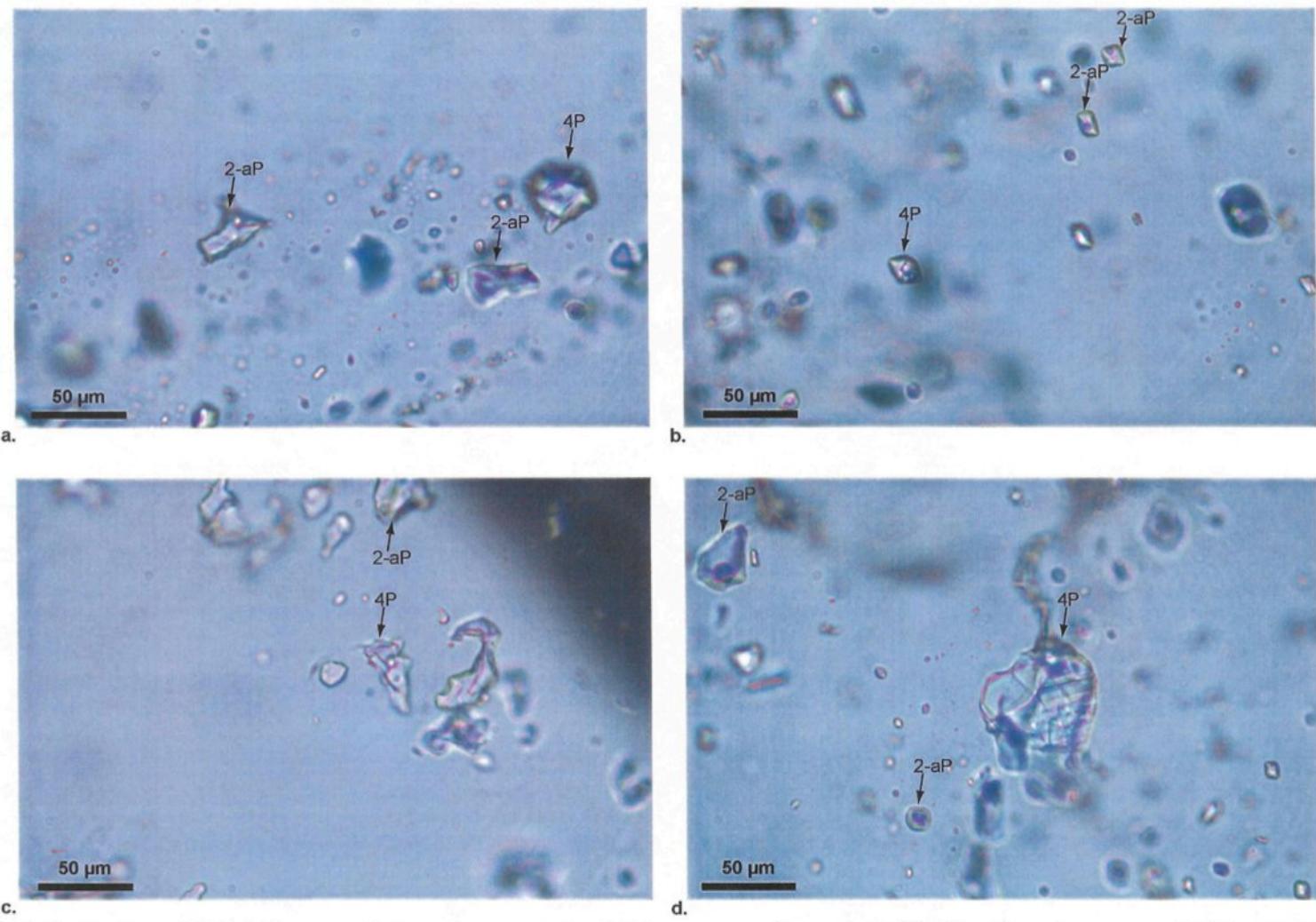


Fig. 5.4. Inclusions fluides de type 4 dans la pegmatite N°1 montrant des cubes d'halite dans les zones II (a) et III (b) de l'anhydrite prismatique dans la zone III (c) et du béryl dans la zone II (d).

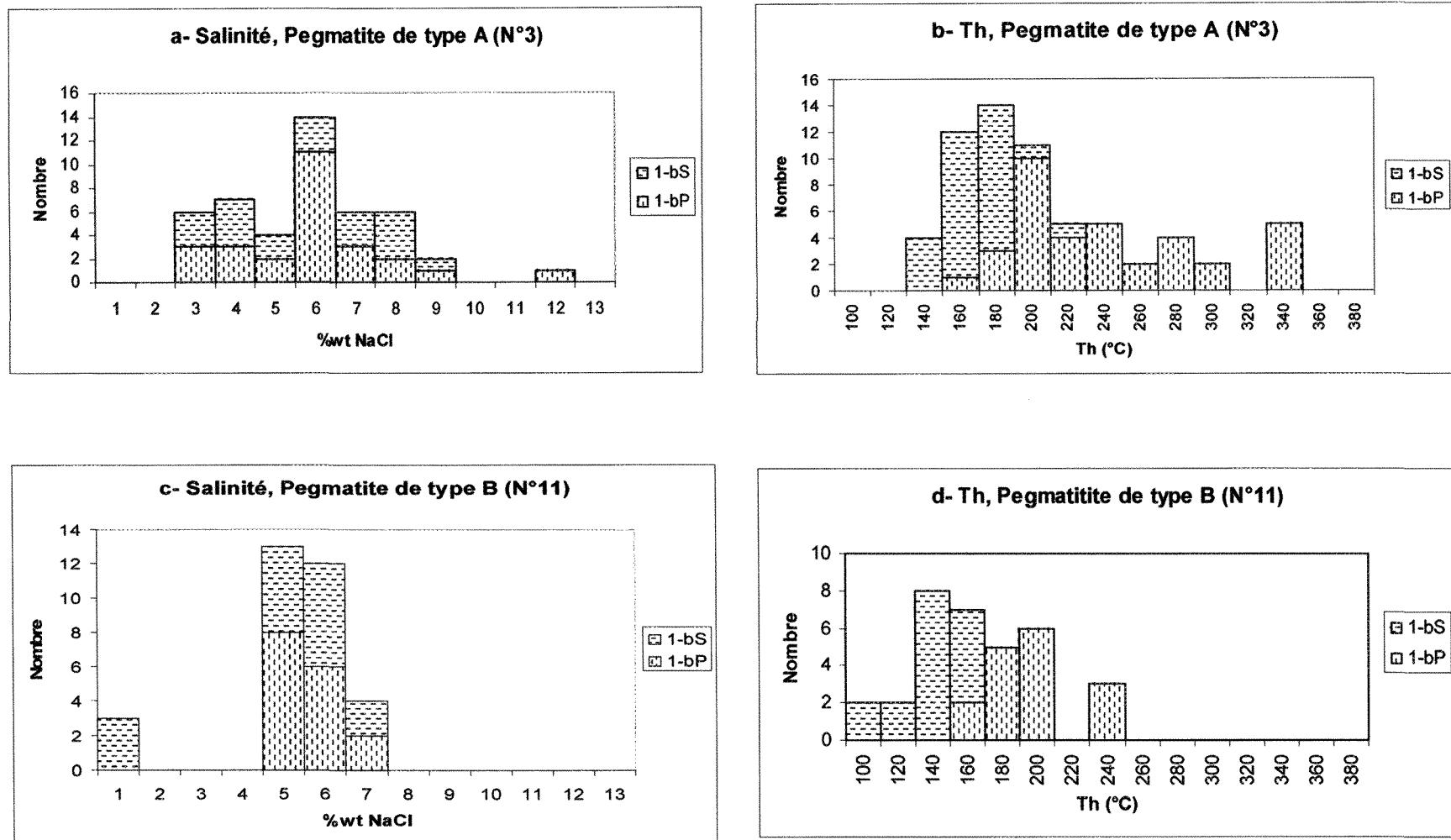


Fig. 5.5. Histogrammes de la salinité et des températures d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses des pegmatites de types A et B

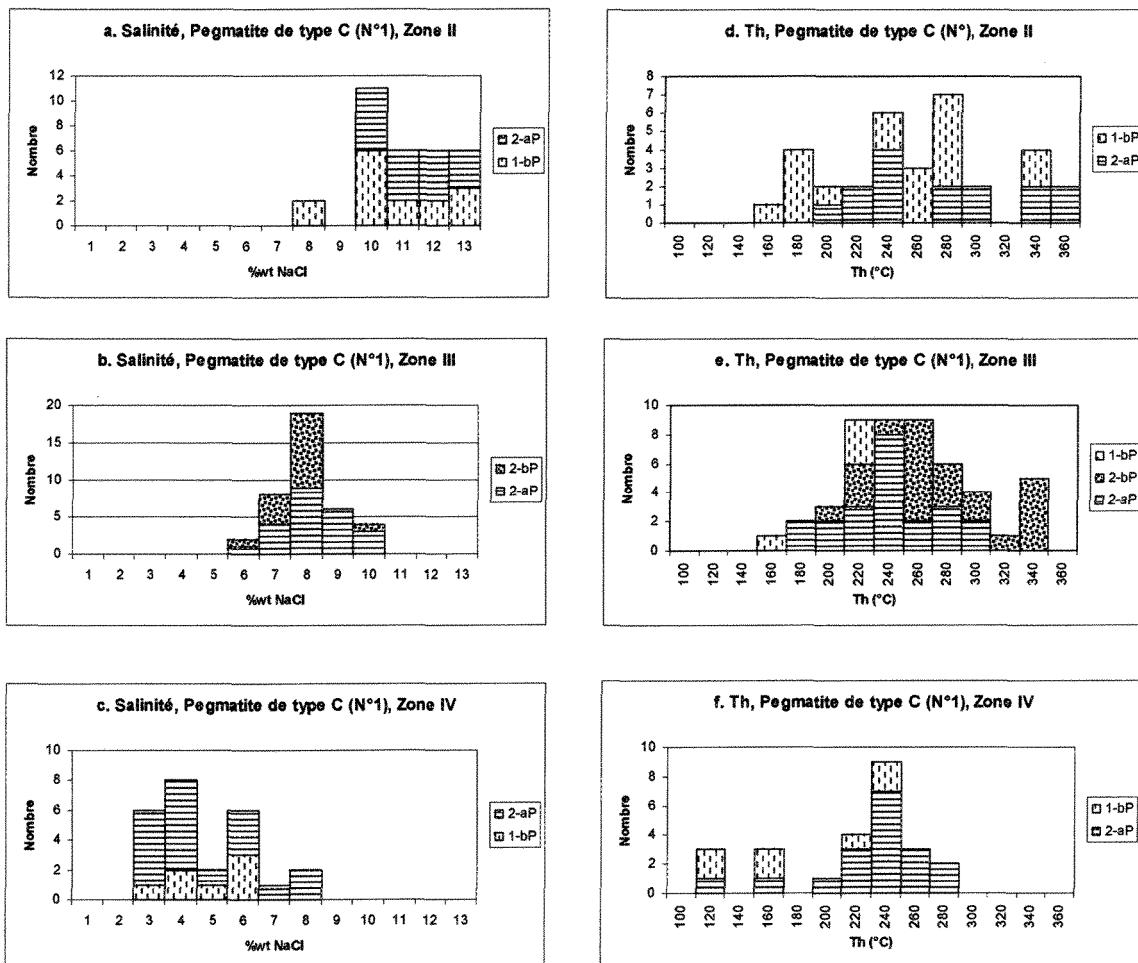


Fig. 5.6. Histogrammes des températures d'homogénéisation totale dans les zones de la pegmatite N°1

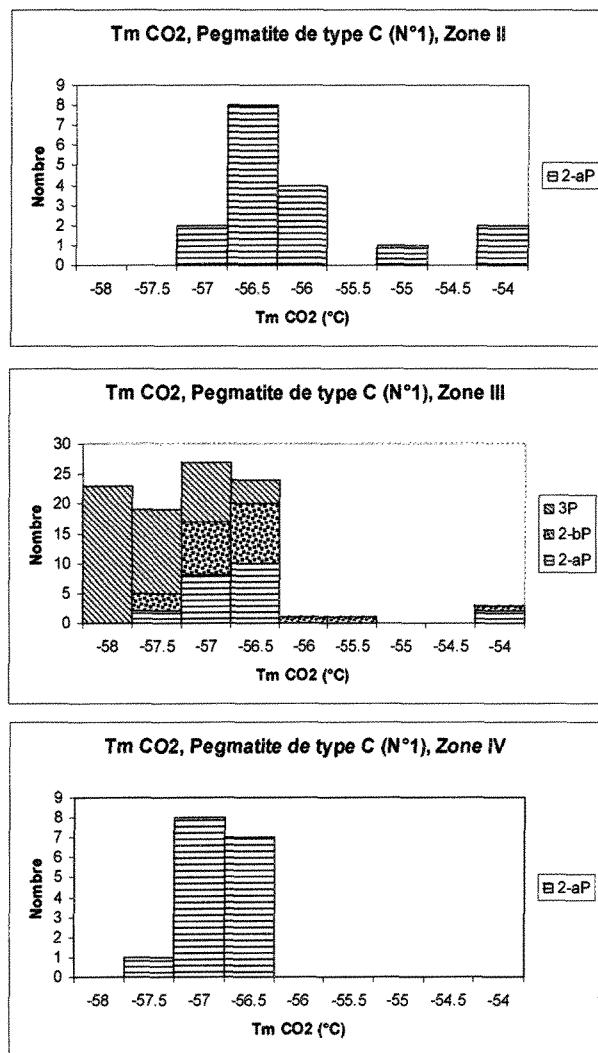


Fig. 5.7. Histogrammes des températures de fusion du CO₂ dans les zones de la pegmatite N°1 de type C

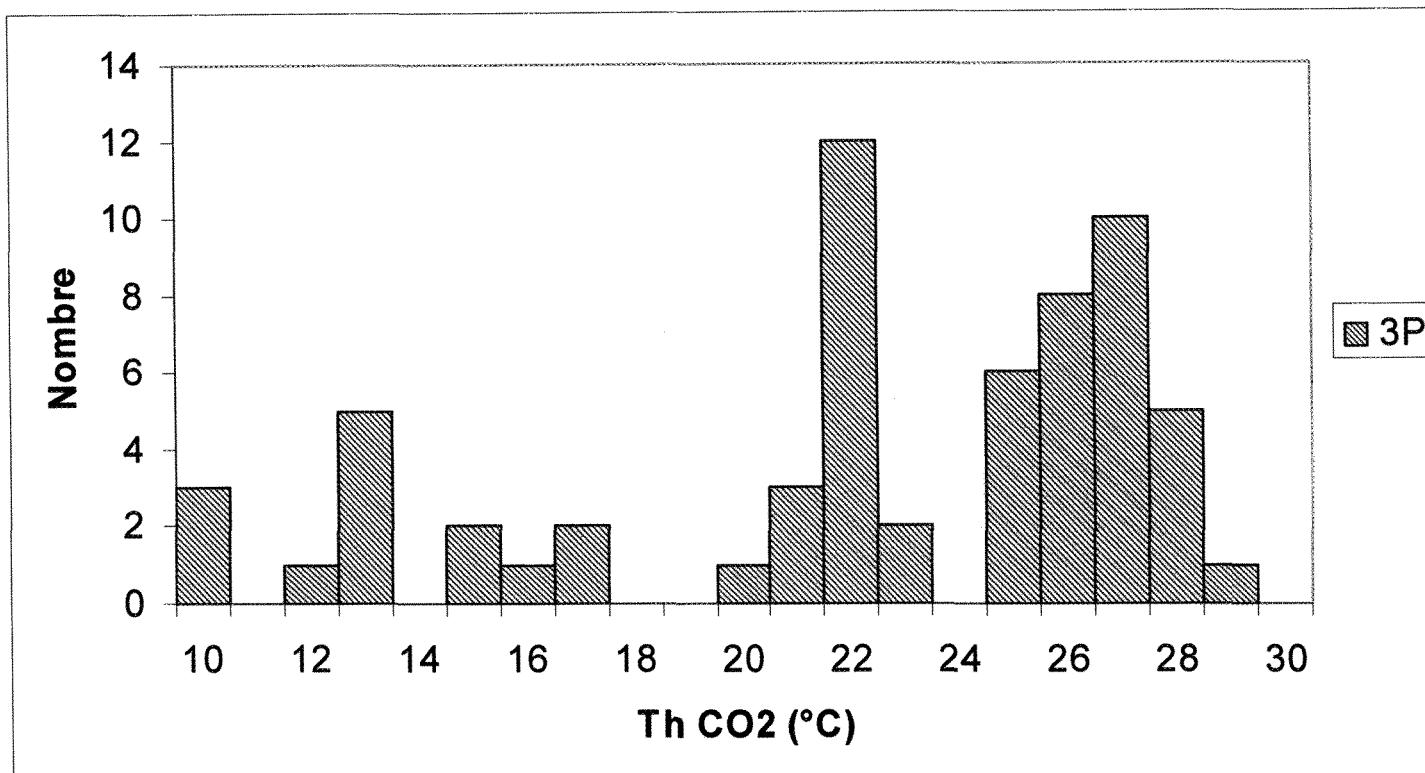


Fig. 5.8. Histogramme des températures d'homogénéisation du CO_2 dans les cristaux de beryl (zone III) de la pegmatite N°1

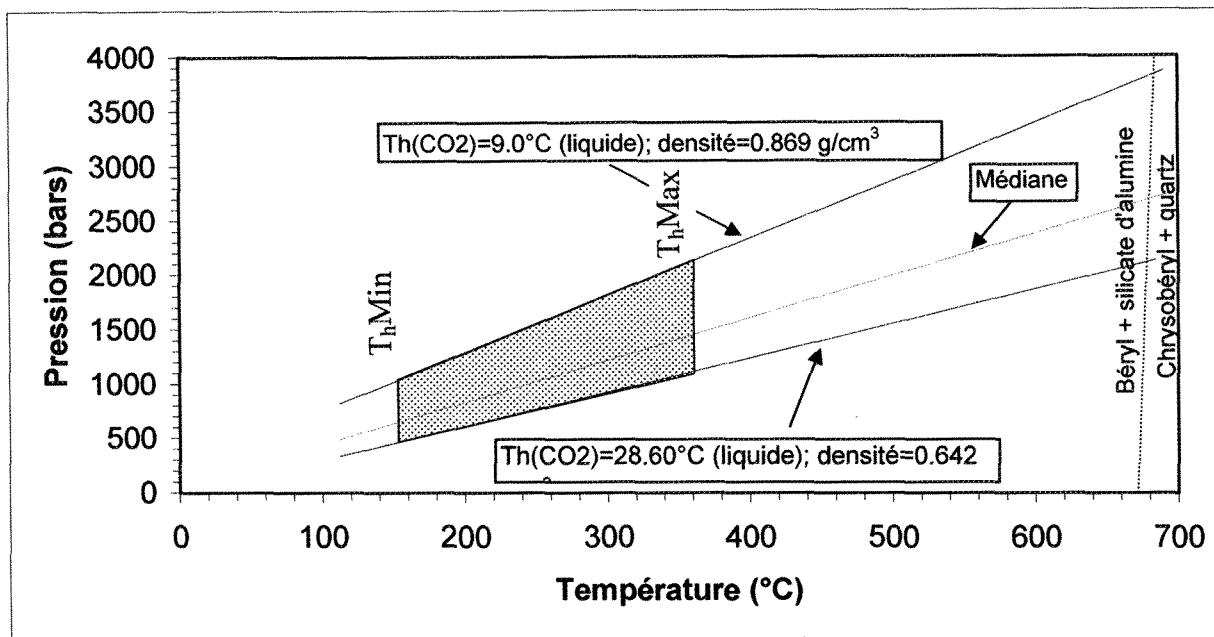


Figure 5.9. Isochores des inclusions fluides carboniques dans la pegmatite N°1 de type C. La zone ombrée indique l'étendue des températures d'homogénéisations finales obtenu à partir des inclusions fluides aqueuses primaires de type 1-P et 2P, et l'étendue des pressions des fluides estimées à partir des températures d'homogénéisation du CO₂ dans les inclusions fluides de type 3P

CHAPITRE 6

CARACTÉRISTIQUES ET GÉOMORPHOGÉNIE DE LA COLUMBO-TANTALITE DÉTRITIQUE

6.1 – Choix de deux zones d'étude

Le gisement comprend 12 blocs minéralisés regroupés en deux types principaux sur la base de leur localisation par rapport aux domaines géomorphologiques. Il s'agit d'une part des blocs localisés sur les interfluves et d'autre part de ceux localisés dans les berges des rivières. Les blocs des interfluves sont ceux de Étienne 1 (CE1), Étienne 2 (CE2) et de Méguhé (AL1) à l'Ouest de la ville d'Issia, et les blocs des berges sont ceux des rivières 1, 4, 5, 10 et 11 également à l'Ouest de la ville d'Issia, et ceux de Sézo1, Sézo 2a, Sézo 2b, Sézo 3 et Sézo 4, à l'Est (Fig. 2.2).

Nous avons regroupé les blocs CE 1, CE 2 et AL1 en un seul grand bloc (la mine Étienne-Méguhé) du fait de leur proximité et de leur position géomorphologique semblable. Pour les mêmes raisons, nous avons aussi regroupé les blocs des rivières 1, 4 et 5 en un seul grand bloc, la mine Bémadi, en référence au village le plus proche (Bémadi). Les mines Étienne-Méguhé et Bémadi, que nous avons choisi d'étudier, représentent alors, respectivement le type de minéralisation concentrée sur les interfluves et le type de minéralisation concentrée dans les alluvions.

6.2 – La lithologie du socle

Le substratum des zones minéralisées est très peu varié du point de vue de sa lithologie. Il est constitué essentiellement par des micaschistes à staurotide à intercalations de quartzites, traversés par un réseau important de pegmatites.

Si les pegmatites sont souvent intactes sous les sédiments, il n'en est pas de même pour les quartzites et les micaschistes qui sont quant à eux, fortement affectés par l'altération météorique. Les micaschistes se présentent sous forme de masses argileuses ou sablo-argileuses de couleur vert clair se reconnaissant par l'existence des structures primaires, qu'elles ont conservées et par la présence de certains minéraux caractéristiques, tels que la staurotide et la séricite. Les quartzites se présentent sous forme d'associations meubles de quartz et de micas blancs ou sous forme de véritables galets ovoïdes de couleur vert foncé.

6.3 - Étude des profils d'altération

6.3.1 – Méthodes d'étude

Le manteau d'altération couvrant les sites sélectionnés comprend généralement à la base un gravier et au sommet un remblai fin. Pour mieux comprendre le mode de distribution de la minéralisation dans les différentes couches (C), le gravier est subdivisé, de bas en haut, en un gravier inférieur (C4) correspondant au contact entre les dépôts meubles et la roche non altérée, un gravier intermédiaire (C3-2) et un gravier supérieur

(C3-1). Pour sa part, le remblai est subdivisé en un remblai inférieur (C2) et un remblai supérieur (C1) qui constitue la partie du remblai renfermant la matière organique végétale.

Si la subdivision gravier supérieur (C3-1) et gravier intermédiaire (C3-2) a été maintenue au niveau de la mine Étienne-Méguhé, il faut noter qu'au niveau de la mine Bémadi, ces deux niveaux ont été souvent regroupés sous un seul ensemble C3 car la distinction n'était pas toujours aisée à cause de la présence constante de l'eau dans les puits. Dans ce cas, il est donc possible de distinguer un gravier inférieur (C4) et un gravier supérieur (C3).

Dans cette subdivision, nous regroupons sous le vocable de gravier l'ensemble des roches meubles de la classe des rudites (gravier s. str., galets, cailloux, blocs) dont le diamètre des grains est en moyenne supérieur à 2 mm.

Pour comprendre les processus supergènes qui ont favorisé la concentration de la columbo-tantalite sur les interfluves de la mine Étienne-Méguhé, il a paru aussi important de connaître la nature de la matrice du gravier minéralisé. La fraction argileuse de ce gravier dans les puits sélectionnés a donc été prélevée et analysée par diffraction aux rayons-X au laboratoire de géochimie de l'Université du Québec à Chicoutimi.

Dans la mine Étienne-Méguhé, les lignes de puits ont été réalisées suivant la direction perpendiculaire aux pegmatites recensées sur le site, alors que dans la mine Bémadi, les lignes de puits suivent la direction perpendiculaire aux rivières 4 et 5 qui sont elles-mêmes parallèles. Les puits ont été foncés jusqu'au soubassement dans le but d'avoir une vue

complète des successions lithologiques et des variations de la minéralisation depuis la roche mère.

Nos observations ont été focalisées sur des lignes de puits choisies sur la base de leur représentativité des caractères spécifiques à chaque mine.

Ainsi, sur la mine Étienne-Méguhé, les lignes C et J (Fig. 6.1) ont été choisies et sur la mine Bémadi, ce sont les lignes LIV 5.5a et LIV 3.5d (Fig. 6.2), respectivement en amont et en aval de la rivière 4, qui ont été choisies.

La qualité des grains de columbo-tantalite des deux mines a été étudiée sur la base de leurs caractères morphoscopiques, granulométriques et chimiques.

Les analyses granulométriques ont été faites à partir d'un ensemble de 8 colonnes de tamis à mailles comprises entre 0,85 et 15 mm. Ces analyses s'appuient sur la valeur pondérale de chaque fraction granulométrique. Cette méthode directe a certes l'inconvénient de sous-estimer sans doute l'hétérogénéité granulométrique des populations étudiées, du fait que les grains de grande taille sont évidemment plus lourds que ceux qui sont de petite taille, mais elle a l'heureux avantage d'être très facile dans la pratique et de fournir des résultats assez fiables pour faire des comparaisons entre différentes populations de grains.

L'analyse morphoscopique est menée en décrivant successivement :

- la forme générale des grains ;

- la forme du contour des grains : régulier s'il est rectiligne ou faiblement sinueux ; assez irrégulier si la sinuosité s'accroît et irrégulier lorsqu'apparaissent une ou plusieurs indentations assez profondes sur la surface du minéral ; les indentations sont dues soit aux cassures conchoïdales enregistrées à la suite de fragmentations, soit à la formation de macles au cours de la cristallisation des minéraux ; il s'agit aussi de vérifier si le grain est arrondi et émoussé ou présente des rebroussements (revêtement d'un bord du grain).
- l'état de la surface des grains en tenant compte des caractères généraux de la topographie, de la présence de la gangue et de l'existence de marques de déformation mécanique (stries, impacts conchoïdaux).

Toutes ces observations morphoscopiques, à l'exception de la forme générale, sont faites sur chacune des faces des grains. Elles sont réalisées à l'œil nu et en microscopie optique à grossissement réduit (au maximum 40 fois).

Par la suite, pour s'assurer de l'existence ou non de variations chimiques à la surface des minéraux au cours de leurs évolution supergène, des lames minces polies ont été analysées à l'aide d'une microsonde électronique de type Cameca SX100 (conditions d'opération : 15 kV, 20 nA).

Nous avons donc étudié simultanément l'évolution morphologique, les déformations mécaniques liées au transports et l'évolution chimique des grains.

6.3.2 - Profils d'altération en zone alluvionnaire : Cas de la mine Bémadi

6.3.2.1- Généralités

Bémadi est un village situé à 6 km de la ville d'Issia, sur la voie menant à Duékoué. La mine portant le nom de ce village se trouve en amont de la rivière Gbéguéhi. Comme mentionné plus haut, cette mine comprend les blocs de la rivière 1, de la rivière 4 et de la rivière 5 et l'interfluve entre les rivières 1 et 4 (Fig. 2.2). Les profils d'altération de la mine Bémadi ont été étudiés essentiellement à partir des puits réalisés tout au long de la rivière 4 (Fig.6.1). La figure 6.3 est une illustration des successions lithologiques le long de cette rivière et des détails sur les puits de deux lignes qui lui sont perpendiculaires (LIV 5.5a et LIV 3.5d).

La succession des roches meubles est marquée par un granoclassement normal.

Sur l'ensemble des puits étudiés, seulement deux, les puits P01 et P06, respectivement sur les lignes L IV 5.5a et L IV 3.5d, ont fait l'objet d'échantillonnage pour les analyses granulométriques des différentes couches. Ces analyses, dont les résultats graphiques et la statistique descriptive sont fournis respectivement par les figures 6.4a-b et 6.5a-b et le tableau 6.1, illustrent bien les variations observées généralement dans le manteau d'altération des zones alluvionnaires de la mine. Le puits P01 est situé sur un micaschiste en amont de la rivière 4 et le puits P06 est situé également sur un micaschiste, mais plus vers l'aval de cette rivière. Après analyse de ces figures et du tableau, on remarque que dans les deux puits, la granulométrie augmente dans l'ordre remblai

supérieur (C1), remblai inférieur (C2) et gravier supérieur (C3), puis diminue brusquement au passage au gravier inférieur (C4). Ce changement est dû au fait que le gravier inférieur est un mélange entre la base de la couche C3 et le produit d'altération in situ du micaschiste sous-jacent qui est en outre dépourvu de grands cristaux. À part le remblai qui a une tendance unimodale, le gravier présente à tous les niveaux une bimodalité assez nette.

6.3.2.2 – Le gravier inférieur (C4)

La couche C4, comme indiqué plus haut, représente le contact entre les alluvions et le soubassement rocheux. Comme telle, elle va renfermer à la fois la saprolite de la roche sous-jacente et une partie des alluvions ayant pénétré cette saprolite. Dans les puits P01 et P06, les taux de graviers sont respectivement de 45,45% et 26,99% (Tabl. 6.1). Sur les micaschistes, les débris de roches et les minéraux observés dans la fraction grossière de cette partie du gravier présentent toutes les formes (arrondies, sub-arrondies, et sub-angulaires) tandis que sur les pegmatites, ils sont généralement anguleux.

Sur les figures 6.5a et b, on observe une distribution bimodale de la couche C4 au niveau des puits P01 et P06 avec des modes similaires centrés à 0,5 mm et 3 mm. Cela met en évidence la coexistence de deux matériaux de textures différentes. Les médianes sont de 0,5 mm dans le puits P06 et de 0,8 mm dans le puits P01.

La minéralogie de ce gravier reflète à la fois celle des pegmatites, des micaschistes et des quartzites. Dans les puits réalisés sur les micaschistes, le gravier inférieur est composé essentiellement de quartz, de feldspaths généralement très altérés, de tourmaline (au contact

avec les pegmatites), de muscovite et de staurotide. On y rencontre aussi des galets de quartzite à biotite. Les minéraux utiles les plus fréquemment rencontrés sont le beryl et la columbo-tantalite. C'est seulement dans cette couche que l'or a été rarement observé sous forme de fines paillettes dans les fonds de batées.

Cette composition polygénique reflète à la fois celle des pegmatites, des micaschistes et des quartzites.

Sur les pegmatites, le gravier inférieur est essentiellement constitué par les minéraux des pegmatites.

6.3.2.3 – Le gravier supérieur (C3)

C'est le gravier vrai au sens strict du terme. Il est constitué essentiellement par du matériau alluvial.

La composition pétrographique du substratum étant très peu variée, on assiste à une grande monotonie de la pétrographie du matériau alluvial. Il est important de souligner que, si ces roches livrent des fragments de toute taille, il y a dans chaque cas, une fraction qui prédomine ; les micaschistes fournissent surtout des sables quartzeux fins et des argiles sableuses, les quartzites, des gros galets et lorsqu'elles sont altérées, des sables quartzeux, moyens et fins, et les pegmatites, des blocs et des galets.

Il faut insister sur le fait que dans ce gravier alluvionnaire, les formes des débris varient selon la position dans le lit de la rivière 4, surtout au-dessus des micaschistes. En

amont, les débris sont presque toujours sub-anguleux à très anguleux (Fig. 6.6), alors qu'en allant vers l'aval, ils ont toutes les formes (anguleuse, sub-anguleuse, sub-arrondie, arrondie) dans cette partie du gravier (Fig. 6.7).

Aussi, constate-t-on qu'en général, le gravier est plus grossier en amont que vers l'aval, comme l'illustre l'exemple des puits P01 et P06. La médiane de la taille des débris du gravier supérieur du puits P01 est plus élevée (2,4 mm) que celle des débris rencontrés dans le puits P06 (1,9 mm), (Tabl. 6.1). Près de 25% de la population des grains a un diamètre supérieur à 3 mm dans le gravier supérieur du puits P01 alors que dans le gravier supérieur du puits P06 seulement 17% de cette population a un diamètre supérieur à 3 mm.

Les figures 6.5a et b montrent que les graviers supérieurs des puits P01 et P06 sont bimodaux avec deux modes similaires à 0,5 mm pour la fraction sableuse et 3 mm pour la fraction graveleuse. Les taux de la fraction graveleuse dans les deux puits sont de 60,12% et 47,99%, respectivement pour les puits P01 et P06, ce qui fait de ce niveau, un vrai gravier selon la classification de Folk (1980).

Outre les variations horizontales que nous venons de mentionner, on note une variation verticale de la granulométrie du gravier supérieur qui se traduit par la diminution progressive de la taille des débris de la base au sommet.

On remarque par ailleurs sur les rives convexes des méandres dessinés par la rivière, que le gravier supérieur (et même le gravier inférieur) renferme essentiellement des blocs

aux contours anguleux caractéristiques des milieux éluviaux et colluviaux. C'est la transition entre le lit majeur et le versant.

La couleur du gravier supérieur est variable. De gris beige dans le lit majeur, sa partie supérieure est rubéfiée au niveau de la berge.

Du point de vue minéralogique, le gravier supérieur est marqué essentiellement par la présence de quartz, de tourmaline, de feldspaths (souvent très altérés) et de muscovite. La staurotide y est rarement observée. Les minéraux utiles les plus fréquemment rencontrés sont, comme dans le gravier inférieur, le beryl et la columbo-tantalite.

6.3.2.4 – Le remblai fin (C1 et C2)

Au gravier succède un remblai sableux à argileux dont l'épaisseur est variable selon qu'il repose sur les pegmatites ou sur les micaschistes. Dans le premier cas, elle est en général de 0,1 à 0,5 m et dans le second cas, elle varie de l'ordre de 1 à 3 m.

Ce remblai témoigne d'un engorgement général des vallées après la phase d'alluvionnement. Les coupes transversales réalisées le long de la rivière 4 (fig. 6.3a-c) permettent de se faire une idée de cet engorgement. Pour mieux comprendre l'évolution de ce remblai fin, nous y avons distingué un remblai inférieur (C2) et un remblai supérieur (C1).

* Le remblai inférieur (C2)

Sur le gravier repose en continuité le remblai inférieur qui est essentiellement une couche de sable graveleux dont l'épaisseur est très forte de part et d'autre du lit actuel de la rivière 4 (Fig. 6.3a). L'épaisseur de la couche devient généralement très faible lorsqu'on approche le lit de la rivière. D'une texture sablo-graveleuse à la base, cette couche devient de plus en plus sableuse puis sablo-argileuse vers le sommet.

La couleur du remblai inférieur est également variable, blanche ou jaune. Vers la berge, sa partie supérieure présente des rubéfactions parfois très prononcées. C'est dans le remblai jauni (également aux abords de la berge) que l'on peut noter de rares exemples de «mottled clay» dont dérivent d'une manière très exceptionnelle, quelques concrétions ferrugineuses.

Les tris granulométriques indiquent des médianes de 0,8 mm et de 1,4 mm respectivement dans les puits P01 et P06. Les courbes montrent que la couche C2 est unimodale avec son mode à 1 mm au niveau du puits P01 et bimodale au niveau du puits P06 avec les modes à 1 et 3 mm. Ces données statistiques indiquent clairement que la couche C2 est moins grossière que la couche C3 dans les deux puits, et que cette couche, bien que fine par sa texture moyenne, présente une importante fraction grossière au niveau du puits P06 par comparaison au puits P01.

Du point de vue minéralogique, cette couche renferme essentiellement les mêmes éléments rencontrés dans le gravier supérieur, mais de plus faible taille. Les minéraux

résistants sont fortement émoussés et les micas blancs se présentent sous forme de paillettes très déchiquetées.

* Le remblai supérieur (C1)

Au dessus du remblai inférieur, se trouve le remblai supérieur qui est caractérisé par sa richesse en matière organique (couleur noire, abondance de racines végétales) et la présence de quelques galets de quartz parfaitement émoussés. Cette couche est plutôt de texture sablo-argileuse à totalement argileuse. Des traînées de sable blanc s'observent à sa surface. L'analyse granulométrique de cette couche dans les puits P01 et P06 confirme sa texture plus fine. En effet, dans ces deux puits, la couche C1 présente respectivement des médianes de 0,4 mm et 0,7 mm et un seul mode, dans les deux cas à 1 mm.

6.3.2.5 – Paléotopographie

Au vu des coupes géologiques et de la topographie actuelle de la rivière 4 (Fig. 6.3a), on se rend compte d'une certaine délocalisation de son lit. On remarque en effet l'existence de deux anciens chenaux de part et d'autre du lit actuel.

La preuve de l'existence de ces anciens chenaux est fournie, et par la topographie actuelle du substratum rocheux, et par le fait de la continuité du gravier au-dessus de ce substratum.

Par ailleurs, nous avons remarqué que le lit actuel de la rivière passe généralement sur des pegmatites tandis que les anciens chenaux sont quant à eux localisés sur des micaschistes.

La superposition des anciens chenaux aux micaschistes traduit la faible résistivité de ces roches par rapport aux autres roches.

Une grande phase d'alluvionnement a occasionné l'érosion des micaschistes, et des quartzites et même des pegmatites qui ont d'ailleurs livré les matériaux dont l'accumulation a donné le gravier minéralisé. Cette phase d'alluvionnement a créé des fosses de part et d'autre des pegmatites résistantes. Elle est suivie d'une autre phase plus calme se traduisant par les dépôts successifs de sables graveleux, puis de sables argileux.

L'écoulement de l'eau en surface se fait actuellement au-dessus des vestiges des pegmatites qui constituent alors le matériau le moins perméable pouvant drainer les eaux de surface.

6.3.3 - Profils d'altération sur interfluve : Cas de la mine Étienne-Méguhé

6.3.3.1 - Généralités

La mine Étienne-Méguhé est localisée au Nord de la mine Bémadi, entre la rivière Ggéréhi au Nord et la rivière Ggéguéhi au Sud. Elle comprend les blocs CE1, CE2 et AL1 qui se localisent sur deux interfluvies séparés par une petite rivière, la rivière Étienne (Fig. 2.2 et 6.2).

Le terme Étienne fait référence au prénom du propriétaire des terres sur lesquelles ont été découverts les premiers indices columbo-tantalifères sur les blocs CE1 et CE2 et le terme Méguhé est donné en souvenir du village le plus proche du bloc AL1.

Les profils d'altération de la mine Étienne-Méguhé ont été étudiés à partir des puits réalisés sur l'ensemble de la mine, depuis les sommets des interfluves jusque dans les ravins qui les entaillent. Parmi ces puits, sept réalisés sur une même ligne (ligne J), (Fig. 6.7), perpendiculaire à la direction d'allongement des interfluves, ont été sélectionnés pour les analyses granulométriques. Les sept puits sélectionnés comprennent cinq situés sur les sommets et les flancs des interfluves et deux dans les ravins sillonnant ces interfluves.

La topographie et la géologie d'ensemble du site sont représentées par les figures 6.8a et b qui constituent des coupes géologiques réalisées respectivement sur les lignes J et C (fig. 6.2). Le relief d'ensemble est très peu accidenté comme partout ailleurs dans la région avec des pentes assez douces, de l'ordre de 5° en moyenne.

L'architecture générale du manteau d'altération sur les interfluves de la mine Étienne-Méguhé est illustrée à la figure 6.9. Celle-ci met en évidence un filon de pegmatite intrusif dans les micaschistes.

On observe des micaschistes fortement altérés sur lesquels repose du gravier caractérisé par les contours anguleux à sub-anguleux des débris de quartz qui s'y trouvent.

La pegmatite est progressivement désagrégée vers la surface où elle fait place à du gravier éluvial minéralisé tandis qu'en profondeur, elle présente les caractéristiques d'une roche saine.

Les roches du substratum et les sédiments meubles sus-jacents sont marqués par une forte latéritisation qui se traduit par une couleur brun rougeâtre (9 R 4/8) à la base évoluant progressivement au brun noir (5YR 2/4) au sommet avec l'apparition de la matière organique.

La figure 6.9 indique également un fait marquant : la discontinuité latérale du gravier, contrairement à ce qui est observé au niveau de la mine Bémadi où le gravier s'étend latéralement de façon continue.

Cette dernière observation traduit le fait que le gravier de la mine Étienne Méguhé n'a pas connu un long déplacement au cours des ruissellements.

6.3.3.2 – Le gravier inférieur (C4)

La partie inférieure du gravier présente des caractères distincts selon la nature du soubassement rocheux.

Sur les pegmatites, il est très grossier et on y reconnaît les fragments anguleux de quartz et de tourmaline associés à de nombreuses paillettes de micas. Les feldspaths sont fortement altérés. Les minéraux utiles sont la columbo-tantalite et le beryl. La matrice est

sablonneuse et marquée par de fines paillettes de muscovite et des grains de quartz aux contours anguleux.

Sur les micaschistes par contre, cette partie du gravier est plus fine que celle qui est observée au-dessus des pegmatites, et la composition minéralogique diffère par la rareté des minéraux utiles (béryl et columbo-tantalite) et l'abondance de staurotide dans le cas des micaschistes. Les débris grossiers qu'on y trouve présentent des contours anguleux à sub-anguleux.

Les figures 6.10.a, b, c et 6.11a, b, c, d représentent les courbes des pourcentages cumulés (en poids) de la taille des éléments constitutifs en fonction de la profondeur, de la nature de la couche et de celle du soubassement alors que les tableaux 6.2 et 6.3 en résument les paramètres de distribution. Les figures 6.12a, b, c et 6.13a, b, c, d constituent une représentation graphique de la distribution des populations de ces éléments.

On y remarque un caractère bimodal généralisé du gravier inférieur avec le premier mode à 0,5 mm et le second mode à 3 mm.

6.3.3.3 – Les graviers intermédiaire et supérieur (C3-2 et C3-1)

Le passage d'une partie à l'autre du gravier (de la partie inférieure à la partie intermédiaire, puis de la partie intermédiaire à la partie supérieure) se fait de façon continue, tant dans la taille des grains que dans leur morphologie et leur composition.

Sur les pegmatites, on constate une diminution de la taille des débris et une augmentation de la matrice sablo-argileuse. Les débris demeurent par ailleurs avec des contours anguleux, mais quelquefois sub-anguleux dans la partie supérieure.

Dans les ravins, on note au dessus des pegmatites la coexistence de débris d'émoussés variables tout en restant faibles et aussi une forte polygénie de ces débris.

La minéralogie, que ce soit sur les interfluves ou dans les ravins, varie légèrement par rapport à la partie inférieure. Les feldspaths ont presque disparu et la muscovite est fortement déchiquetée et se retrouve en majeure partie associée à la matrice.

Sur les micaschistes, on remarque plutôt que la taille des débris augmente sensiblement dans la partie intermédiaire du gravier puis diminue vers la surface. Ces débris sont généralement sub-anguleux, mais jamais complètement émoussés.

Les minéraux des micaschistes ne s'y observent plus. La tourmaline est omniprésente mais en grand cristaux et les feldspaths se font rares.

Ces observations montrent que le gravier de la mine Étienne-Méguhé a connu très peu ou pas du tout de mouvement au cours de son histoire. Il s'agit donc de dépôts purement éluviaux et plus ou moins colluviaux.

Les analyses par diffraction aux rayons-X effectuées sur la fraction argileuse des échantillons prélevés dans cette partie intermédiaire et supérieur du gravier de la mine

montrent qu'il s'agit de kaolinite (Fig. 6.14) à laquelle s'ajoute les résidus de feldspath (microcline) et de muscovite.

Les résultats de l'analyse granulométrique sont fournis par les figures 6.11 à 6.13 et les tableaux 6.2 et 6.3. Ces figures et tableaux illustrent bien la progression de la granulométrie selon la nature du soubassement et le caractère bimodal de la distribution des débris qui continue dans les parties intermédiaire et supérieure du gravier.

6.3.3.4 – Le remblai fin (C1 et C2)

Un remblai fin sableux et argileux se superpose au gravier. Ce remblai est généralement très mince lorsqu'il se superpose à un gravier (5 à 20 cm), mais en absence de gravier, il peut être très épais (jusqu'à 3 m). Dans les ravins, l'épaisseur du remblai peut atteindre 1 m au dessus des pegmatites. Compte tenu de son épaisseur, qui est en général faible, il n'a pas semblé nécessaire de distinguer dans le remblai des interfluves, un remblai inférieur et un remblai supérieur.

Dans le puits P J13, on note entre la partie inférieure (C2) et la partie supérieure (C1) du remblai, l'intercalation d'un gravier très argileux (C3), (Fig. 6.8a). Ceci pourrait témoigner d'un épisode particulier. On remarque aussi que dans ce gravier les débris ont des émoussés variables et le mortier argileux est très important, contrairement à celui qui est au contact du substratum pegmatitique qui possède des débris plutôt anguleux et un mortier argileux assez faible en importance. Sans doute, témoignent-ils en partie d'apports latéraux brusques, vu leur caractère peu fréquent et isolé.

Les résultats de l'analyse granulométrique (Fig. 6.10 et 6.13, et Tabl. 6.3 et 6.4) révèlent une granulométrie fine et un caractère presque en général unimodal du remblai fin comparativement aux autres couches.

6.4 - Distribution de la minéralisation columbo-tantalifère

6.4.1 – Distribution quantitative

Dans le secteur Étienne-Méguhé, les travaux de prospection menés ont révélé que les panneaux minéralisés se superposent toujours à des pegmatites malgré que le gravier se répand presque partout, mais avec une discontinuité latérale.

À l'analyse de la coupe géologique résultant de la description des puits, de la géologie de surface et de la minéralisation dans les puits (Fig. 6.15), il apparaît que :

- la columbo-tantalite se concentre de préférence dans la partie altérée des pegmatites et dans le gravier à l'aplomb de celles-ci ;
- la partie altérée des micaschistes ne porte pas, si non porte très peu de minéralisation ;
- le gravier au dessus des micaschistes n'est pas toujours minéralisé.

Ces observations, non seulement, concordent avec l'hypothèse de la liaison génétique entre la minéralisation columbo-tantalifère et les pegmatites (Allou et al., 2003), mais mieux encore, elles indiquent que le gravier, qui provient indubitablement de la désagrégation des pegmatites, ne porte pas toujours la minéralisation. Le quartz étant moins

dense (densité = 2,65) que la columbo-tantalite (densité de la columbite = 5,3, densité de la tantalite = 8,1), il aura tendance à se déposer plus loin que ce dernier sous l'effet du ruissellement. Les grains de columbo-tantalite associés au gravier, loin de son origine, auront tendance à être plus fins.

Cette distribution obéit au premier principe mécanique de la formation des placers, exposé par Routhier (1963), selon lequel «*sur des grains de même forme, l'action d'un courant est fonction de leur densité et de leur diamètre*». Ainsi, pour des minéraux de même densité, il y aura un classement par taille, les plus fins se déposant plus loin que les plus grossiers et à taille égale, il se produira un classement par densité, les minéraux les moins lourds se déposant plus loin sous l'effet du courant.

Pour que les minéraux de columbo-tantalite se déposent sur de longues distances, il faut donc que la vitesse du courant soit assez forte. Ceci est tout à fait conforme au second principe qui dit qu'*«il y a concurrence entre la gravité et la vitesse de l'eau»*. Ainsi, un minéral lourd se déposera d'autant plus loin que le courant est plus fort.

Ces lois que Routhier présente s'inscrivent dans une loi plus générale, la loi de Stokes, qui gouverne les relations entre la taille et la densité des particules soumises à un courant (Force, 1991). Selon la loi de Stokes, en effet, la vitesse de déplacement d'une particule sphérique est proportionnelle à sa densité et au carré de son rayon. Les minéraux plats se déplacent plus lentement que les particules sphériques de même volume. Tourtelot (1968) donne l'équivalence des diamètres entre les grains de quartz et les minéraux lourds de certains placers.

Dans la mine Bémadi, le rapport entre la minéralisation et la nature du substratum est le même qu'au niveau de la mine Étienne-Méguhé. En effet, ici également, la minéralisation a tendance à se concentrer davantage dans la partie altérée des pegmatites et dans le gravier qui les surmonte (Fig. 6.16 et 6.17).

Par contre, un fait remarquable est à souligner : le gravier sous berge est presque toujours columbo-tantalifère, même lorsqu'il se trouve au-dessus des micaschistes. Il est aussi important d'ajouter que la granulométrie de la columbo-tantalite recueillie dans les graviers alluvionnaires de la mine Bémadi est presque toujours de taille très réduite par comparaison avec celle de la mine Étienne-Méguhé.

Sous l'effet du courant qui dans le contexte d'un cours d'eau est plus fort que dans le cas d'un simple ruissellement de flanc d'interfluve, le métal aura tendance à se déposer plus loin. Sur son parcours, les chocs avec les débris rocheux vont alors générer sa corrosion mécanique et sa fragmentation en débris plus fins. Le métal, qui est de plus réduit dans sa taille va progressivement subir l'effet du courant de l'eau et ainsi se répandre dans le gravier le long du cours d'eau.

Cette hypothèse sera traitée en détail dans la prochaine section qui concerne la granulométrie, la morphoscopie et la chimie des grains de columbo-tantalite.

6.4.2 – Distribution qualitative

6.4.2.1 – Les grains de columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé

Les analyses ont porté sur des populations de grains de columbo-tantalite issues des graviers de 11 puits dont 7 de l'interfluve du bloc Étienne (CE1 et CE2) et 4 de l'interfluve du bloc Méguhé (AL1). Afin de pouvoir établir des comparaisons avec la mine Bémadi, seules les moyennes des valeurs sur l'ensemble des 11 puits ont été retenues.

La columbo-tantalite libérée sur les crêtes et les flancs des interfluvés est en général de grande taille. La taille moyenne est de 7,56 mm, mais cette population est très hétérogène. Les grains de petite taille sont nombreux (environ 43% du poids est représenté par des grains de moins de 5 mm) et en même temps on observe de très grande taille (Fig. 6.18a).

La figure 6.18b montre que les grains de columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé ont un caractère bimodal avec le mode le plus élevé à 5,8 mm (20,6%) et le plus faible à 14,2 mm (13,3%).

Les traits morphoscopiques caractéristiques de ces populations de grains (Tabl. 6.4) sont :

- l'irrégularité des formes et les contours des grains fragmentés. Près du tiers (28,35%) des grains étudiés ont des contours irréguliers, marqués par les traces de cassures conchoïdales ;

- l'importance du nombre de grains présentant des formes cristallines nettes, visibles à l'œil nu ou en microscopie optique à faible grossissement (36,22%) ;
- l'abondance des grains possédant des plaquettes de quartz (53 %)
- la faible quantité de grains arrondis (0,39 %), ovales (1,57 %), ou émoussés (10,63 %).

Les figures 6.19a, b, et c illustrent bien les caractères morphoscopiques ci-dessus décrits.

6.4.2.2 – Les grains de columbo-tantalite de la mine Bémadi

Dans la mine Bémadi, les grains de columbo-tantalite analysés sont issus des graviers prélevés dans 5 puits localisés dans le lit majeur de la rivière 4. Parmi ces puits, trois (P01, P02, P03) sont localisés sur la ligne L IV 5.5a, vers la tête de la rivière et deux (P05, P06) sur la ligne L IV 3.5d, plus proches de l'aval. Le choix des puits a un double intérêt : permettre des comparaisons à la fois entre les grains des dépôts alluvionnaires (mine Bémadi) et ceux des dépôts éluvionnaires/colluvionnaires (mine Étienne-Méguhé), et entre les grains des dépôts en tête de rivière et ceux des dépôts plus proches de l'aval. Comme à la mine Étienne-Méguhé, pour les statistiques sur la granulométrie des grains, des moyennes ont été faites pour les puits en tête de rivière et pour ceux situés vers l'aval.

Dans le lit de la rivière 4, la columbo-tantalite a une granulométrie relativement réduite. L'analyse granulométrique des grains recueillis vers la tête de la rivière donne une

moyenne de 7,10 mm et les grains de taille inférieure à 5 mm sont estimés à environ 50% du poids total (Fig. 6.18a). Quant aux grains recueillis vers l'aval, la taille moyenne est de 4,33 mm et la population de taille inférieure à 5 mm est de 64% du poids total.

Sur la figure 6.18b, il apparaît que les grains recueillis vers l'amont ont un caractère bimodal comme ceux des éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé, mais dans ce cas, le mode le plus faible est à 5 mm (16 %) et le plus élevé est à 14,2 mm (18,5 %). Les grains recueillis vers l'aval de la rivière 4 ont un caractère unimodal centré sur 5 mm (24,2 %).

Ces observations indiquent bien que la columbo-tantalite des versants et des sommets des interfluves de la mine Étienne-Méguhé est plus grossière que celle des alluvions de la mine Bémadi. Aussi remarque-t-on que le minerai est plus grossier vers l'amont que vers l'aval de la rivière 4.

Il est important de préciser que dans le secteur Bémadi, il n'a jamais été trouvé de minéraux de columbo-tantalite de très grande taille comme cela a été le cas dans le secteur Étienne-Méguhé.

L'analyse morphoscopique des grains recueillis dans les alluvions révèle des caractères distinctifs de ces derniers par rapport à ceux des éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé (Tabl. 6.5).

Ces caractères distinctifs sont les suivants (les valeurs fournies sont respectivement pour les grains recueillis vers la tête de la rivière 4, puis ceux recueillis du côté aval) :

- la faible quantité de minéraux ayant conservé leurs formes cristallines initiales (13,23% et 2,78%) ;
- la faible quantité de grains possédant des plaquettes de quartz (4,74% et 0,93%) ;
- la très grande quantité de grains arrondis (11,85% et 12,96%), ovales (7,11% et 19,44%), ou émoussés (34,12% et 63,89%).

Ces observations indiquent aussi des différences morphoscopiques entre les grains de l'amont et ceux de l'aval : les grains en aval ont beaucoup moins conservé leurs formes cristallines, possèdent moins de plaquettes de quartz et sont plus arrondis et plus émoussés.

Les figures 6.20a et b illustrent les caractères morphoscopiques spécifiques des grains de columbo-tantalite alluvionnaires de la mine Bémadi.

Il est important de signaler l'existence de rares paillettes d'or dans les concentrés recueillis en aval. Ces paillettes sont remarquablement plus usées que les grains de columbo-tantalite associés (Fig. 6.20c).

6.4.2.3 – Composition chimique et texture des grains

Pour évaluer l'effet des processus supergènes sur la composition chimique des minéraux de Nb-Ta, nous comparons les minéraux recueillis dans les dépôts supergènes et ceux recueillis dans les pegmatites.

Dans les pegmatites, les minéraux analysés présentent deux types de textures : la zonalité oscillatoire et la zonalité de remplacement (Fig. 4.23b et d, et 4.24a et b) qui sont

les deux types de textures primaires fréquemment observés dans la columbo-tantalite, dont plusieurs exemples sont illustrés dans la littérature (Barsanov et al., 1971; Von Knorring et Condliffe, 1984; Lahti, 1987; Černý et al., 1992; Johan et Johan, 1994; Uher et al., 1994; Abella et al., 1995; Tindle et Breaks, 2000). Dans les minéraux de Nb-Ta des mines Étienne-Méguhé et Bémadi, seules les textures primaires sont observées (Fig. 4.23a, c et e). Aucune texture de dissolution-précipitation, liée aux processus exogènes, n'est identifiée.

6.5 – Résumé

Le gisement de columbo-tantalite d'Issia est un exemple de placer columbo-tantalifère localisé au Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire. Les mines Étienne-Méguhé et Bémadi sont présentées à titre de zones-tests pour caractériser les deux types principaux de minéralisations de la localité.

La mine Méguhé est localisée sur un large interfluve. La paléotopographie de cette mine ne révèle aucune trace d'ancien chenal. Le sol montre par contre des évidences d'oxydation extrême caractéristique des sols latéritiques résiduels de type ferrallitique. Le gravier minéralisé renferme la quasi-totalité des minéraux des pegmatites, et il est marqué par une forte discontinuité latérale, la forme angulaire des débris et une granulométrie très grossière. Il est aussi remarqué la grande proportion des minéraux de Nb-Ta ayant des formes cristallines intactes (36%) ou ayant des contours irréguliers ou assez irréguliers (61 %). La fraction grossière de ces minéraux de Nb-Ta est très importante.

La mine Bémadi couvre un ensemble de trois vallées dans lesquelles coulent des rivières. Dans cette mine, la paléotopographie fournit des évidences de l'existence d'anciens chenaux d'écoulement creusés dans les micaschistes, de part et d'autres des pegmatites. Ces chenaux ont été déplacés au cours de la géomorphogenèse. Le sol dans ce cas est fortement lessivé. Le gravier minéralisé est marqué par une grande continuité latérale, la forme arrondie ou subarrondie des débris rocheux qui ne renferment presque pas de minéraux de faible résistance à l'altération météorique (feldspaths, micas). La proportion des minéraux columbo-tantalifères ayant des contours émoussés est très importante (34 à 63 %). La taille des grains de Nb-Ta est généralement très réduite (comparativement à ce qui s'observe sur la mine Étienne-Méguhé) et diminue d'amont en aval des rivières.

La composition chimique des minéraux de Nb-Ta, que ce soit dans la mine Étienne-Méguhé ou dans la mine Bémadi, n'a connu aucun changement par rapport à celle des minéraux de Nb-Ta rencontrés dans les pegmatites saines.

Tabl. 6.1. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches observées dans les puits P01 et P06

	C1	C2	C3	C4
P 01				
Médiane (mm)	0,40	0,80	2,40	0,80
% wt gravier	0,00	14,19	60,12	45,45
% wt sable + argile	100,00	85,81	39,88	54,55
P 06				
Médiane (mm)	0,60	1,40	1,90	0,50
% wt gravier	0,00	39,58	47,99	26,99
% wt sable + argile	100,00	60,42	52,01	73,01

Tabl. 6.2. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches de trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé

	C1+C2	C3-1	C3-2	C4
P J01				
Médiane (mm)	0,80	1,70	1,70	2,20
% wt gravier	28,36	55,76	56,78	59,23
% wt sable + argile	71,64	44,24	43,22	40,77
P J08				
Médiane (mm)	0,75	1,75	3,00	2,70
% wt gravier	24,98	60,73	77,60	76,80
% wt sable + argile	75,02	39,27	22,40	23,20
P J13				
Médiane (mm)	1,10	1,30	0,80	3,00
% wt gravier	53,29	60,50	38,55	77,24
% wt sable + argile	46,71	39,50	61,45	22,76

Tabl. 6.3. Paramètres caractéristiques de la granulométrie des couches de quatre puits situés sur des micaschistes

	Remblai	Gravier supérieur	Gravier intermédiaire	Gravier inférieur
P J06				
Médiane (mm)	0,50	3,30	2,60	2,00
% wt gravier	36,19	71,78	68,04	58,06
% wt sable + argile	63,81	28,22	31,96	41,56
P J07				
Médiane (mm)	0,90	4,00	3,10	2,25
% wt gravier	41,94	79,94	80,90	70,32
% wt sable + argile	58,06	20,06	19,10	29,68
P J09				
Médiane (mm)	2,9	3,30	2,10	2,60
% wt gravier	69,81	77,13	62,12	67,23
% wt sable + argile	30,19	22,87	37,88	32,77
P J11b				
Médiane (mm)	1,00	3,40	3,60	2,6
% wt gravier	50,13	81,67	92,21	75,52
% wt sable + argile	49,87	18,33	7,79	24,48

Tabl. 6.4. Morphoscopie des grains de columbo-tantalite recueillis dans les éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé

		% des grains
Forme générale	Carrée	3,54
	Rectangulaire	23,23
	Arrondie	0,39
	Ovale	1,57
	Trapézoïdale	6,69
	Triangulaire	5,12
	Allongée	8,66
	Formes cristallines intactes	36,22
Contour	Régulier	29,59
	Assez irrégulier	32,68
	Irrégulier	28,35
	Émoussé	10,63
	Rebroussement	0,00
État de la surface	Impacts conchoïdaux ou stries	0,00
	Revêtements argileux ou d'oxydes	38,19
	Quartz	53,15
Nombre total de grains analysés		254

Tabl. 6.5. Morphoscopie des grains de columbo-tantalite recueillis dans les alluvions de la mine Bémadi

		% des grains	
		A	B
Forme générale	Carrée	8,53	15,74
	Rectangulaire	22,27	29,63
	Arrondie	11,85	12,96
	Ovale	7,11	19,44
	Trapézoïdale	12,80	6,48
	Triangulaire	7,58	14,81
	Allongée	3,31	1,85
	Formes cristallines intactes	13,23	2,78
Contour	Régulier	16,59	18,52
	Assez irrégulier	20,30	10,50
	Irrégulier	18,56	8,02
	Émoussé	34,12	63,89
	Rebroussement	0,00	0,00
État de la surface	Impacts conchoïdaux ou stries	0,00	0,00
	Revêtements argileux ou d'oxydes	3,79	4,63
	Quartz	4,74	0,93
Nombre total de grains analysés		211	106

A. Alluvion en tête de la rivière 4, B. Alluvion du côté aval de la rivière 4

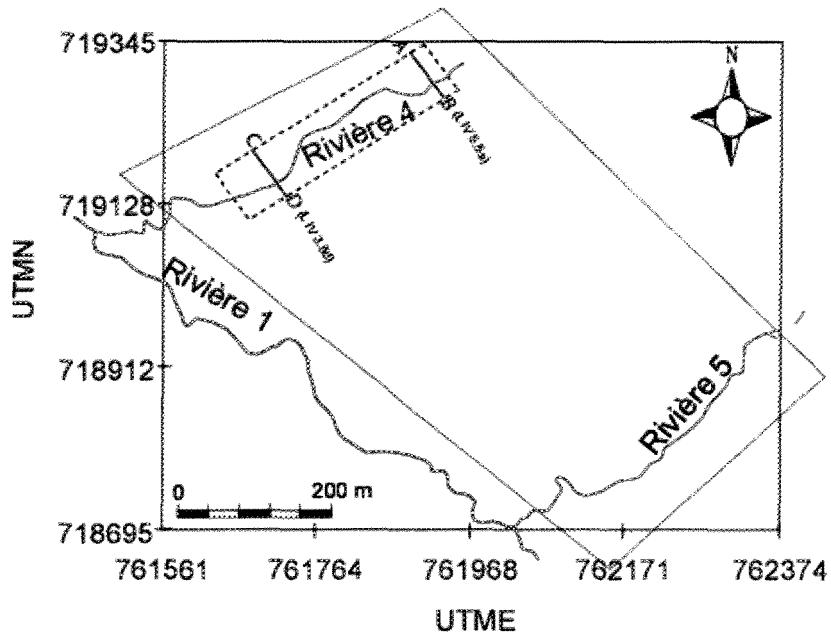


Fig. 6.1. Carte Hydrographique de la mine Bémadi. La zone encadrée en pointillés représente la partie de la rivière 4 décrite dans la figure 6.3a. Les lignes A-B et C-D représentent les traces des coupes décrites sur les figures 6.3b et c.

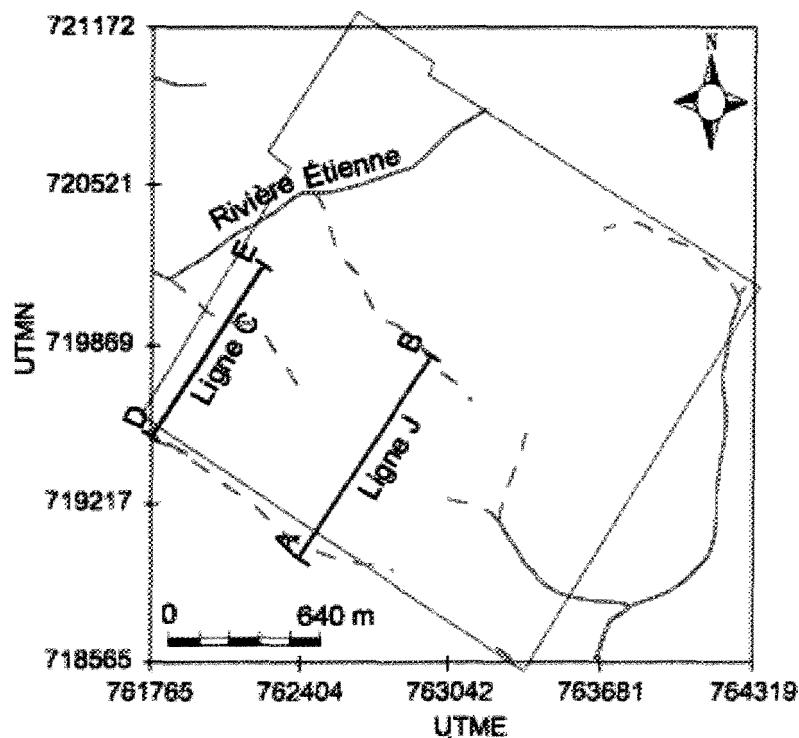


Fig. 6.7. Carte hydrographique de la mine Etienne-Méguhé. Les lignes A-B et D-E représentent les traces des coupes décrites sur la figure 6.8.

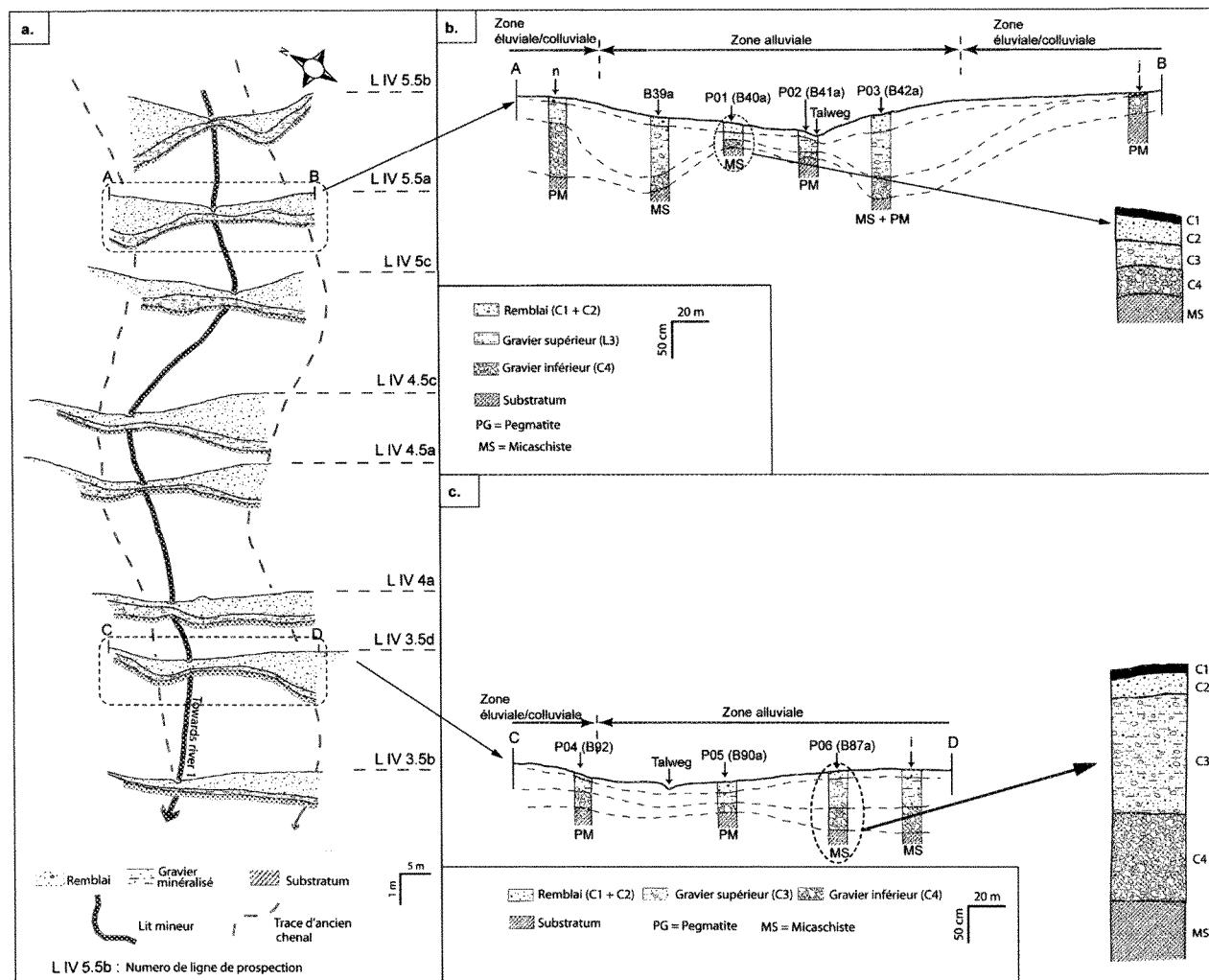


Fig. 6.3. Coupes géologiques interprétatives le long de la rivière 4 (mine Bémadi). Noter dans l'encadré (a) l'évolution des successions lithologiques de l'amont vers l'aval. Des détails sont fournis sur les lignes L IV 5.5a (A-B) en amont (b) et L IV 3.5d (C-D) en allant vers l'aval (c).

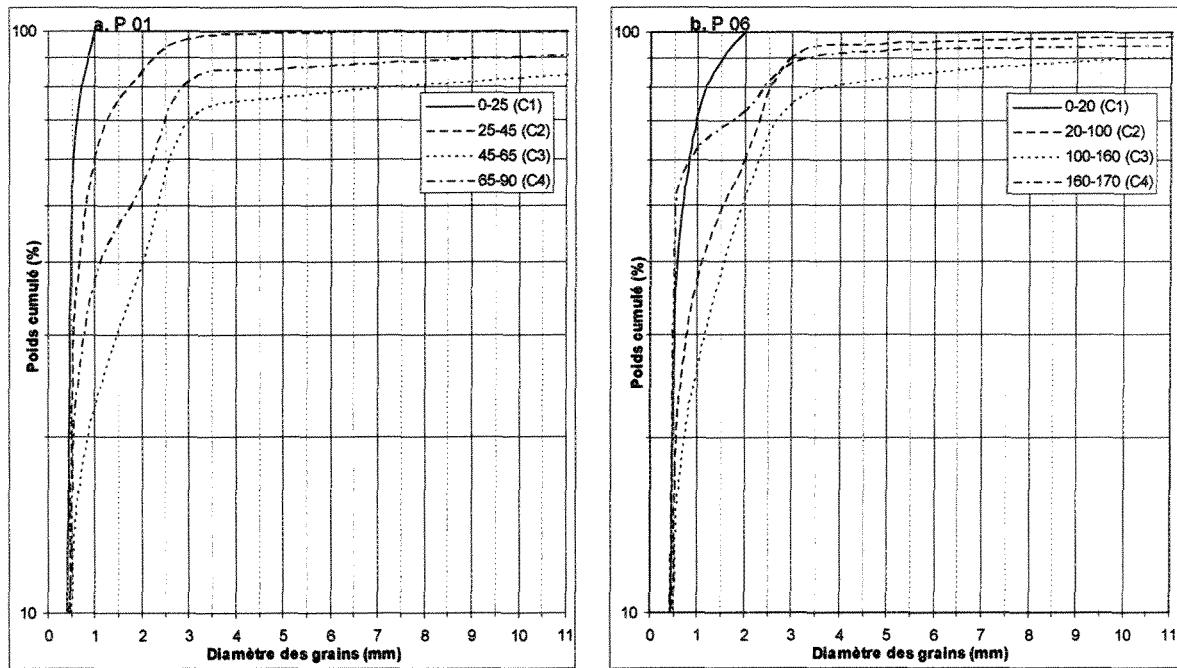


Fig. 6.4. Courbes granulométriques cumulatives des sédiments des puits P01 (a) et P06 (b).

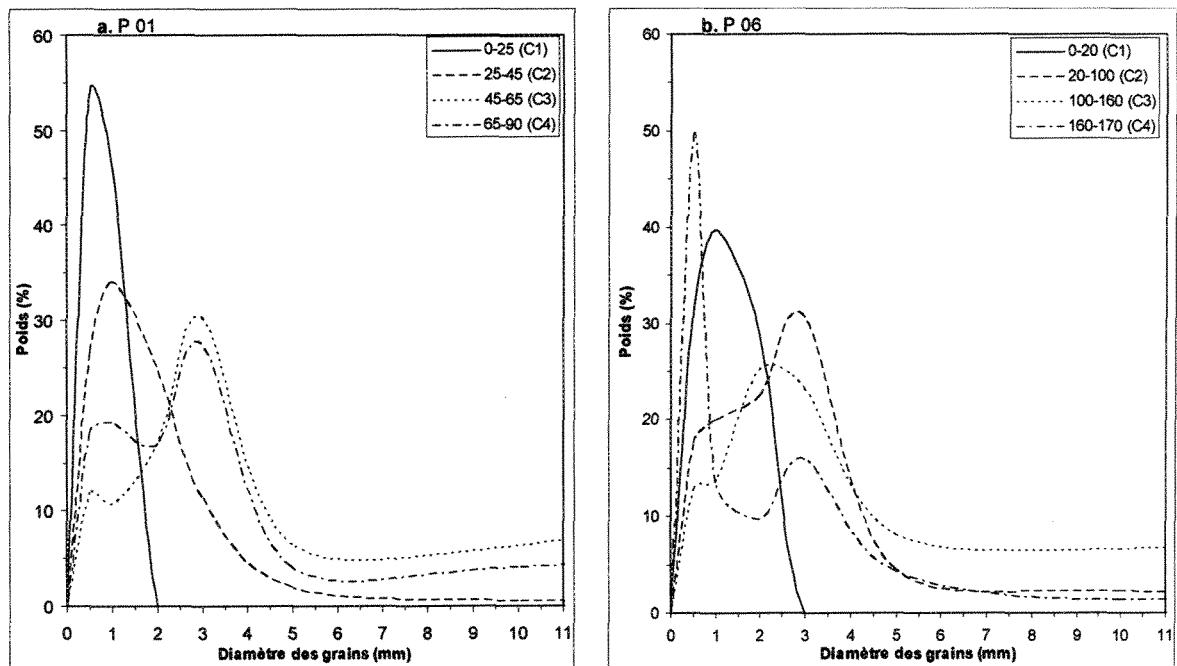


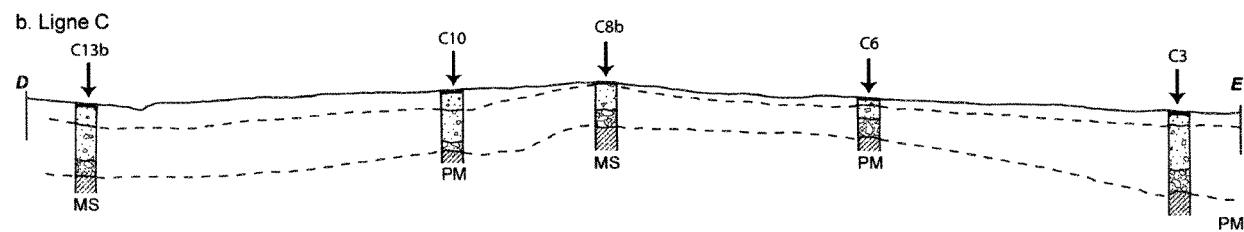
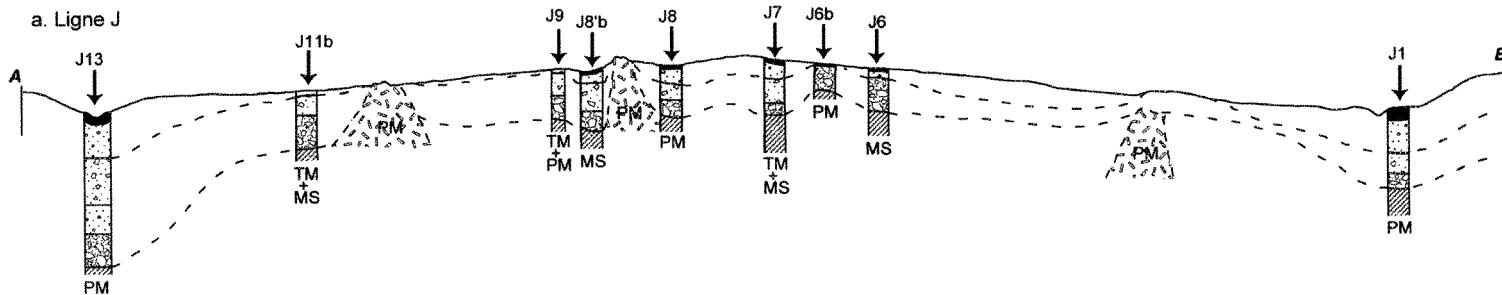
Fig. 6.5. Courbes de la distribution de la taille des grains dans les puits P01 (a) et P06 (b)



Fig. 6.6. Galets de roches aux contours anguleux et sub-anguleux recueillis dans un puits en amont de la rivière 4



Fig. 6.7. Galets de roches de diverses formes recueillis dans un puits en aval de la rivière 4



Légende:

Remblai

- Remblai supérieur (C1)
- ▨ Remblai inférieur (C2)

Gravier minéralisé

- ▨ Gravier supérieur (C3)
- ▨ Gravier inférieur (C4)

Substratum

- ▨ PG = Pegmatite
- ▨ MS = Micaschiste
- ▨ TM = Tourmalinite
- ▨ Pegmatite affleurante

Échelle:



Fig. 6.8. Coupes géologiques interprétatives de la mine Étienne-Méguhé sur les lignes J (a) et C (b).

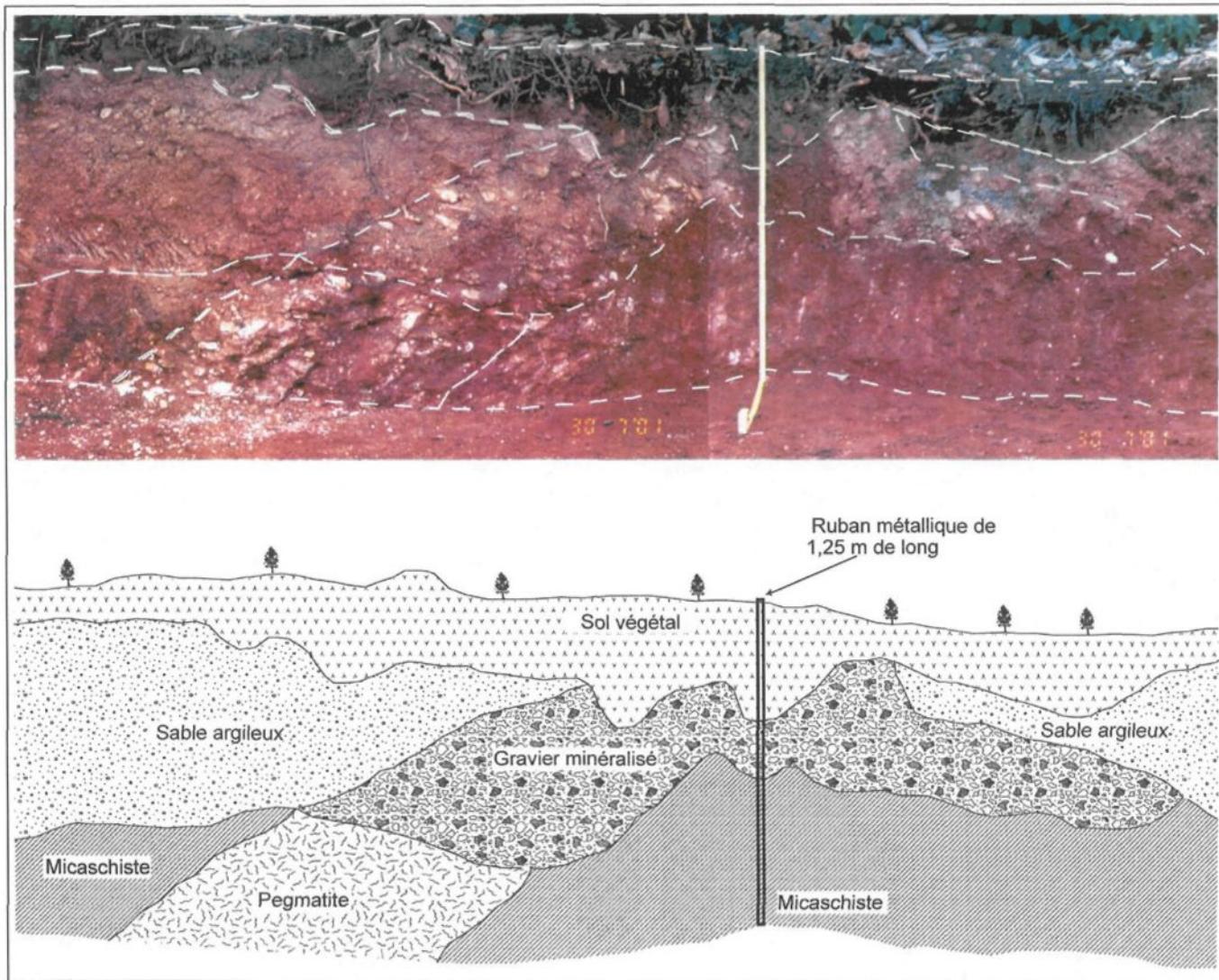


Fig. 6.9. Architecture générale du manteau d'altération de la mine Étienne-Méguhé

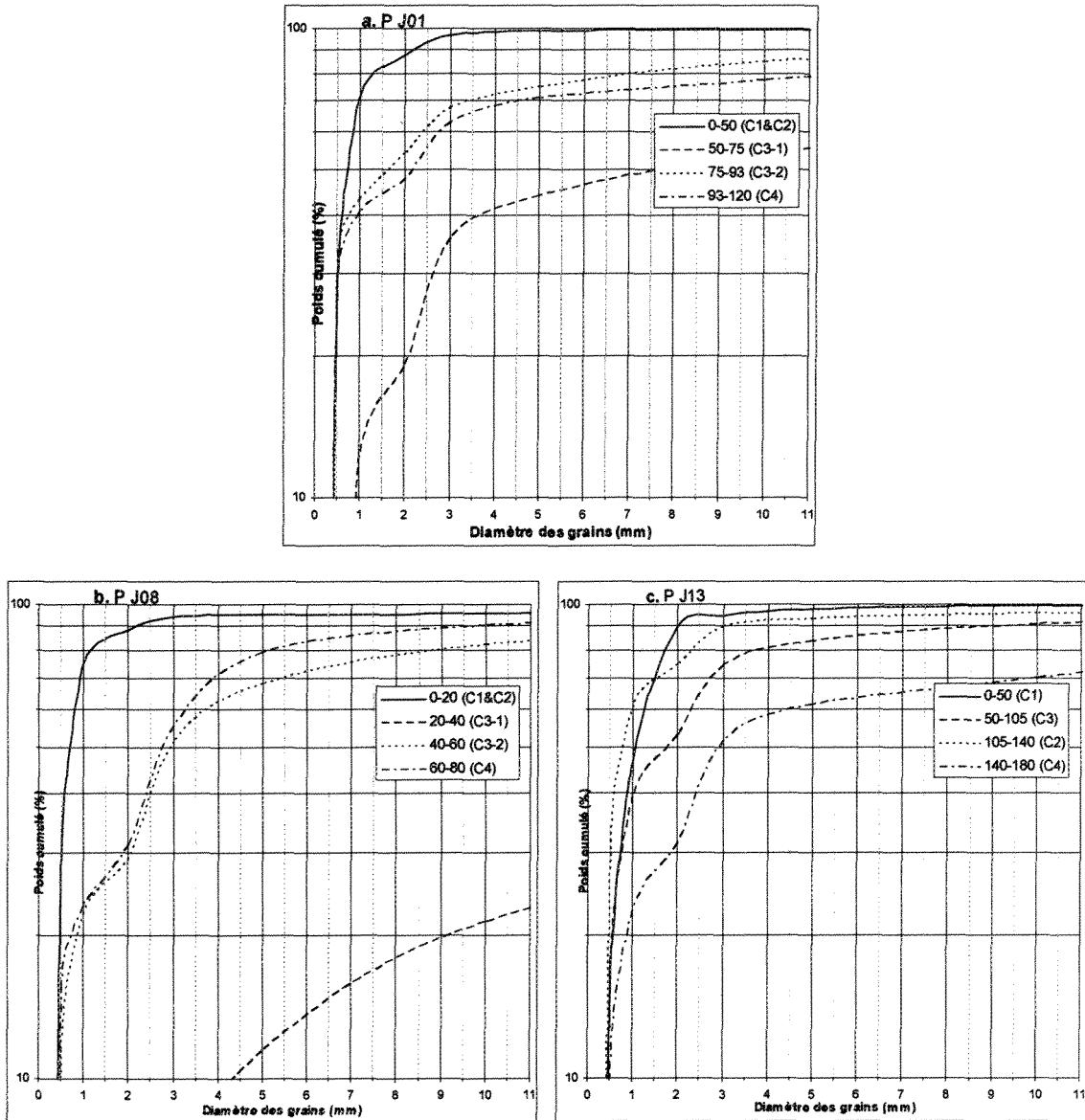


Fig. 6.10. Courbes granulométriques cumulatives des différentes couches dans trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé

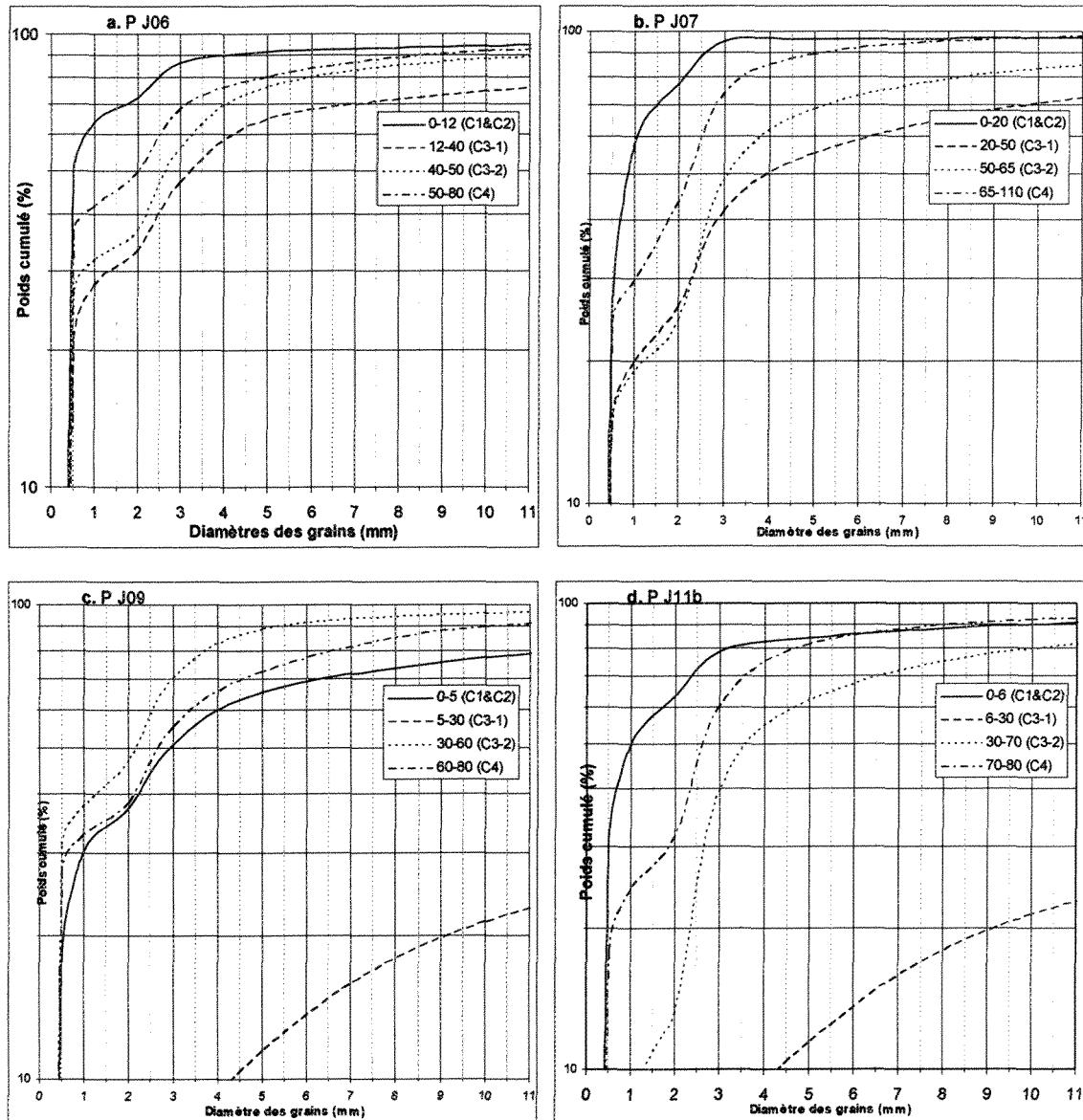


Fig. 6.11. Courbes granulométriques cumulatives des différentes couches dans quatre puits situés sur des micaschistes de la mine Étienne-Méguhé

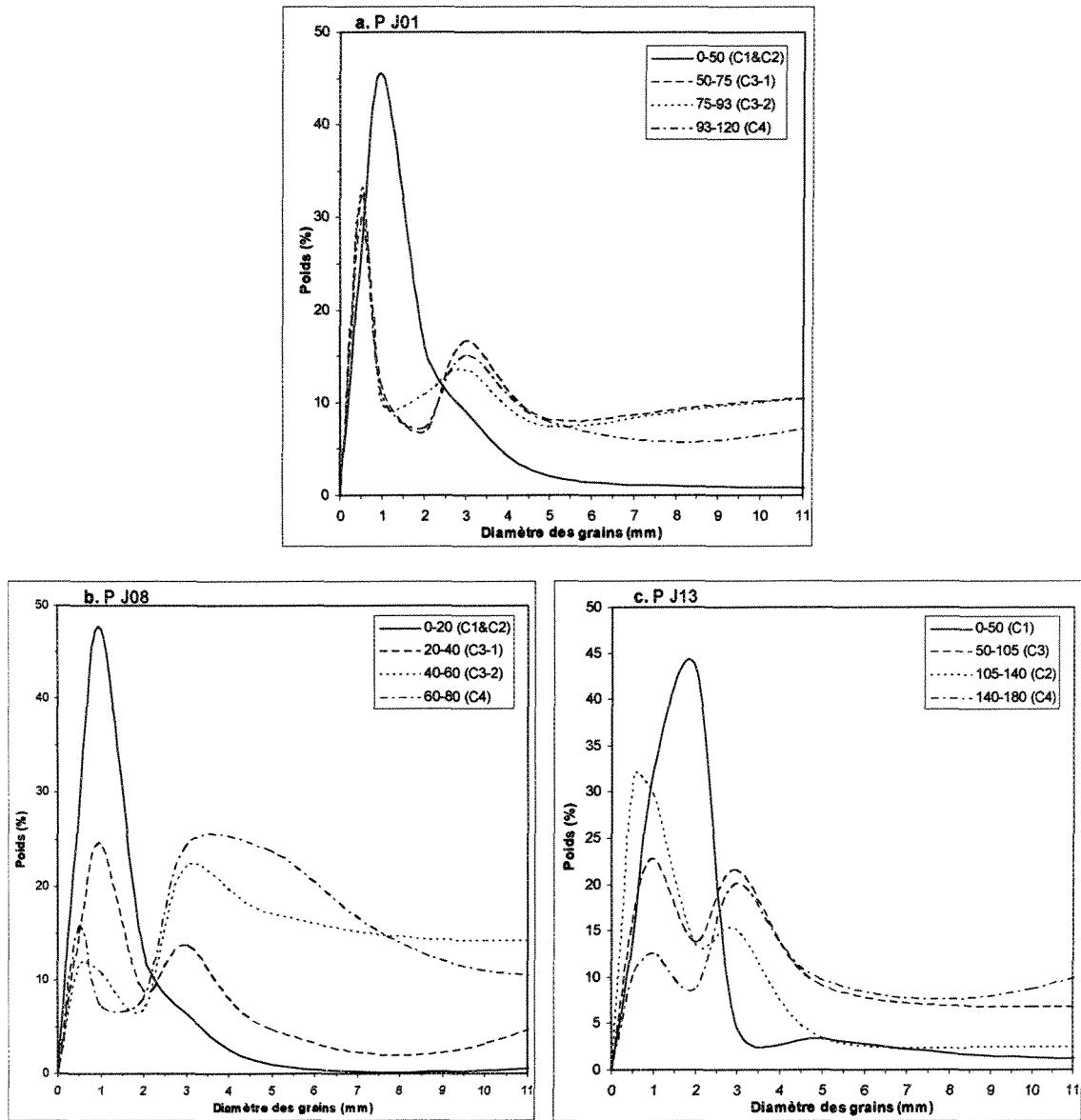


Fig. 6.12. Courbes de la distribution de la taille des grains dans trois puits situés sur des pegmatites de la mine Étienne-Méguhé

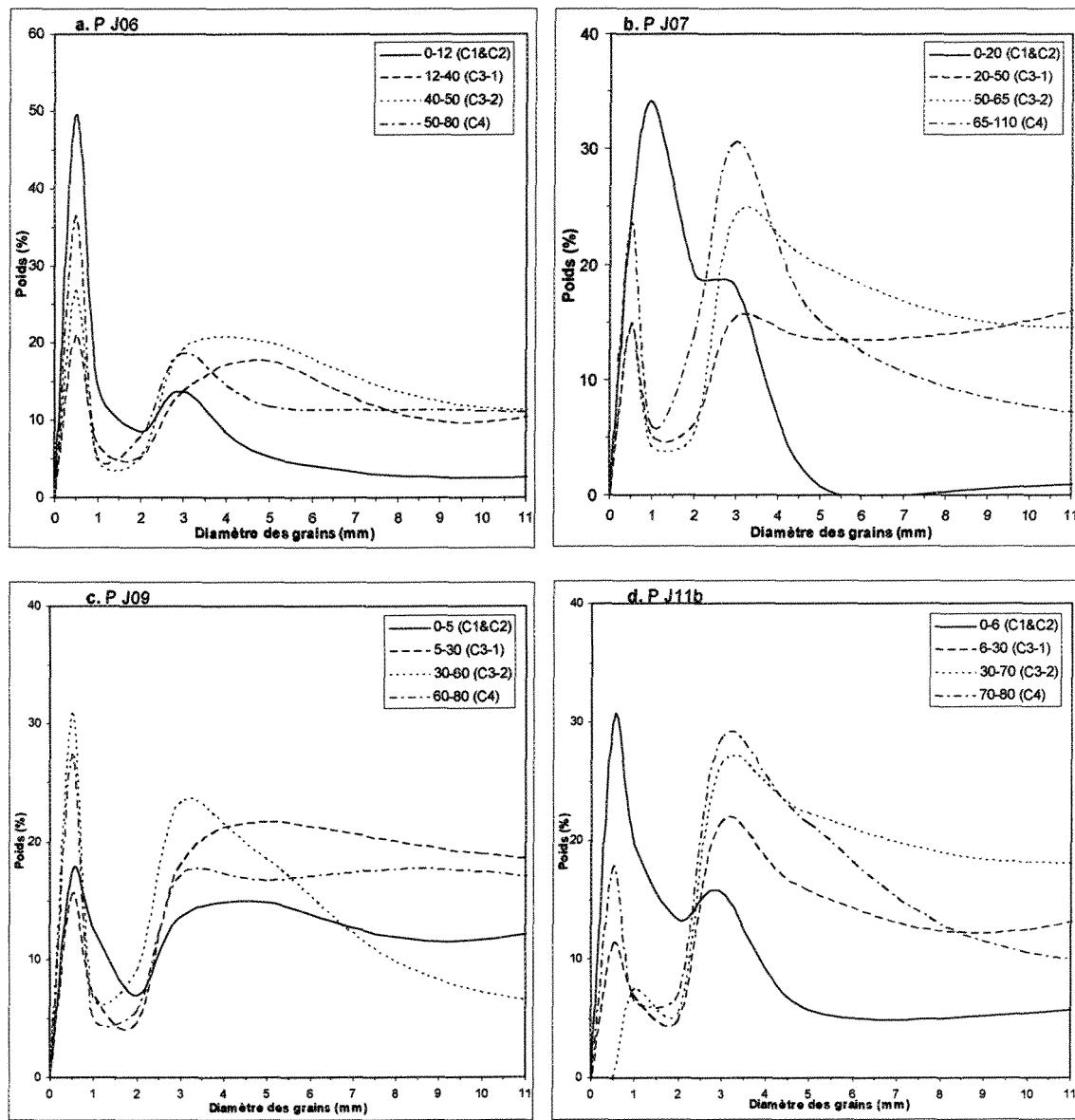


Fig. 6.13. Courbes de la distribution de la taille des grains dans quatre puits situés sur des micaschistes de la mine Étienne-Méguhé

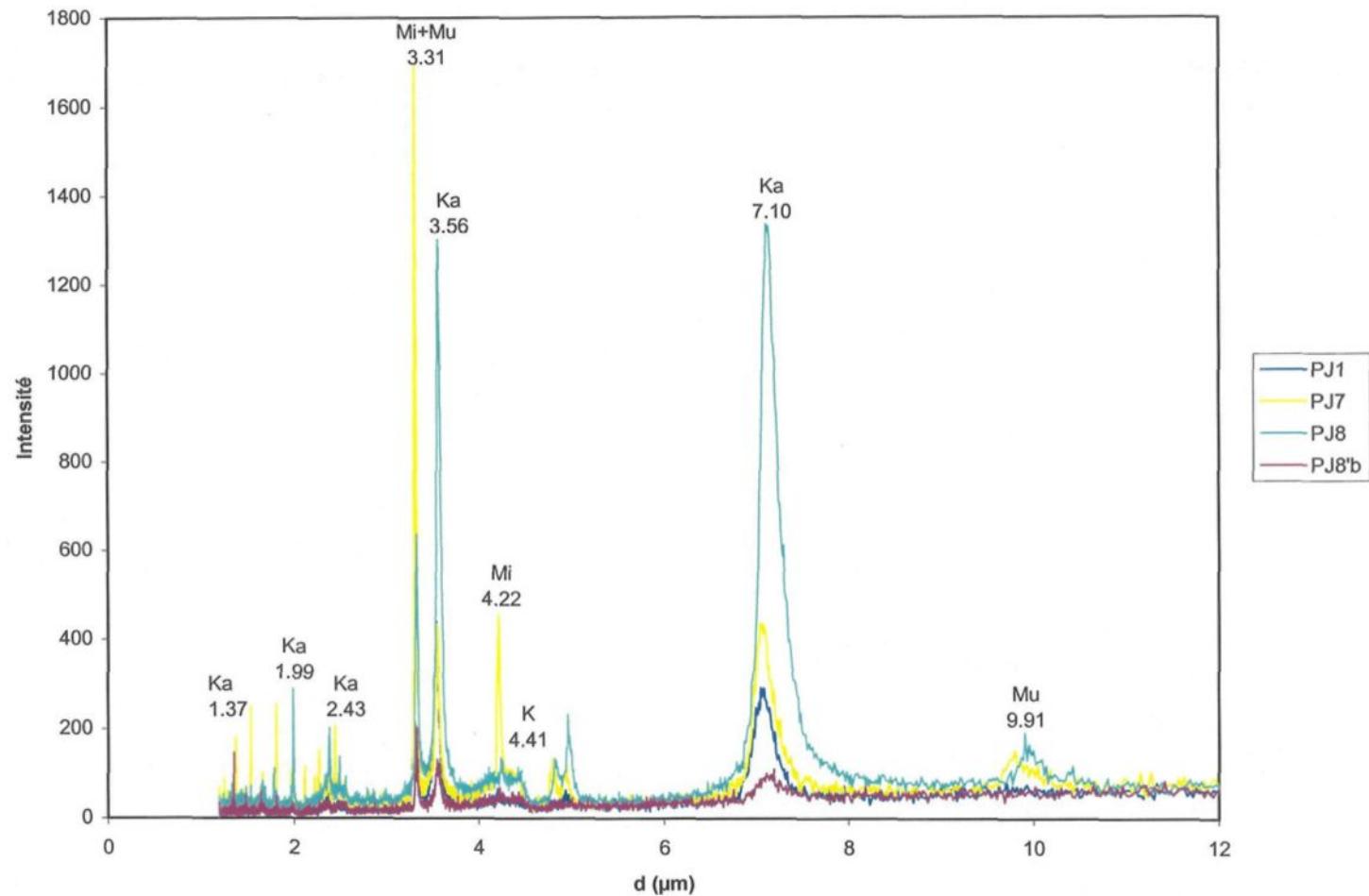


Fig. 6.14. Résultats de la diffraction aux rayons-X sur la fraction argileuse des parties intermédiaire et supérieure du gravier de 4 puits de la mine Étienne-Méguhé. Ka = kaolinite, Mu = muscovite, Mi = microcline

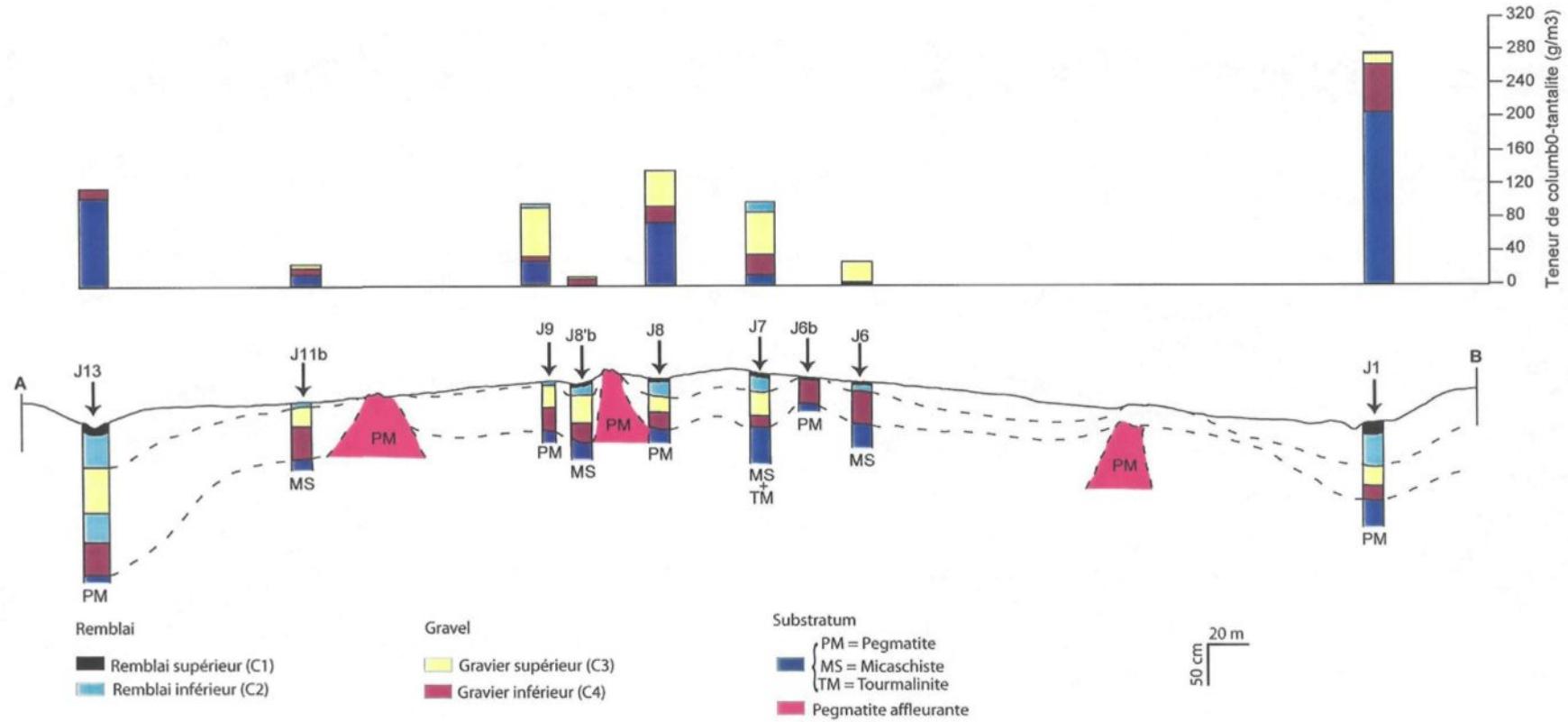


Fig.6.15. Coupe géologique de la mine Étienne-Méguhé sur la Ligne J et relation entre minéralisation et lithologie

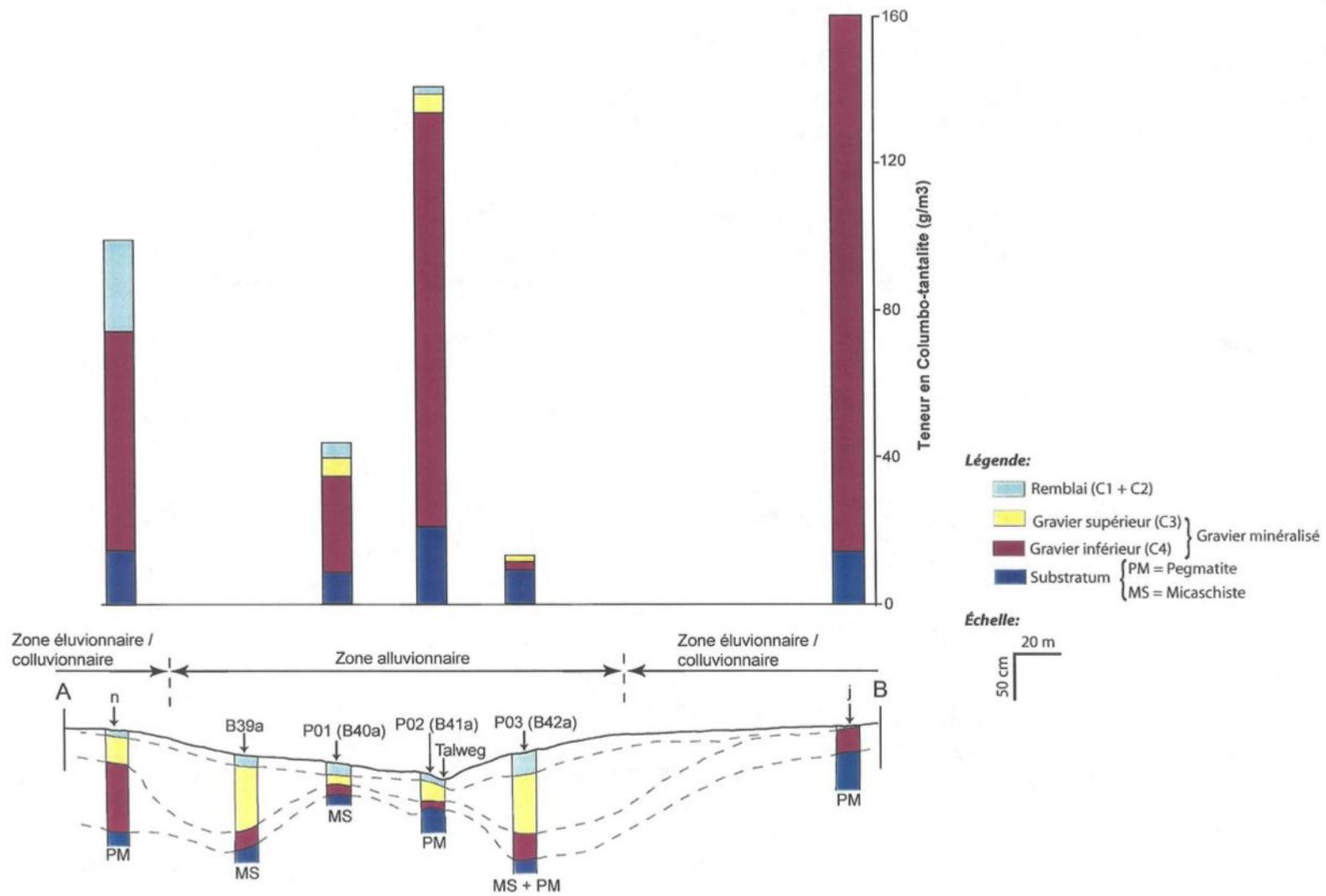


Fig.6.16. Coupe géologique de la mine Bémadi sur la Ligne LIV 5.5 et relations entre minéralisation et lithologie

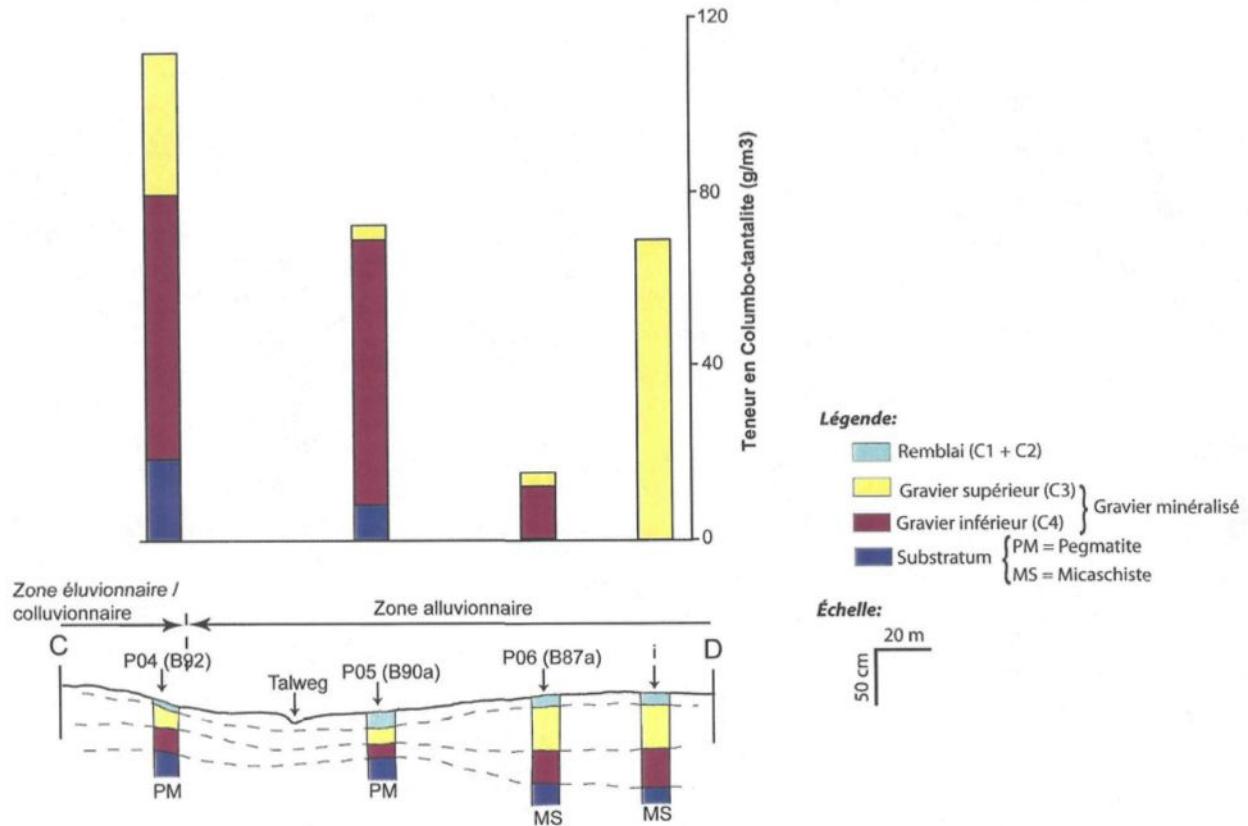


Fig.6.17. Coupe géologique de la mine Bémadi sur la Ligne IV 3.5d et relations entre minéralisation et lithologie

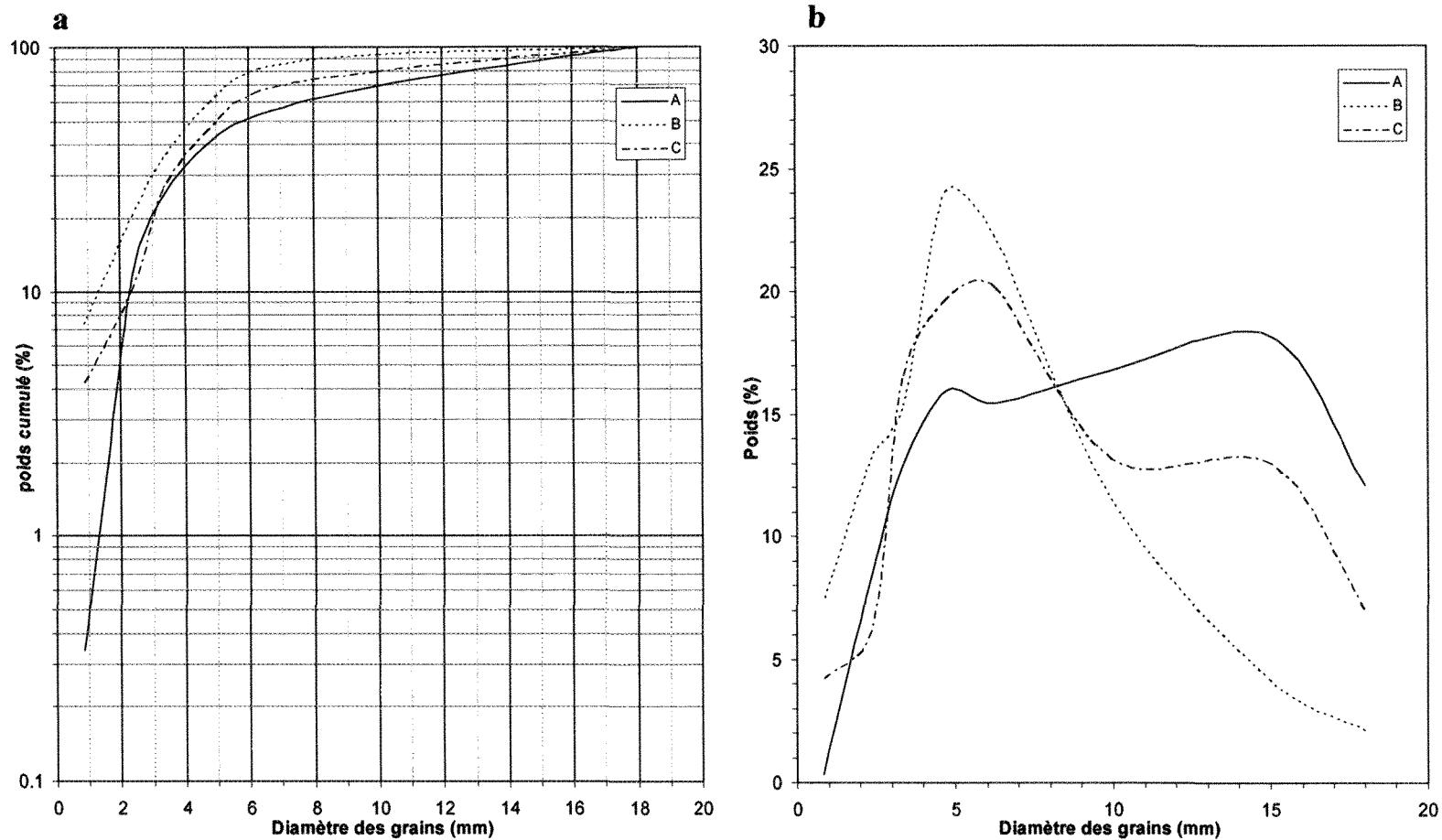


Fig. 6.18. Courbes granulométriques cumulatives (a) et courbes de variation de la taille (b) des grains de la columbo-tantalite des mines Étienne-Méguhé et Bémadi. A : columbo-tantalite en amont de la rivière 4 de la mine Bémadi, B : columbo-tantalite vers l'aval de la rivière 4 de la mine Bémadi, C : columbo-tantalite sur les flancs de l'interfluve de Méguhé

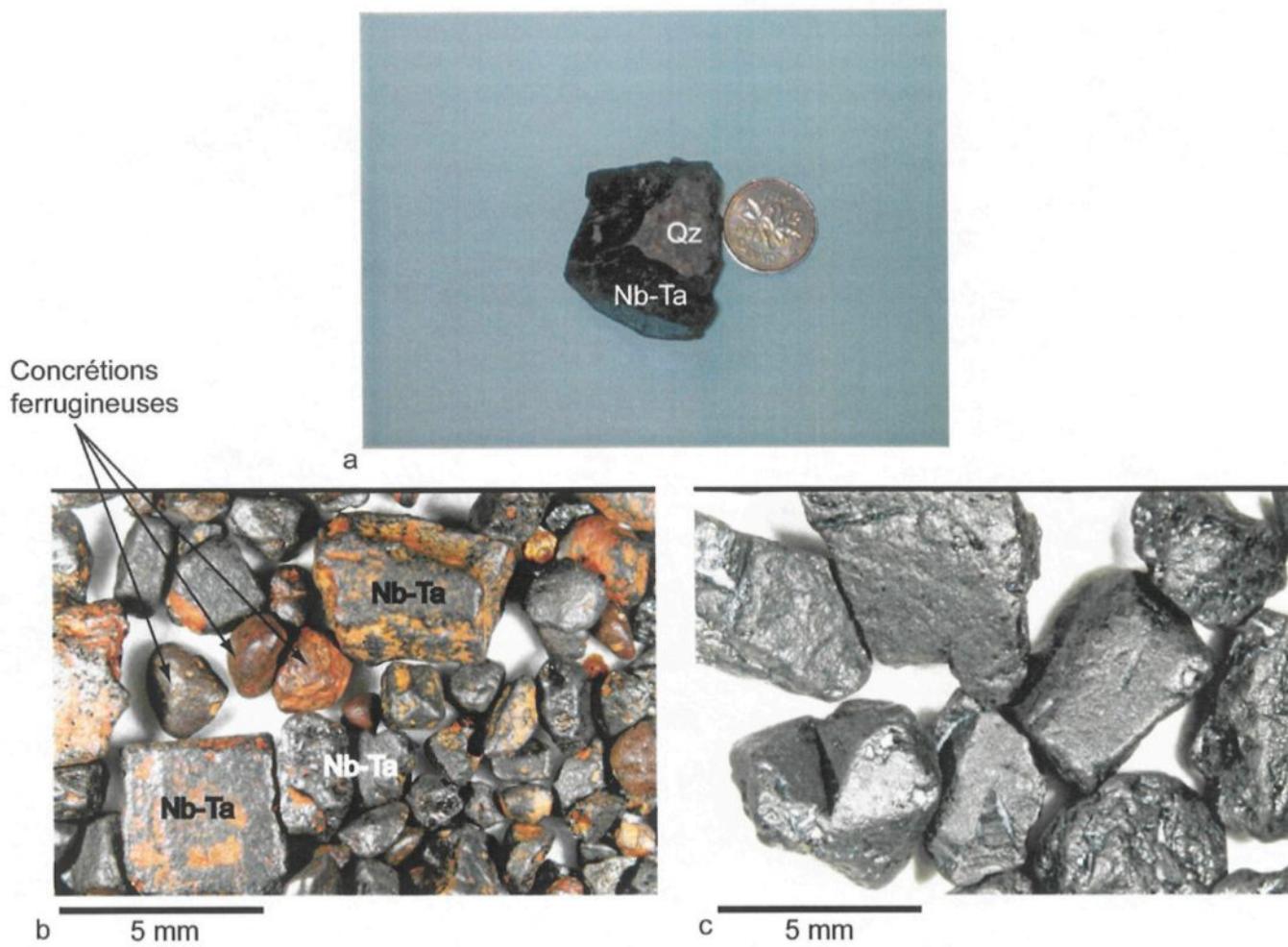


Fig. 6.19. Photographie (a) et microphotographies (b et c) des grains de Nb-Ta des éluvions et colluvions de la mine Étienne-Méguhé montrant. **a.** cristal de Nb-Ta aux formes cristallines nettes renfermant une plaquette de quartz. **b** et **c.** des Cristaux de Nb-Ta à formes cristallines nettes et/ou à contours irréguliers (**b** et **c**) associés à des concrétions ferrugineuses arrondies (**b**).

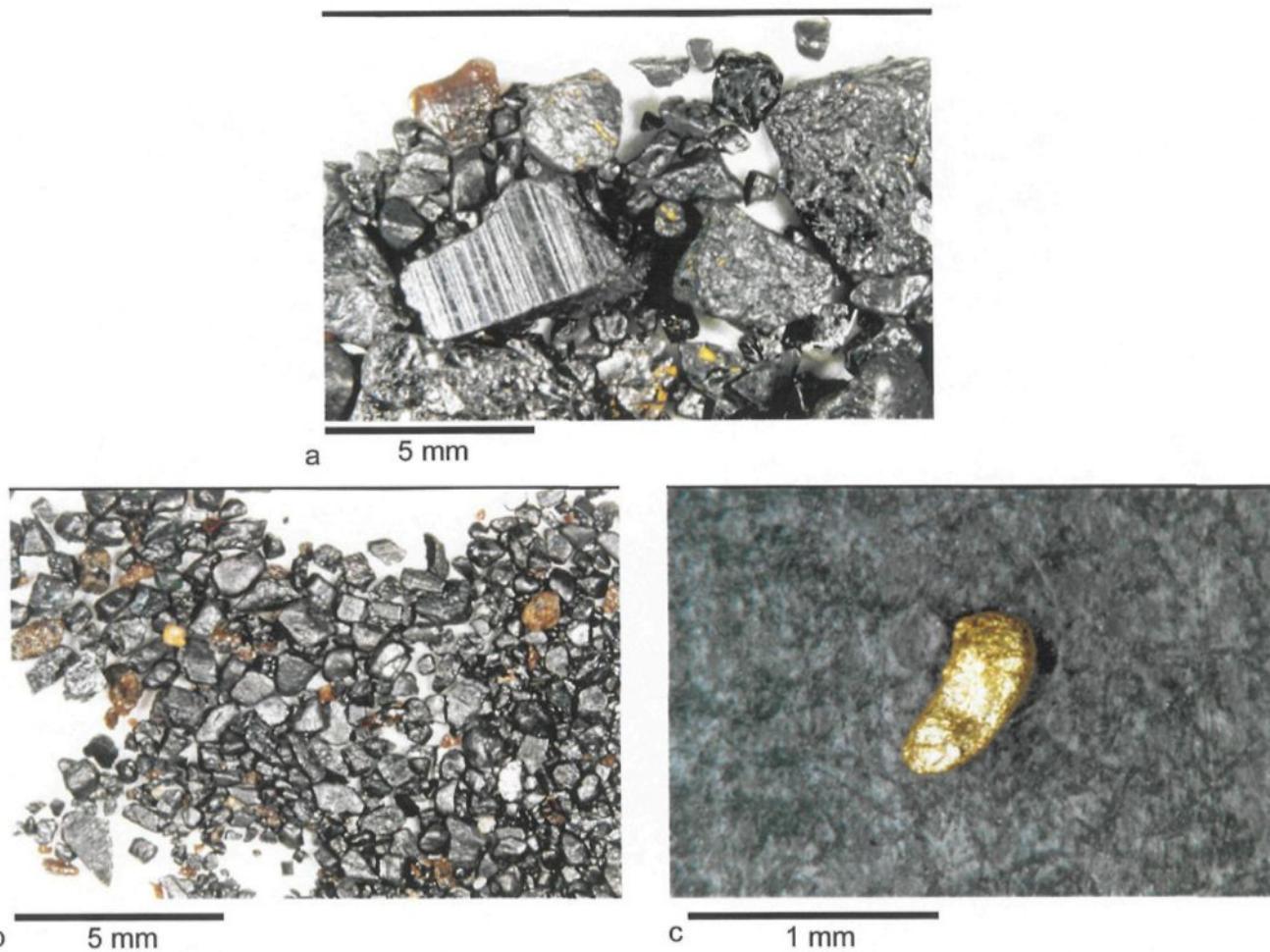


Fig. 6.20. Microphotographies de grains de Nb-Ta (**a** et **b**) et d'or (**c**) provenant des alluvions de la mine Bémadi (rivière 4). **a.** Grains de Nb-Ta à formes cristallines intactes et à contours irréguliers en amont de la rivière. **b.** Grains de Nb-Ta en général très usés et aux formes cristallines primitives non reconnaissables en aval de la rivière. **c.** Grain d'or très usé prélevé dans le même concentré que les grains de la photo **b**.

CHAPITRE 7

DISTRIBUTION HORIZONTALE DES MINÉRALISATIONS SECONDAIRES DE COLUMBO-TANTALITE : APPROCHE GÉOSTATISTIQUE

7.1 - Introduction

La géostatistique utilise un ensemble de techniques pour l'analyse des données ayant une corrélation spatiale. Ces techniques, parmi lesquelles on cite la variographie et le krigeage, tiennent compte des caractéristiques spatiales et temporelles des données dans les procédés d'estimations statistiques. Dans les définitions qui suivent, nous n'allons pas reprendre toutes les théories qui sous-tendent l'utilisation de ces techniques. Par contre, le lecteur intéressé pourra se référer à David (1977, 1988), Journel et Huijbregts (1981) et Armstrong et Carignan (1997). Nous allons par contre présenter les différents éléments qui permettront de comprendre les conclusions de cette étude.

7.2 – Définition du variogramme

Idée de base : La nature n'est pas entièrement «aléatoire». Deux observations situées l'une près de l'autre devraient, en moyenne, se ressembler davantage que deux observations éloignées.

Par exemple, considérons trois points x_1 , x_2 et x_3 localisés sur une ligne dans un gisement d'un élément C quelconque.

x_1 ----- x_2 ----- x_3

La teneur de cet élément en x_1 devrait ressembler plus à celle observée en x_2 qu'à celle en x_3 .

Aussi, a-t-on intérêt à utiliser l'information contenue en x_1 et x_3 pour fournir un meilleur estimé de x_2 que si l'on n'utilise que x_1 .

C'est le concept de "continuité" de la minéralisation sur lequel toutes les méthodes d'estimation reposent implicitement.

En géostatistique, on cherche à quantifier cette continuité, préalablement à tout calcul effectué sur un gisement.

Si l'on veut comparer la valeur Z , par exemple la concentration d'un élément donné, en deux points x et $x+h$, h étant la distance entre les deux points, la façon la plus simple est de faire la différence entre les valeurs en ces points, soit $Z(x) - Z(x+h)$, (Carignan, 1979). On appelle variogramme la demi-variance de cette différence. L'équation générale est :

$$\gamma(h) = 0,5 \operatorname{Var} [Z(x) - Z(x+h)] \quad (7.1)$$

Si on considère n localisations différentes sur le site considéré, on peut alors faire le calcul pour h_1, h_2, \dots, h_n et tracer le diagramme $\gamma(h)$ en fonction de h (Fig. 7.1).

Cette fonction habituellement croissante en fonction de h , rend compte de la continuité de la variable en comparant le taux de croissance de $\gamma(h)$ en fonction de h .

Ainsi, pour les modèles de variogramme ayant un seuil, on a :

- la portée (a) : distance à partir de laquelle deux observations ne se ressemblent plus en moyenne, elles ne sont plus liées (covariance nulle) spatialement. Cette distance critique fournit une définition plus précise de la notion de zone d'influence. A cette distance, la valeur du variogramme atteint un palier et correspond exactement à la variance de la population ($\sigma^2 = C_0 + C$). La portée peut aussi se déterminer par l'intersection de la tangente au variogramme pour $h = 0$ avec le palier, avec $h = \frac{2}{3}a$. Les échantillons séparés par une

distance inférieure à «a» sont donc dépendants les uns des autres et ceux séparés par une distance supérieure à «a» sont indépendants les uns des autres ;

- l'effet de pépite (C_0) : même si la valeur du variogramme pour $h = 0$ est strictement 0, plusieurs facteurs, comme les erreurs d'échantillonnage et les variations à très petite échelle, peuvent faire que des valeurs d'échantillons séparées par une distance extrêmement petite soient fortement différentes. Cela cause une discontinuité à l'origine du variogramme. Le saut vertical de la valeur 0, à l'origine, à la valeur observée à très faible distance de séparation sur le variogramme est l'effet de pépite ;

- l'anisotropie : la continuité spatiale n'est pas nécessairement la même dans toutes les directions. Bien que dans la nature il existe une très grande variété d'anisotropies, en géostatistique, le type d'anisotropie le plus fréquent est l'anisotropie géométrique. Ce type d'anisotropie a trois caractéristiques principales : dans les diverses directions, les paliers et les effets de pépite sont identiques mais les portées sont différentes (Fig. 7.2a); les portées maximales et minimales s'observent suivant deux directions orthogonales et définissent le coefficient d'anisotropie ; et enfin la variation de la portée ou de la pente en fonction de la

direction décrit une ellipse (Fig. 7.2b) dont l'axe majeure est orienté suivant la portée maximale (a_1) et le petit axe, suivant la portée minimale (a_2).

L'intensité de l'anisotropie d'une variable est fournie par le coefficient d'anisotropie k , qui est le rapport entre la portée maximale et la portée minimale ou le rapport entre la pente du grand axe et celle l'axe du petit axe, et l'angle d'anisotropie θ .

$$k = \frac{\text{portée 1}}{\text{portée 2}} \text{ ou } k = \frac{\text{pente 1}}{\text{pente 2}} \quad (7.2)$$

7.3 – Définition du krigeage

Idée de base : l'échantillonnage fournit des informations exactes sur le minerai au point d'où proviennent les données. Cependant, ces informations ne nous disent pas ce qui se passe entre les différents points (Armstrong et Carignan, 1997). Il faut alors trouver une méthode pour estimer, le plus exactement possible, les valeurs aux points intermédiaires ou bien les moyennes sur des blocs. Il existe plusieurs méthodes d'estimation des points qui sont plus ou moins meilleures en fonction des critères choisis. On cite entre autres, les voisins naturels, la triangulation, l'inverse des distances et le krigeage.

La précision des estimations prend en compte plusieurs facteurs qui se résument comme suit :

- le nombre d'échantillons et la qualité des données en chaque point ;

- la position des échantillons dans le gisement : des échantillons régulièrement espacés offrent une meilleure couverture et donnent ainsi davantage d'informations sur le gisement que les échantillons regroupés en «grappes» ;
- la distance entre les échantillons et le point ou le bloc dont on veut estimer la valeur ;
- la continuité spatiale de la variable étudiée.

Le krigage est associé à l'acronyme B.L.U.E. pour «best linear unbaised estimator» (David, 1977, 1988 ; Isaaks et Srivastava, 1989). En effet, si la plus part des méthodes d'estimation connues sont aussi linéaires et théoriquement sans biais, la particularité du krigage est qu'en plus de ces importantes propriétés, il a l'avantage de minimiser de façon considérable la variance de l'erreur d'estimation (Journel et Huijbregts, 1981) et en plus, c'est la seule méthode d'estimation qui tient compte à la fois de tous les facteurs ci-dessus mentionnés (Armstrong et Carignan, 1997).

Dans le cas stationnaire, on reconnaît deux estimateurs de krigage, selon que la moyenne de la variable régionalisée est connue ou non : le krigage simple et le krigage ordinaire. Le krigage ordinaire, qui concerne le cas où cette moyenne n'est pas connue, est de loin le plus utilisé en géostatistique.

Supposons que l'on veuille estimer un bloc v centré sur un point x_0 . Par convention, on utilisera l'astérisque (*) pour caractériser la valeur estimée afin de la distinguer de la valeur réelle qui, elle ne portera pas d'astérisque.

L'estimateur est :

- Linéaire

$$Z_v^* = \sum_{i=1}^n \lambda_i Z(x_i) \quad (7.3)$$

- Sans biais

$$E[Z_v^* - Z_v] = 0 \quad (7.4)$$

- De variance minimum (variance de krigeage)

$$\sigma_k^2 = \text{Var}[Z_v^* - Z_v] \quad (7.5)$$

Dans le cas du krigeage ordinaire, le système de krigeage calculé peut être exprimé soit en fonction du variogramme, soit en fonction de la covariance.

Lorsqu'il est exprimé en fonction de la covariance, le système de krigeage devient :

$$\begin{aligned} \sum_{j=1} \lambda_j \gamma(x_i, x_j) + \mu &= \bar{\gamma}(x_i, v) \quad i=1,2,\dots,N \\ \sum_i \lambda_i &= 1 \end{aligned} \quad (7.6)$$

La variance de krigeage se présentera de la façon suivante :

$$\sigma_k^2 = \sum_i \lambda_i \bar{\gamma}(x_i, v) - \bar{\gamma}(v, v) + \mu \quad (7.7)$$

Z_v : vraie valeur (inconnue)

Z_v^* : valeur estimée

$\bar{\gamma}(x_i, v)$: moyenne du variogramme entre x_i et le volume v

$\bar{\gamma}(v, v)$: moyenne du variogramme entre deux points quelconques x et x' balayant

indépendamment le volume v

μ : multiplicateur de Lagrange

$$\mu' = -\mu$$

$\sum \lambda_i$ = somme des poids

Lorsqu'il est exprimé en fonction du variogramme, le système de krigeage obtenus est sous la forme :

$$\sum_{j=1} \lambda_j C(x_i, x_j) + \mu' = \bar{C}(x_i, v) \quad i=1,2,\dots,N \quad (7.8)$$

$$\sum_i \lambda_i = 1$$

La variance de krigeage est :

$$\sigma_k^2 = \bar{C}(v, v) - \mu' - \sum_i \lambda_i \bar{C}(x_i, v) \quad (7.9)$$

Dans le cas d'un krigeage simple, il n'est plus nécessaire de faire intervenir le multiplicateur de Lagrange et le système de krigeage se réduit ainsi à :

$$\sum_{j=1} \lambda_j C(x_i, x_j) = \bar{C}(x_i, v) \quad i=1,2,\dots,N \quad (7.10)$$

La variance de krigeage correspondante est :

$$\sigma_k^2 = \bar{C}(v, v) - \sum \lambda^i \bar{C}(x_i, v) \quad (7.11)$$

Dans le cadre de notre étude, nous avons utilisé le krigage ordinaire.

7.4 – Méthodologie

Les deux sites choisis sont de formes globalement rectangulaires de 2000 m x 1800 m pour le site Étienne-Méguhé et de 800 m x 400 m pour le site Bémadi. Sur ces rectangles, il a été réalisé des grilles de puits à mailles carrées avec des dimensions de 100 m x 100 m sur le site Étienne-Méguhé et 50 m x 50 m sur le site Bémadi. Les puits sont repartis sur des lignes régulièrement espacées et perpendiculaires à la direction moyenne des pegmatites sur le site Étienne-Méguhé ($N25^\circ$) et à celle des rivières 4 et 5 pour le site Bémadi ($N135^\circ$). Compte tenu de l'aspect sinueux des lits des rivières, la maille de la grille du site Bémadi n'a pas été tout à fait homogène. Certains puits ont dû être déplacés pour éviter les lits mineurs des rivières. Au total, 355 puits ont été réalisés sur le site Étienne-Méguhé et 139 sur le site Bémadi (Fig. 7.3 et 7.4). La section des puits est la même partout, soit 1,20 m x 0,80 m.

Les teneurs au gravier de la columbo-tantalite ont été calculées pour chaque puits.

Il y a de nombreuses valeurs extrêmes qui ont été relevées dans les données analysées. Ces valeurs extrêmes peuvent de diverses façons créer des biais importants sur les valeurs estimées. Pour cette raison, elles ont d'abord été réajustées pour réduire leur influence.

Ainsi, il nous a semblé judicieux de ramener toutes les valeurs exagérément élevées à 300 g/m³ car sur les deux sites, au delà de cette valeur toutes les autres mesurées sont très peu fréquentes et isolées.

Au niveau des valeurs faibles, il est important de signaler que les teneurs calculées vont jusqu'à 1g/m³. En deçà de cette valeur qui est alors considéré comme notre seuil de détection, les résultats ont été considérés comme des traces. De ce fait, les teneurs en dessous de ce seuil ont été d'abord remplacées par des zéros. Nous avons par la suite réalisé que les teneurs au gravier sur chaque site ont des allures lognormales. Il nous a donc fallu considérer les logarithmes des teneurs. Pour éviter les problèmes avec les zéros, nous les avons remplacé par la valeur 0,1g/m³, c'est à dire -2,3 après la transformation logarithmique. Comme la plupart des valeurs étaient comprises entre 0 et 2,7 les valeurs de -2,3 représentaient des valeurs extrêmes. Nous avons dû finalement rapporter toutes les valeurs traces à 1g/m³ pour que leurs logarithmes deviennent 0 et ainsi éviter l'influence de ces autres valeurs extrêmes.

Ces réajustements ont eu finalement un double avantage : réduire les biais causés par l'influence des valeurs extrêmes et rendre les variogrammes moins erratiques, donc plus significatifs.

Il y a un autre intérêt dont nous avons bénéficié indirectement : avec MapInfo, les valeurs manquantes sont automatiquement assimilées à zéro, donc aux valeurs traces. L'isolement des valeurs traces en leur attribuant la valeur 1g/m³ permet donc de faire les calculs en se passant des valeurs nulles, donc des valeurs manquantes.

La liste complète des données sur les deux mines étudiées est fournie à l'annexe V.

La statistique de base a été réalisée à l'aide de WinStat. Les puits ont été géoréférencés à partir de MapInfo, de même que les cartes d'isoteneurs par la méthode de l'inverse des distances que nous avons construites en vue de faire des comparaisons avec les résultats du krigage. Les analyses variographiques et le krigage ont été effectués à partir de GS+ pour Windows.

7.5 – Application à la mine Étienne-Méguhé

7.5.1 - Statistiques descriptives

La mine Étienne-Méguhé s'étend sur une surface rectangulaire de 2 km x 1,8 km. Les valeurs des teneurs (T) calculées pour chaque puits réalisé sont représentées sur la figure 7.3.

Les statistiques descriptives de base obtenues avec les teneurs moyennes (T) recueillies sur la mine Étienne-Méguhé sont présentées dans le tableau 7.1. Les coefficients de variation (CV) de T et Ln (T) sont respectivement 106 % et 38 %. Les histogrammes des valeurs de T et Ln (T) indiquent une distribution lognormale des fréquences (fig.7.5a et b). L'asymétrie fortement positive évidente sur l'histogramme des teneurs mesurées est confirmée par la statistique descriptive. Le coefficient de variation est élevé et la moyenne est largement supérieure à la médiane. Le logarithme des teneurs présente un coefficient d'aplatissement et un coefficient de variation très faibles en comparaison à ceux des teneurs

réelles. Ceci dénote d'une distribution plus homogène de la transformation logarithmique des teneurs mesurées.

La carte des isocontours des teneurs réalisée à partir de la méthode classique de l'inverse des distances est fournie à la figure 7.6. Cette figure montre de façon nette que la minéralisation s'étend préférentiellement suivant deux directions. La principale direction de la minéralisation est d'environ N125° et l'autre direction, plus discrète est d'environ N40°.

7.5.2 – Étude des variogrammes

Les variogrammes ont été calculés sur les teneurs moyennes avec une distance active de 1000 m à intervalles uniformes de 39,85 m.

En ce qui concerne la variographie omnidirectionnelle, les calculs ont produit des variogrammes relativement significatifs qui ont les plus faibles RSS (model reduced sum of squares) et les plus fortes valeurs de r^2 (Coefficient de détermination linéaire). Le tableau 7.2 indique les paramètres des modèles représentatifs.

Le comportement à l'origine du variogramme s'apparente beaucoup plus à un modèle exponentiel avec un effet de pépite de $10 \text{ (g/m}^3\text{)}^2$, un palier de $4671 \text{ (g/m}^3\text{)}^2$ et une portée de 132 m (fig.7.7).

Le variogramme de type exponentiel choisi est très bien structuré avec une proportion $\frac{C}{C_0 + C}$ avoisinant l'unité (0,998). Les modèles de variogrammes à faible effet de pépite

indiquent une très faible variation à petite échelle ou alors une erreur de mesure suffisamment négligeable (Isaaks et Srivastava, 1989).

Toutefois, compte tenu de la grande variabilité des teneurs, il paraît commode d'étudier aussi la régionalisation des logarithmes qui est évidemment moins variable.

Mais, il serait tout à fait erroné de penser à l'avance que l'exponentiation des logarithmes estimés constitue systématiquement un meilleur estimé de la teneur elle-même puisque l'estimé du logarithme n'est pas toujours linéaire par rapport à la teneur (Journel et Huijbregts, 1981). Dans notre cas la teneur a une distribution lognormale, donc le logarithme a une distribution normale. Il est dans ce cas montré qu'il existe un estimateur parfait de la teneur résultant de la combinaison linéaire entre le logarithme estimé et le logarithme réel (Journel et huijbregts, 1981). C'est la technique du krigeage lognormal.

Nous avons donc procédé à la construction des variogrammes à partir du log naturel des teneurs pour mieux juger la régionalisation des teneurs dans la mine.

Le meilleur variogramme obtenu avec le log naturel s'inscrit également dans le modèle exponentiel (fig.7.8) avec un effet de pépite de 1,328 ($\ln(g/m^3)$)², un palier de 2,657 ($\ln(g/m^3)$)² et une portée de 1278 m comme indiqué dans le tableau 7.3.

Dans le cas du log naturel, la structure est moins bien marquée avec une proportion $\frac{C}{C_0 + C}$ relativement faible (0,50) mais on remarque toutefois que le variogramme est moins erratique.

Les variogrammes anisotropes expérimentaux construits à partir des valeurs de T mesurées et de ln (T) suivant les directions 25°, 70°, 115° et 160° ont un angle de tolérance de 22,5°. Ces directions ont été choisies sur la base de plusieurs essais successifs visant à optimiser les résultats. Il s'agissait de rechercher la distribution la plus homogène possible et un coefficient d'anisotropie maximum.

Les meilleurs variogrammes obtenus pour T (fig. 7.9a, b, c, d) et ln(T) (fig. 7.10 a, b, c, d) sont respectivement un modèle exponentiel avec un effet de pépite de 1 (g/m^3)², un palier de 5320,42 (g/m^3)², une portée minimal de 185,50 (m) et une portée maximale de 315,40 (m), et un modèle exponentiel d'effet de pépite de 1,149 ($\ln(\text{g}/\text{m}^3)$)², un palier de 3,669 ($\ln(\text{g}/\text{m}^3)$)², une portée minimal de 1638 (m) et une portée maximal de 2363 (m). Ces données sont présentées dans les tableaux 7.4 et 7.5.

Ces variogrammes sont anisotropes du fait qu'ils ont des valeurs de portée minimum et maximum très différents. Les coefficients d'anisotropie sont dans ces cas assez importants, de 1,70 pour T et de 1,44 pour ln (T), et la direction de plus faible variabilité est le N115° ± 22,5.

7.5.3 – Le krigage

Les krigeages ordinaire et lognormal ont été effectués sur la base des modèles de variogrammes exponentiels anisotropes ci dessus présentés.

Les statistiques descriptives des résultats sont reportées dans le tableau 7.6. Le nombre de points considéré est de 3720 dans les deux cas sur une maille carrée régulière.

Le nombre d'échantillons voisin utilisés dans l'estimation en chaque point a été fixé aux 16 les plus proches du point considéré.

Les moyennes et les médianes des teneurs et de leurs logarithmes naturels estimés par krigeage sont très proches des valeurs calculées à partir des teneurs mesurées. Le coefficient d'aplatissement obtenu avec le krigeage ordinaire est plus important que celui qui est obtenu avec les valeurs mesurées, tandis que celui qui est obtenu avec le krigeage lognormal est nettement moins important que la valeur calculée.

Les coefficients de variation de T et $\ln(T)$ sont estimés respectivement à 70,8 % et 16,2 %, donc nettement inférieurs au valeurs obtenues avec les teneurs mesurées (respectivement de 106% et 38%). Les écart-types estimés tant pour le krigeage ordinaire que pour le krigeage lognormal sont inférieurs à ceux obtenus à partir des valeurs mesurées.

La valeur minimale des estimations par krigeage est légèrement inférieure à la valeur minimale des teneurs (T) mesurées (différence de 3) alors que la valeur maximale des estimations par krigeage est fortement inférieure (relativement) à la valeur maximale des teneurs mesurées (différence de 10). Dans le même sens, nous constatons que la valeur minimum des estimation par le krigeage lognormal est plus élevée que la valeur minimum de la valeur calculée tandis que la valeur maximum estimée est inférieure à la valeur maximum calculée.

Les résultats ci-dessus mentionnés montrent que les krigeages ordinaire et lognormal sur les teneurs en columbo-tantalite tendent à lisser les valeurs tout en conservant les caractéristiques principales de tendance centrale (moyenne, médiane).

Une simple comparaison des figures 7.3 et 7.13 permet de vérifier que le krigeage surestime les zones ayant des teneurs extrêmement faibles, et sous-estime au contraire les zones à teneurs extrêmement élevées.

Ces observations montrent aussi que le krigeage a tendance à minimiser les biais et la variance d'estimation (Henley, 1981 ; Isaaks et Srivastava, 1989).

Les résultats du krigeage ont été testés par la méthode de la validation croisée (Fig. 7.11 et 7.12). Cette opération fourni une droite de régression de pente 0,803 pour le krigeage ordinaire et une droite de régression de pente 1,034 pour le krigeage lognormal. Le coefficient de détermination linéaire est de 0,455 pour le krigeage ordinaire et de 0,225 pour le krigeage lognormal. Les pentes des droites de corrélation sont assez proches de 1 et les coefficients de détermination linéaire sont statistiquement assez élevés. Ceci appuie l'hypothèse de la minimisation du biais global par le krigeage (Isaak et Srivastava, 1989). Le fait que la pente de la droite de corrélation obtenue avec le krigeage lognormal soit plus proche de 1 que celle obtenue avec le krigeage ordinaire montre que cette méthode minimise mieux le biais dans l'estimation de la distribution horizontal des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé.

Les figures 7.13 et 7.14 présentent l'évolution des teneurs T et de $\ln(T)$ estimés par krigage à partir des modèles de variogramme de type exponentiel anisotrope calculés.

Ces deux figures montrent que la minéralisation se présente sous forme de lentilles parallèles et alignées dans la direction N115°, en accord avec les résultats de la variographie, mais aussi avec les résultats de l'estimation par la méthode de l'inverse des distances. Le krigage lognormal produit un lissage plus important que le krigage ordinaire mettant ainsi, mieux en exergue la direction de plus grande continuité de la minéralisation.

Comme la distribution spatiale des teneurs aux graviers est lognormale et que le krigage lognormal minimise mieux les biais que le krigage ordinaire, l'estimation des réserves pourrait être optimale avec les résultats du krigage lognormal en procédant simplement à l'exponentiation des valeurs fournies par cette méthode.

7.6 – Application à la mine Bémadi

7.6.1 - Statistiques descriptives

La mine Bémadi s'étend sur une surface rectangulaire de 0,8 km x 0,4 km. Les valeurs des teneurs (T) calculées pour chaque puits réalisé sont représentées sur la figure 7.4.

Les statistiques descriptives de base sont fournies par le tableau 7.7. Les coefficients de variations (CV) de T et $\ln(T)$ d'après ces statistiques, sont respectivement de 152 % et

108 %. Comme au niveau de la mine Étienne-Méguhé, les histogrammes indiquent une distribution lognormale des fréquences (Fig. 7.15a, b) et une forte asymétrie positive de T. Le coefficient de variation est très élevé et la moyenne est largement supérieure à la médiane. Ici même, la médiane est égale au minimum (1 g/m^3) des teneurs mesurées, ce qui veut dire que dans le secteur, plus de la moitié des puits ne comportent que des traces de columbo-tantalite. Ce phénomène se répercute sensiblement sur l'histogramme de $\ln(T)$, qui bien que normal dans sa forme montre une forte proportion des valeurs zéro isolée. $\ln(T)$ présente par ailleurs un coefficient de variation et un coefficient d'aplatissement largement plus faibles que ceux de T, indiquant une distribution plus homogène de la transformation logarithmique des teneurs mesurées.

La carte de contours réalisée par la méthode de l'inverse des distances (Fig. 7.16) montre que la minéralisation suit deux directions préférentielles, celle des rivières 4 et 5 ($N70^\circ$) et celle de la rivière 1 ($N130^\circ$), la continuité la plus importante se faisant suivant la rivière 1.

7.6.2 – Étude des variogrammes

Les variogrammes ont été calculés sur les teneurs moyennes pour une distance active de 200 m à intervalles uniformes de 23,26 m.

Concernant la variographie omnidirectionnelle, les calculs ont produits des variogrammes significatifs de plus faible RSS et de valeurs plus élevées de r^2 . Les modèles représentatifs choisis sont représentés dans le tableau 7.8.

Le comportement à l'origine du variogramme expérimental est plus proche du modèle exponentiel avec un effet de pépite de $10 \text{ (g/m}^3\text{)}^2$, un palier de $7130 \text{ (g/m}^3\text{)}^2$ et une porté moyenne de 64 m (Fig. 7.17). Le variogramme théorique choisi est très bien structuré avec une proportion $\frac{C}{C_0 + C}$ proche de l'unité (0,999). Nous avons donc de très faibles variations à petite échelle et en même temps une erreur de mesure suffisamment négligeable.

Comme la distribution de T paraît lognormale, nous nous proposons d'étudier également la régionalisation des logarithmes qui va certainement donner des informations plus acceptables.

Les caractéristiques des variogrammes représentatifs construits à partir du log naturel sont consignées dans le tableau 7.9. Parmi ces variogrammes, celui qui exprime le mieux la distribution de la minéralisation s'inscrit également dans le modèle exponentiel avec un effet de pépite de $0,01 \text{ (ln(g/m}^3\text{)}^2$, un palier de $6,029 \text{ (ln(g/m}^3\text{)}^2$ et une portée de 65 m (fig. 7.18).

À la lecture des tableaux 7.8 et 7.9, les variogrammes choisis pour T et ln(T), ont presque les mêmes caractéristiques, mis à part le coefficient de détermination plus élevé dans le cas de Ln(T). Cette propriété rend le variogramme de Ln(T) moins erratique et plus expressif que celui de T (fig. 7.19a, b, c, d et 7.20a, b, c, d).

Après des essais successifs, toujours dans le but d'optimiser les résultats, les meilleurs variogrammes anisotropes de T et Ln(T) ont été définis suivant les directions N30°, N75°, N120° et N165° avec une tolérance angulaire de 22,5°.

Les caractéristiques des modèles les plus significatifs sont présentées dans les tableaux 7.10 et 7.11.

Pour T et Ln (T), le comportement à l'origine des variogrammes s'apparente bien respectivement à un modèle exponentiel d'effet de pépite de 1 (g/m^3)², de palier 8406 (g/m^3)², de portée maximale 109 m et de portée minimale 75 m, et à un modèle exponentiel d'effet de pépite de 0,001 ($\text{Ln}(\text{g}/\text{m}^3)$)², de palier 6,390 ($\text{Ln}(\text{g}/\text{m}^3)$)², de portée maximale 74 m et de portée minimale 70 m. Cela se confirme par ailleurs par le fait que parmi les modèles présentés, ceux là présentent les valeurs les plus élevées de r^2 et les plus faibles de RSS. Les coefficients d'anisotropie sont de 1,45 pour T et 1,06 pour Ln (T) et la direction de plus faible variabilité est de N120° ±22,5.

L'effet de pépite dans les deux cas est très faible, ce qui indique que les variogrammes sont bien structurés $\left(\frac{C}{C_0 + C} = 1 \right)$ et que les variations à petite échelle sont faibles, comme nous l'avons vu au niveau de la mine Étienne-Méguhé.

7.6.3 – Le krigage

Les krigages ordinaire et lognormal ont été effectués à partir des variogrammes anisotropes ci-dessus décrits. Le krigage dans les deux cas a utilisé 3685 points sur une maille carrée régulière couvrant la mine Bémadi.

Comme sur la mine Étienne-Méguhé, le nombre d'échantillons voisins utilisés dans l'estimation de chaque point a été fixé aux 16 les plus proches du point considéré.

Les statistiques descriptives des résultats sont présentées dans le tableau 7.12.

La moyenne des teneurs et des log naturels estimés sont nettement inférieurs (environ 25% dans les deux cas) à celle des valeurs réelles mesurés. Les médianes obtenues à partir des valeurs estimées par krigage ordinaire et par krigage lognormal sont nettement supérieures à celles résultant des calculs avec les données mesurées. Les différences au niveau des valeurs de tendance centrale sont assez significatives contrairement à ce qui a été relevé au niveau de la mine Étienne-Méguhé. Les coefficients d'aplatissement obtenus à partir des krigages ordinaire et lognormal sont plus importants que ceux qui sont obtenus avec les valeurs mesurées.

Les coefficients de variation de T et ln (T) estimés sont nettement inférieurs à ceux obtenus avec les teneurs mesurées (respectivement 131% et 94% contre 152% et 108%). Les écart-types estimés à partir des krigages ordinaire et lognormal sont nettement inférieurs à ceux obtenus à l'aide des valeurs réelles.

Les valeurs minimales de T et Ln (T) estimés sont légèrement inférieures aux valeurs réelles tandis que les valeurs maximales sont légèrement supérieures.

Ces statistiques montrent que dans le cas de la mine Bémadi, les krigeages ordinaire et lognormal, comme dans le cas de la mine Étienne-Méguhé, ont tendance à lisser les valeurs mais ici les caractéristiques de tendances centrales (moyenne, médiane) ne sont pas conservées.

L'explication la plus plausible de ce cette différence est le fait que la maille de prospection appliquée sur la mine Bémadi n'est pas tout à fait homogène vu que de nombreux puits ont été déplacés pour éviter les lits des rivières.

Nous avons également testé les résultats du krigeage par la méthode de la validation croisée (Fig. 7.21 et 7.22). Les nuages de points obtenus suivent une droite de régression de pente 0,829 pour le krigeage ordinaire et une droite de régression de pente 1,035 pour le krigeage lognormal. Les coefficients de détermination linéaire sont respectivement de 0,198) et de 0,474.

Les pentes des droites des droites de corrélation sont assez proches de l'unité. Toutefois, même si le coefficient de détermination semble statistiquement élevé dans le cas du krigeage lognormal, il est important de signaler que celui du krigeage ordinaire est très faible.

La méthode de la validation croisée montre donc que dans le cas de la mine Bémadi, le krigage ordinaire génère un trop grand biais sur les teneurs estimées contrairement au krigage lognormal qui minimise considérablement ces biais (Isaaks et Srivastava, 1989).

Les résultats graphiques des krigages ordinaire et lognormal sont représentés par les figures 7.23 et 7.24. Sur ces figures, nous remarquons que la minéralisation est bien structurée avec deux directions privilégiées de distribution dont la plus importante est N120° et l'autre est de N55°. La direction principale de la minéralisation est celle de la rivière 1 et la direction secondaire est celle des marigots 4 et 5. Ces figures sont en parfait accord avec les résultats de la variographie qui relèvent une grande continuité de la minéralisation dans la direction $N120^\circ \pm 22,5$. Mais ici, on note une légère différence avec les résultats de l'inverse des distances.

D'après ces études, sur la mine Bémadi, les teneurs en columbo-tantalite ont une distribution lognormale et le krigage lognormal minimise à la fois la variance d'estimation et les biais contrairement au krigage ordinaire qui produit des biais importants. Le meilleur estimateur des réserves de columbo-tantalite serait donc le krigage lognormal.

Tabl. 7.1. Statistiques descriptives des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé

	n	Moy (g/m ³)	Méd (g/m ³)	Min (g/m ³)	Max (g/m ³)	Écart- type	Coef. d'asym	Coef. d'aplatis	CV (%)
T	355	62,910	41	1	300	66,457	1,920	3,587	106
Ln(T)	355	3,519	3,71	0	5,7	1,330	-1,010	1,033	38

Tabl.7.2. Modèles des variogrammes isotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé

Modèle	C0 (g/m ³)	C0+C (g/m ³)	C/C0+C	Portée (m)	RSS	r ²
Exponentiel	10,00	4671,00	0,998	132,00	7,932E+06	0,654
Sphérique	10,00	4517,00	0,998	279,00	8,218E+06	0,639
Linéaire	3080,47	5217,84	0,410	983,55	1,574E+09	0,377

Tabl. 7.3. Modèles des variogrammes isotropes de ln(T_{mesurée}) sur la mine Étienne-Méguhé

Modèle	C ₀ (g/m ³)	C ₀ +C (g/m ³)	C/C0+C	Portée (m)	RSS	r ²
Exponentiel	1,328	2,657	0,500	1278,00	0,187	0,817
Sphérique	1,291	2,583	0,500	2110,00	0,283	0,784
Linéaire	1,410	2,056	0,314	983,55	3,790	0,766

Tabl. 7.4. Modèles des variogrammes anisotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Étienne-Méguhé

Modèle	C ₀ (g/m ³)	C ₀ +C (g/m ³)	Portée max (m)	Portée min (m)	RSS	r ²
Exponentiel	1,00	5320,42	315,40	185,50	6,371E+07	0,501
Sphérique	1,00	1790,26	686,40	387,60	8,803E+07	0,493
Linéaire	2787,00	1983,26	2672,00	1941,00	7,520E+07	0,376

Tabl. 7.5. Modèles des variogrammes anisotropes de ln(T_{mesurée}) sur la mine Étienne-Méguhé

Modèle	C ₀ (ln(g/m ³))	C ₀ +C (ln(g/m ³))	Portée max (m)	Portée min (m)	RSS	r ²
Exponentiel	1,149	3,669	2363,00	1638,00	6,692	0,494
Sphérique	1,231	3,751	4718,00	3428,00	7,017	0,476
Linéaire	1,244	4,096	3675,00	2692,00	7,073	0,473

Tabl. 7.6. Statistiques descriptives du krigage ordinaire et du krigage lognormal de T estimée sur la mine Étienne-Méguhé

	n	Moy (g/m ³)	Méd (g/m ³)	Min (g/m ³)	Max (g/m ³)	Ecart- type	Coef. d'asym	Coef. d'aplat	CV (%)	Éch. vois
Ok	3720	56,292	48,57	-3	290	39,96	1,82	5,03	70,8	16
lnOk	3720	3,49	3,60	1,93	4,74	0,56	-0,37	-0,79	16,2	16

Tabl. 7.7. Statistiques descriptives des teneurs mesurées sur la mine Bémadi

	n	Moy (g/m ³)	Méd (g/m ³)	Min (g/m ³)	Max (g/m ³)	Écart- type	Coef. d'asym	Coef. d'aplat	CV (%)
T	139	49,11	1	1	300	74,78	2,02	3,72	152
Ln(T)	139	2,08	0	0	5,7	2,25	0,24	-1,76	108

Tabl. 7.8. Modèles des variogrammes isotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Bémadi

Modèle	C ₀ (g/m ³)	C ₀ +C (g/m ³)	C/C ₀ +C	Portée (m)	RSS	r ²
Exponentiel	10,00	7130,00	0,999	63,50	7,589E+06	0,815
Sphérique	10,00	6395,00	0,998	120,80	6,489E+06	0,830
Linéaire	1858,56	7498,62	0,752	175,45	2,262E+11	0,614

Tabl. 7.9. Modèles des variogrammes isotropes de ln(T_{mesurée}) sur la mine Bémadi

Modèle	C ₀ (g/m ³)	C ₀ +C (g/m ³)	C/C ₀ +C	Portée (m)	RSS	r ²
Exponentiel	0,010	6,029	0,998	64,90	4,42	0,848
Sphérique	0,010	5,380	0,998	122,00	3,86	0,851
Linéaire	1,501	6,341	0,763	175,46	73,00	0,661

Tabl. 7.10. Modèles des variogrammes anisotropes des teneurs de columbo-tantalite mesurées sur la mine Bémadi

Modèle	C0 (g/m ³)	C0+C (g/m ³)	Portée max (m)	Portée min (m)	RSS	r ²
Exponentiel	1,00	8406,06	108,50	74,60	6,922E+07	0,456
Sphérique	2305,00	10710,06	489,50	369,80	7,893E+07	0,369
Linéaire	2554,00	11477,06	389,60	296,90	8,006E+07	0,358

Tabl. 7.11. Modèles des variogrammes anisotropes de $\ln(T_{\text{mesurée}})$ sur la mine Bémadi

Modèle	C ₀ ($\ln(g/m^3)$)	C ₀ +C ($\ln(g/m^3)$)	Portée max. (m)	Portée min. (m)	RSS	r ²
Exponentiel	0,001	6,390	74,30	70,17	25,287	0,675
Sphérique	0,001	6,390	172,50	171,40	32,448	0,658
Linéaire	2,049	8,820	295,60	280,90	33,457	0,555

Tabl. 7.12. Statistiques descriptives du krigeage ordinaire et du krigeage lognormal de T estimée sur la mine Bémadi

	n	Moy (g/m ³)	Méd (g/m ³)	Min (g/m ³)	Max (g/m ³)	Écart- type	Coef. d'asym	Coef. d'aplat	CV (%)	Éch. vois
Ok	3685	36,80	20,24	-7	314	48,17	2,59	8,36	131	16
lnOk	3685	1,59	1,06	-0,24	7,89	1,50	0,94	-0,24	94	16

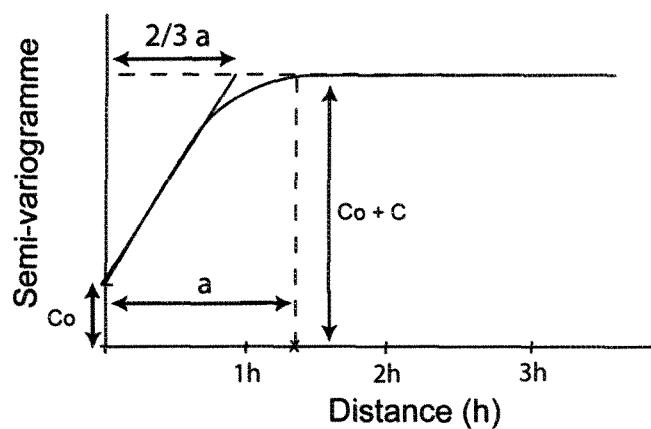


Fig. 7.1. Éléments d'un variogramme

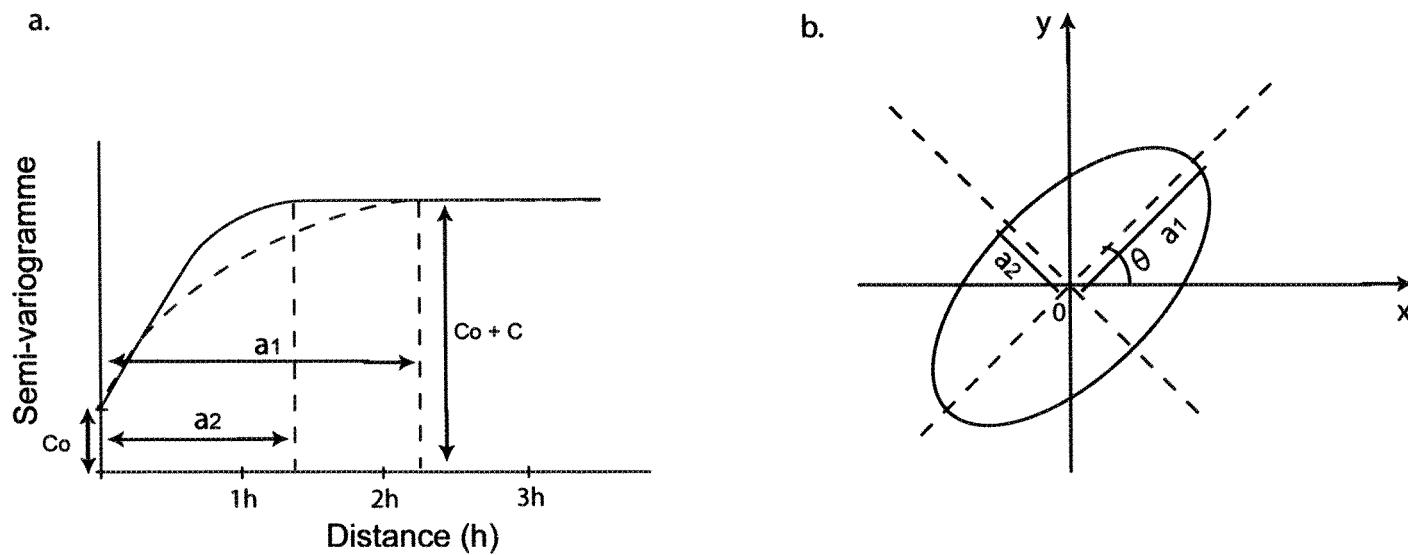


Fig. 7.2. Variogramme anisotrope (a) et ellipse d'anisotropie (b)

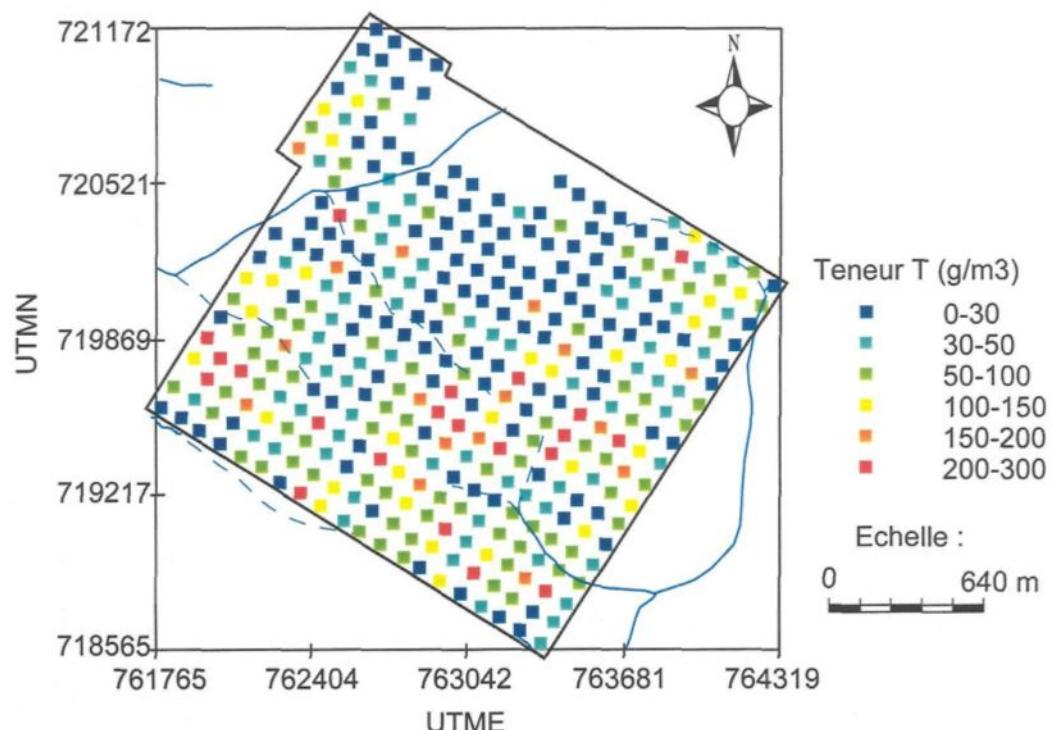


Fig. 7.3. Distribution des puits d'échantillonnage et des teneurs (T) au gravier de la columbo-tantalite sur la mine Étienne-Méguhé

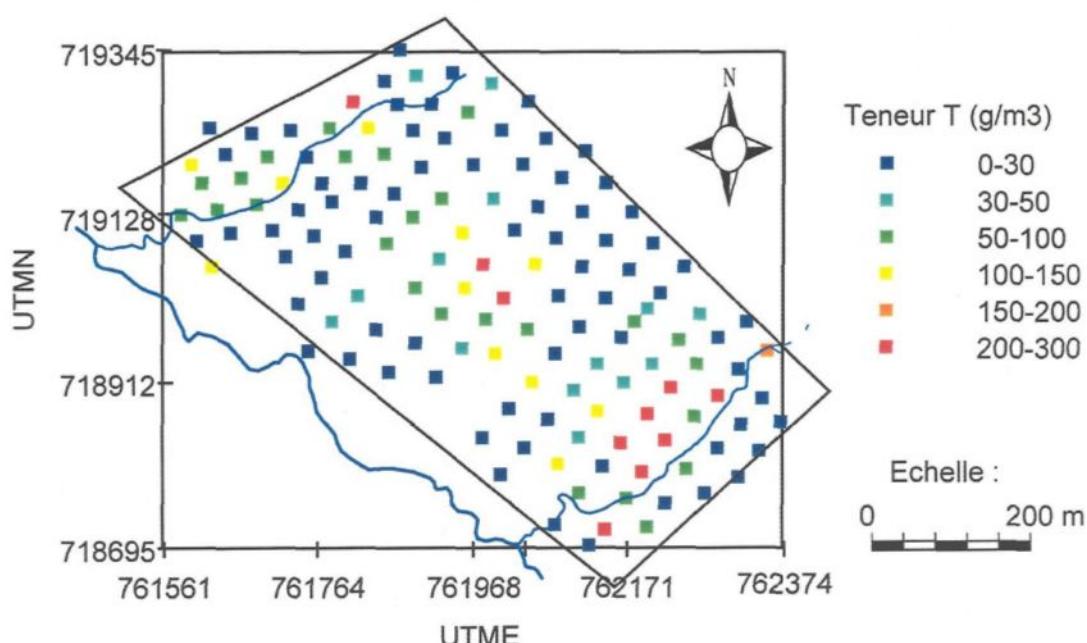


Fig. 7.4. Distribution des puits de prospection et des teneurs (T) au gravier de la columbo-tantalite sur la mine Bémadi

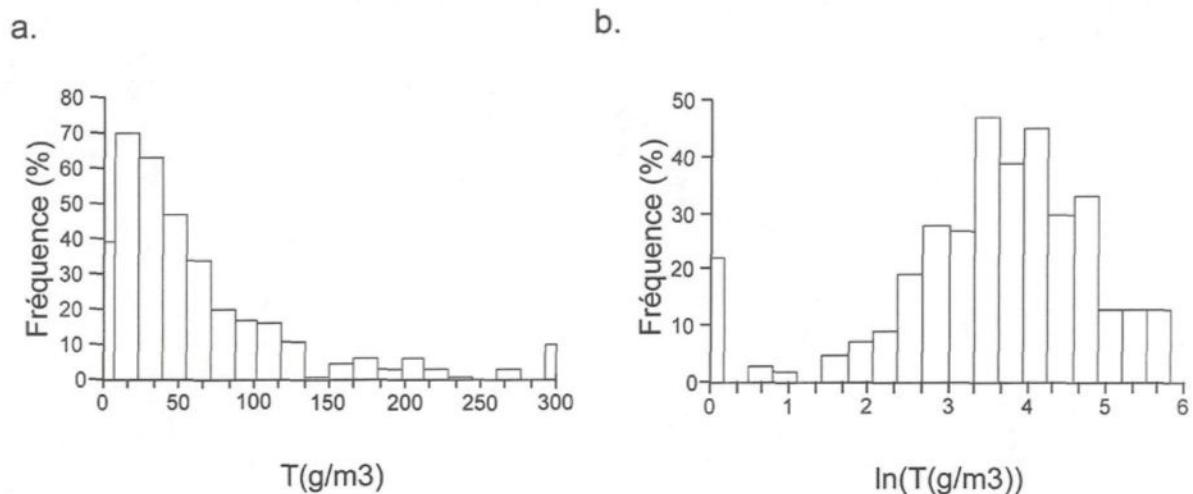


Fig.7.5. Histogrammes des teneurs de columbo-tantalite mesurées (a) et de leur transformation logarithmique (b) dans la mine Étienne-Méguhé

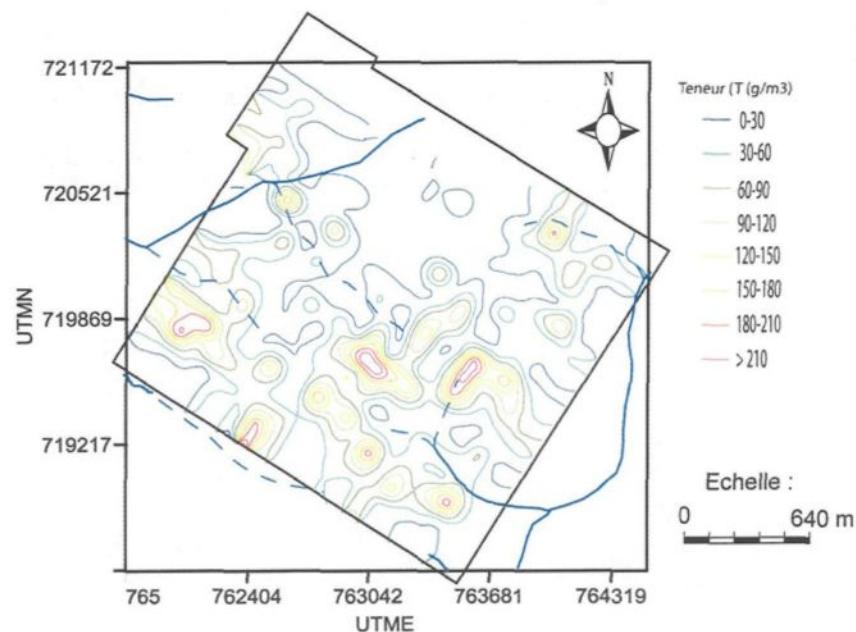


Fig.7.6. Contours des teneurs (T) en columbo-tantalite par l'inverse des distances sur la mine Étienne-Méguhé

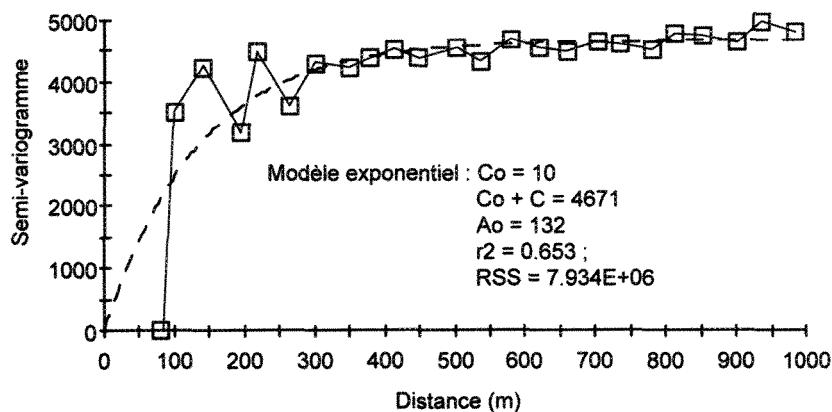


Fig.7.7. Variogramme omnidirectionnel des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé

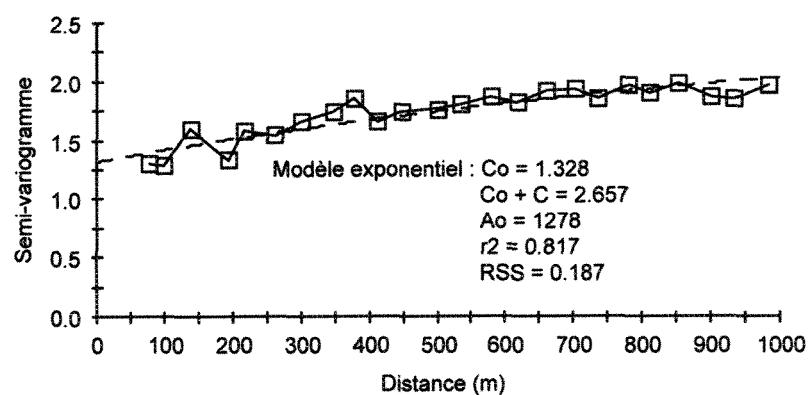
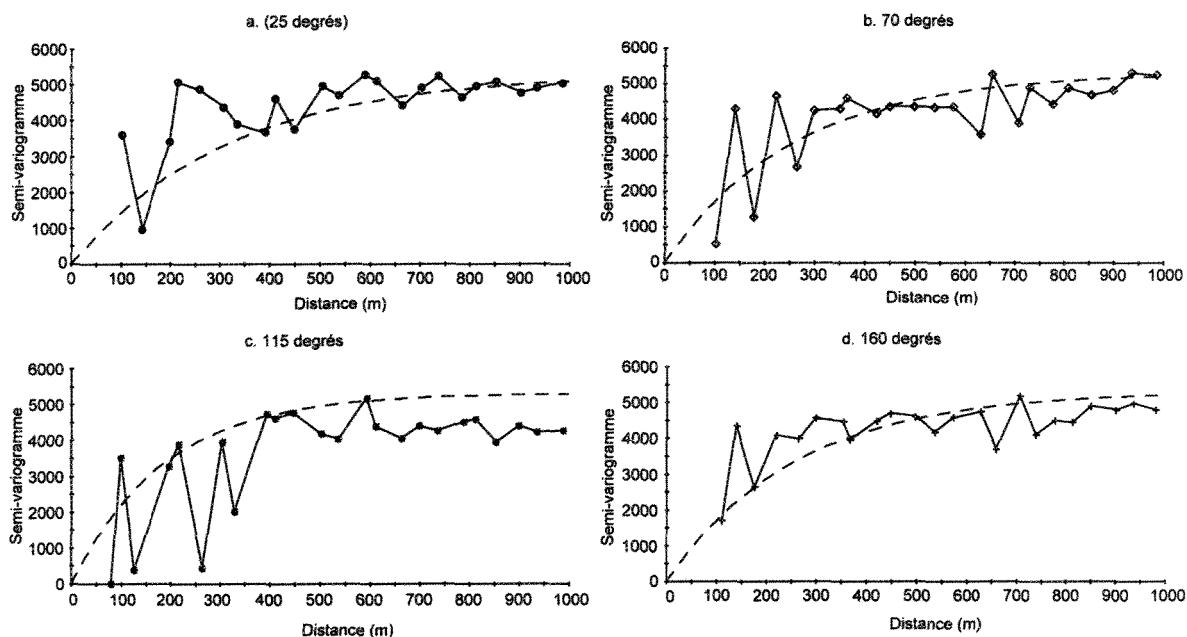
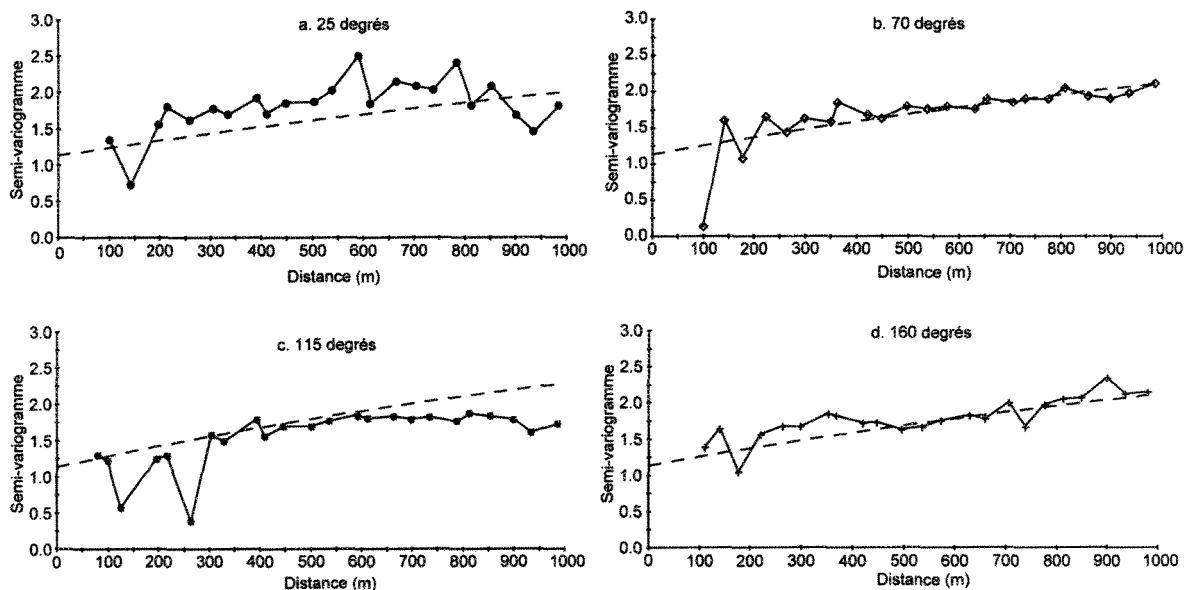


Fig.7.8. Variogramme omnidirectionnel du log naturel des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé



Modèle exponentiel : $C_0 = 1.0000$; $C_0 + C = 5320$; $A_1 = 316$; $A_2 = 186$; $r^2 = 0.501$; RSS = 6.376E+07

Fig. 7.9. Variogrammes anisotropes des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Étienne-Méguhé suivant les directions N25° (a), N70° (b), N115° (c) et N160° (d)



Modèle exponentiel : $C_0 = 1.149$; $C_0 + C = 3.669$; $A_1 = 2363$; $A_2 = 1638$; $r^2 = 0.494$; RSS = 6.69

Fig. 7.10. Variogrammes anisotropes des log naturels des teneurs en columbo-tantalite de la mine Étienne-Méguhé suivant les directions N25° (a), N70° (b), N115° (c) et N160° (d)

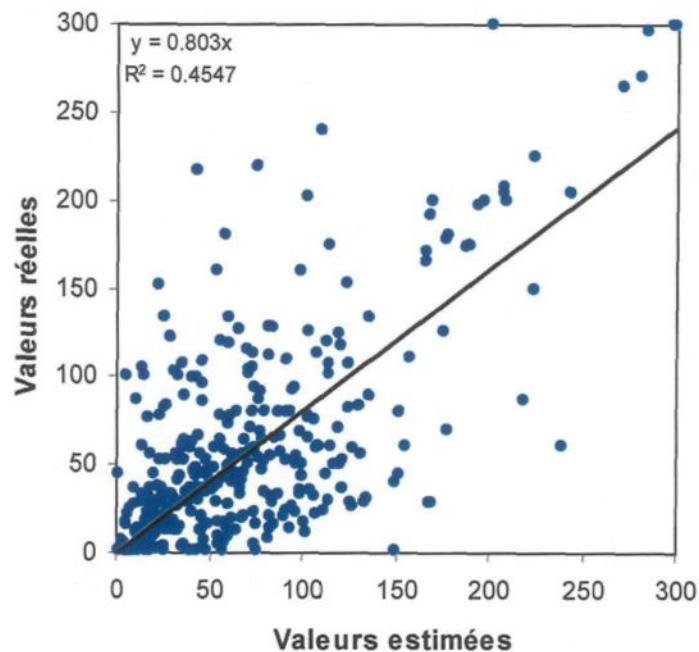


Fig. 7.11. Diagramme de dispersion des teneurs vraies en fonction des teneurs estimées par krigage normal sur la mine Étienne-Méguhé

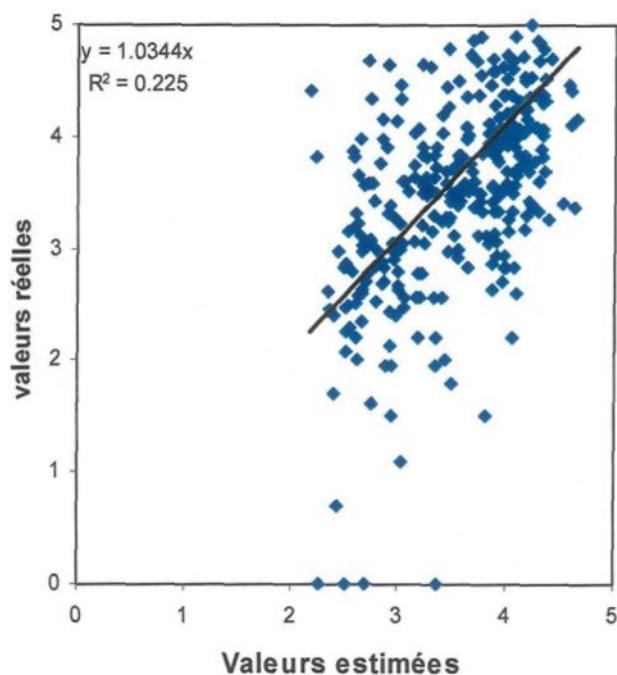


Fig. 7.12. Diagramme de dispersion des $\ln(T)$ vraies en fonction des valeurs estimées par krigage lognormal sur la mine Étienne-Méguhé

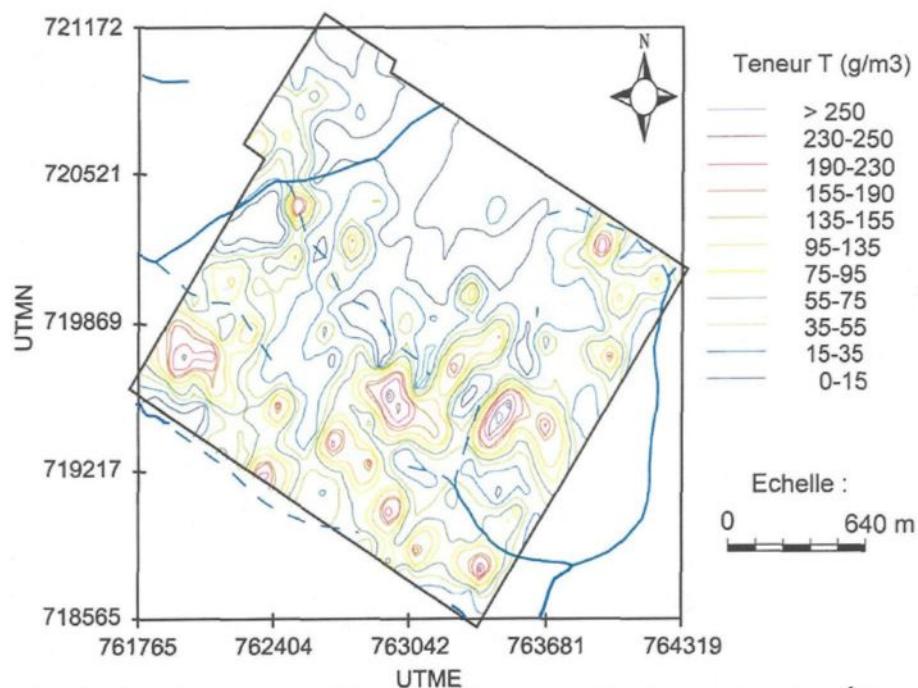


Fig. 7.13. Distribution des teneurs (T) après krigeage ordinaire sur la mine Étienne-Méguhé

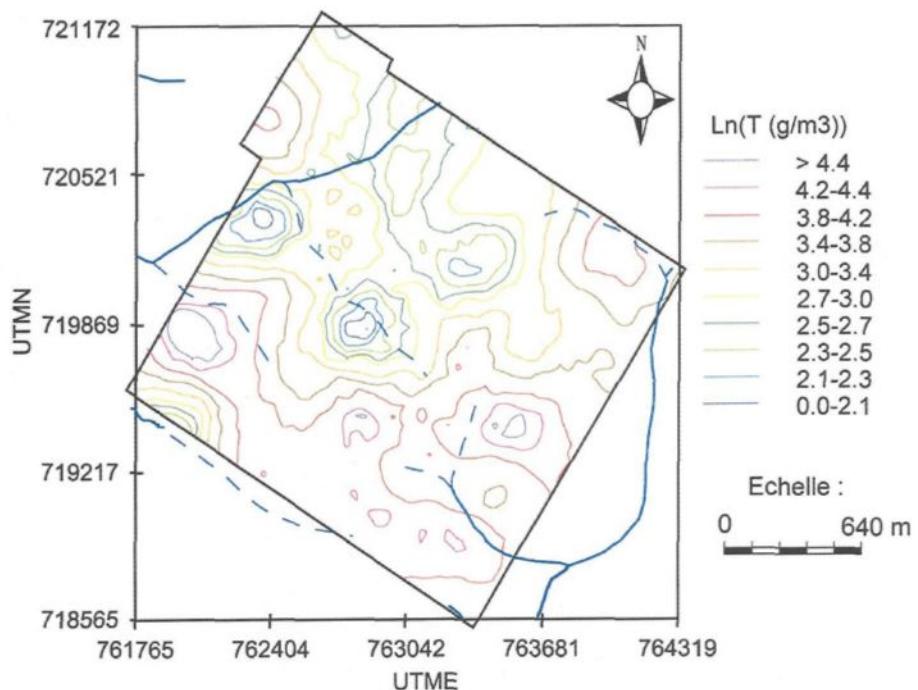


Fig. 7.14. Distribution de $\ln(T)$, après krigeage lognormal sur la mine Étienne-Méguhé

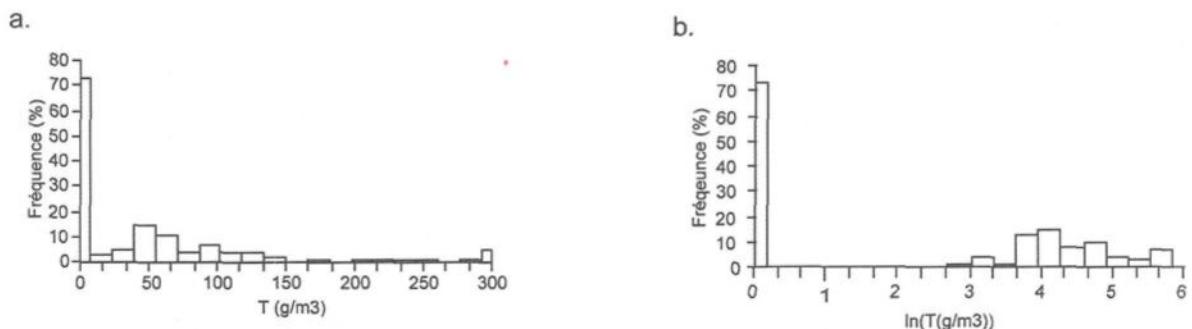


Fig. 7.15. Histogrammes des teneurs de columbo-tantalite mesurées (a) et leur transformation logarithmique dans la mine Bémadi

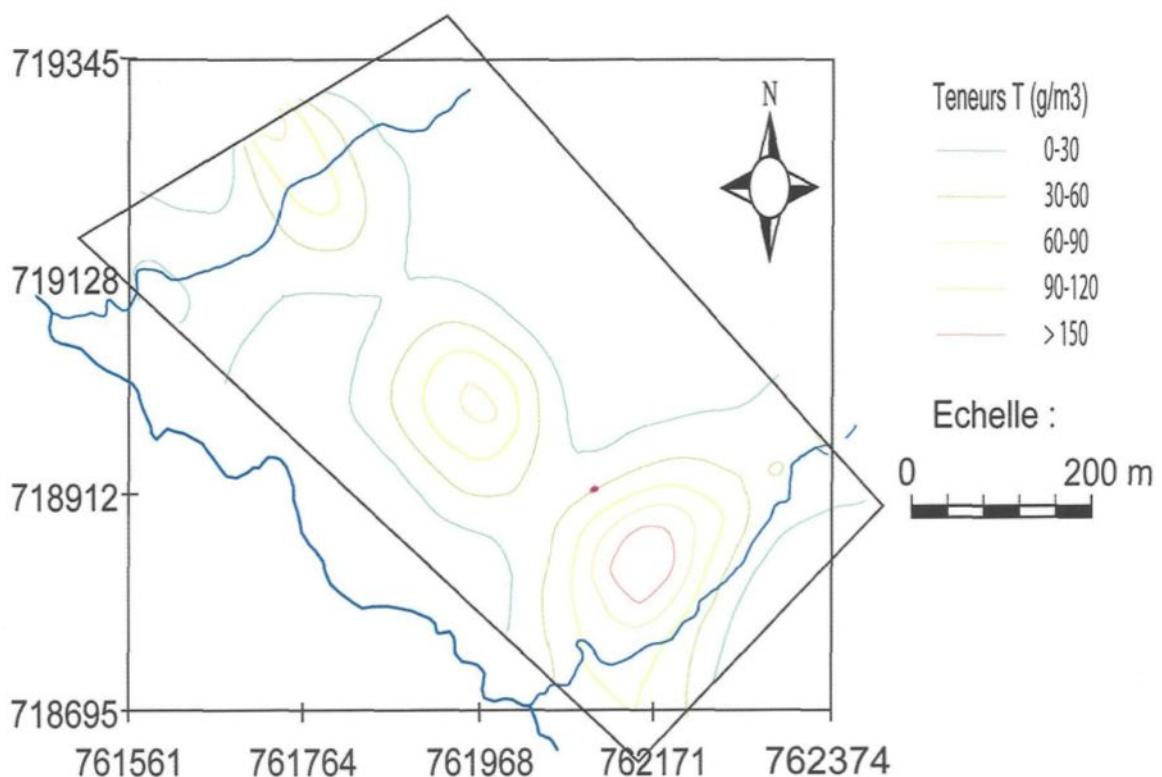


Fig.7.16. Contours des teneurs (T) en columbo-tantalite par l'inverse des distances sur la mine Bémadi

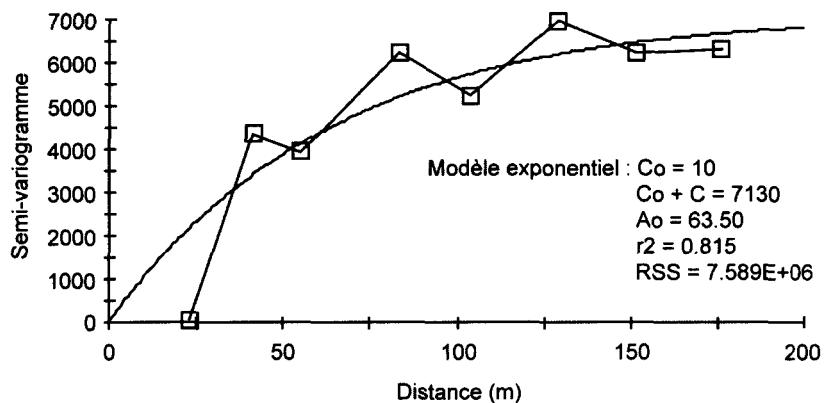


Fig. 7.17. Variogramme omnidirectionnel des teneurs en columbo-tantalite de la mine Bémadi

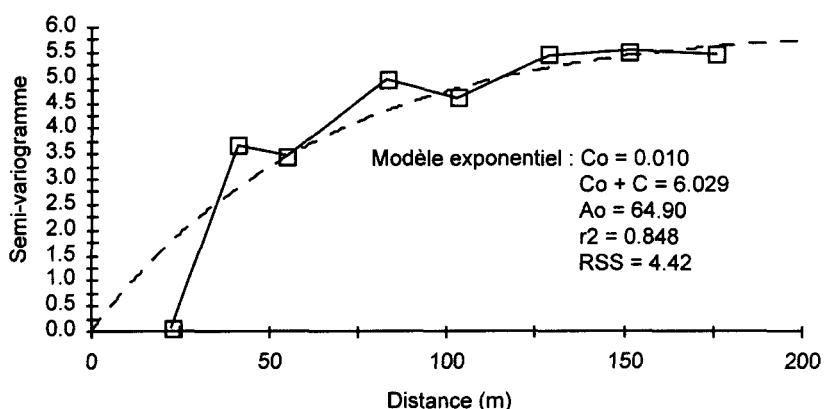
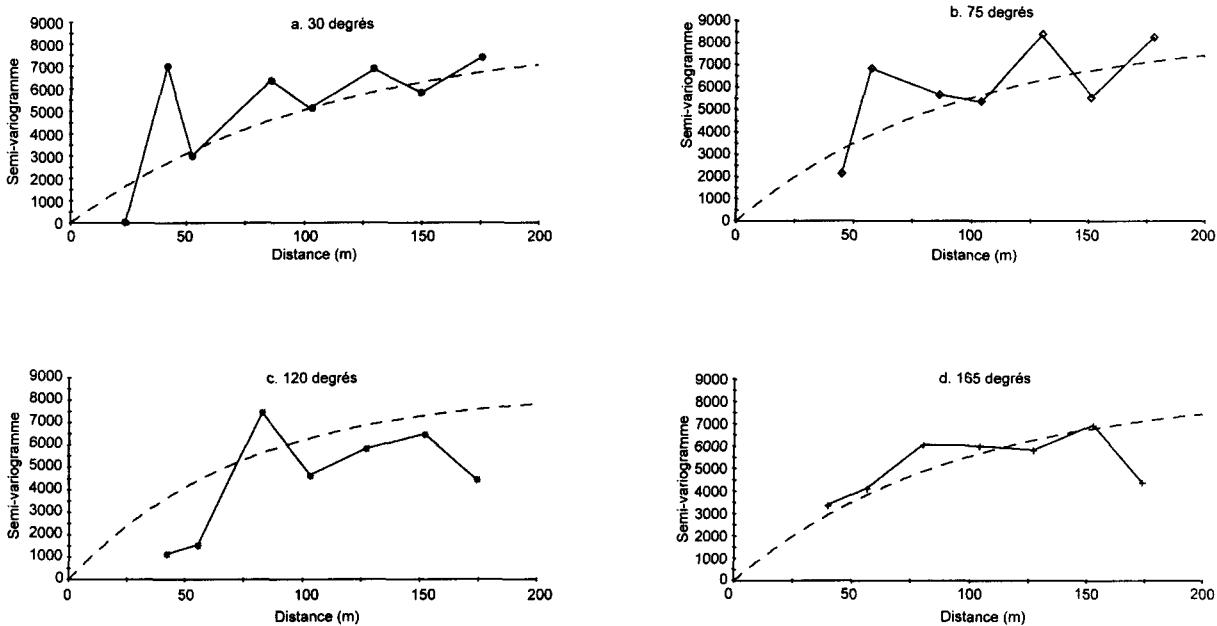
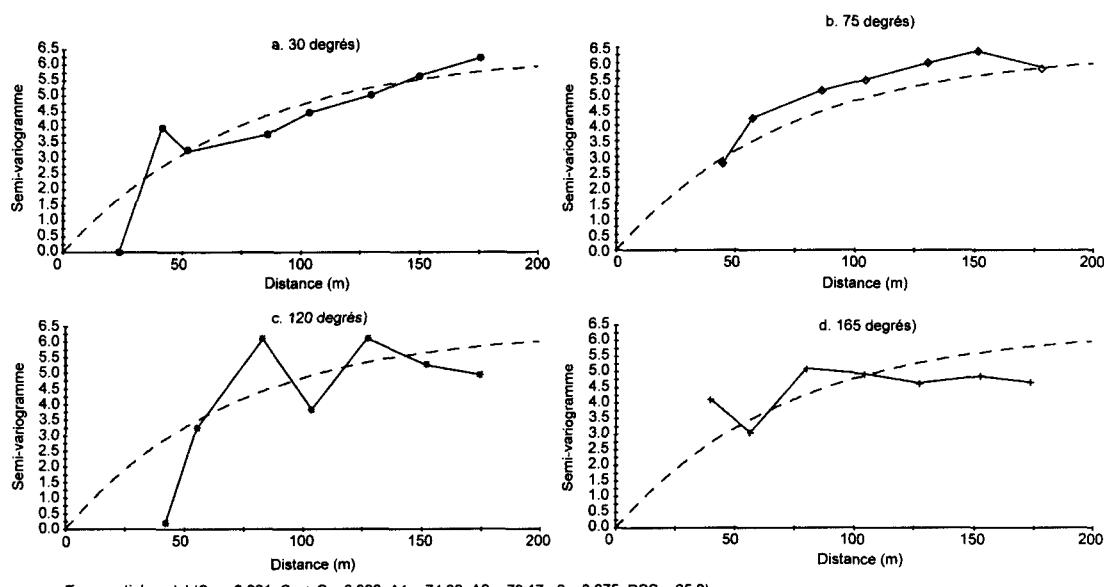


Fig. 7.18. Variogramme omnidirectionnel du log naturel des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Bémadi



Exponential model : $C_0 = 1$; $C_0 + C = 8406$; $A_1 = 109$; $A_2 = 75$; $r^2 = 0.455$; RSS = $6.922E+07$

Fig. 7.19. Variogrammes anisotropes des teneurs en columbo-tantalite dans la mine Bémadi suivant les directions N30° (a), N70° (b), N120° (c) et N165° (d)



Exponential model ($C_0 = 0.001$; $C_0 + C = 6.390$; $A_1 = 74.30$; $A_2 = 70.17$; $r^2 = 0.675$; RSS = 25.3)

Fig. 7.20. Variogrammes anisotropes des log naturels des teneurs en columbo-tantalite de la mine Bémadi suivant les directions N30° (a), N70° (b), N120° (c) et N165° (d)

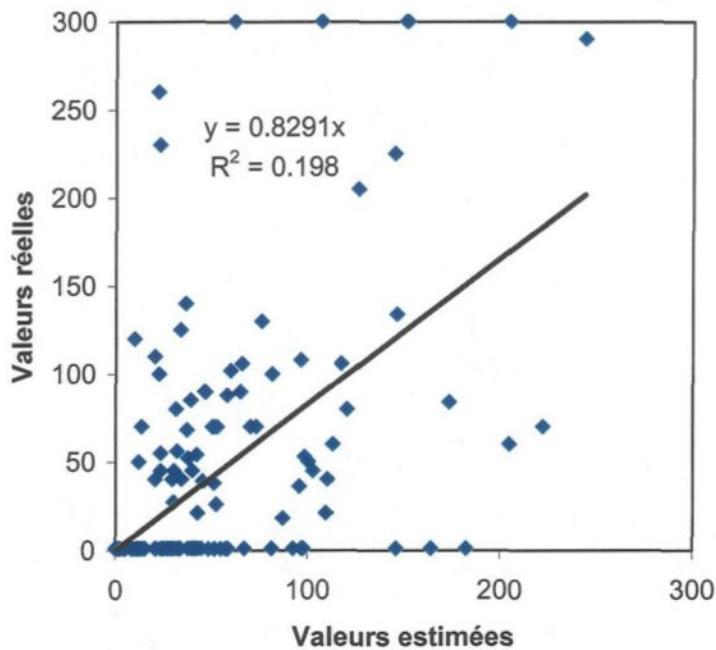


Fig. 7.21. Diagramme de dispersion des teneurs vraies en fonction des teneurs estimées par krigeage normal sur la mine Bémadi

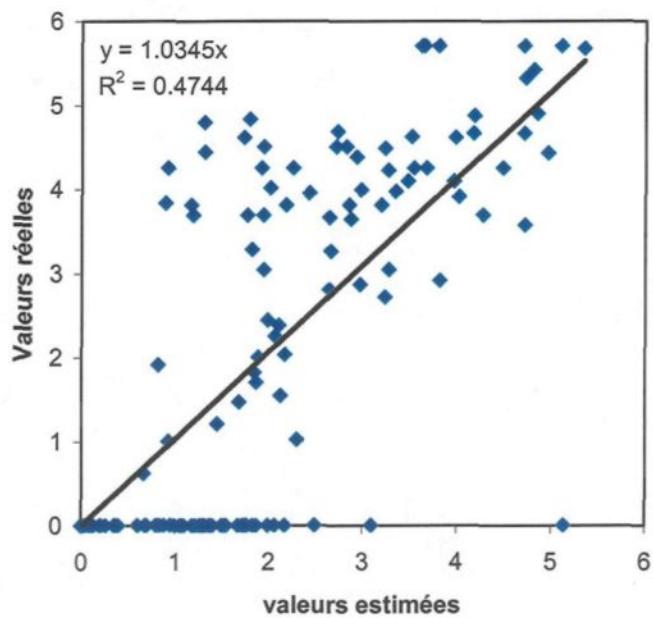


Fig. 7.22. Diagramme de dispersion des $\ln(T)$ vraies en fonction des valeurs estimées par krigeage lognormal sur la mine Bémadi

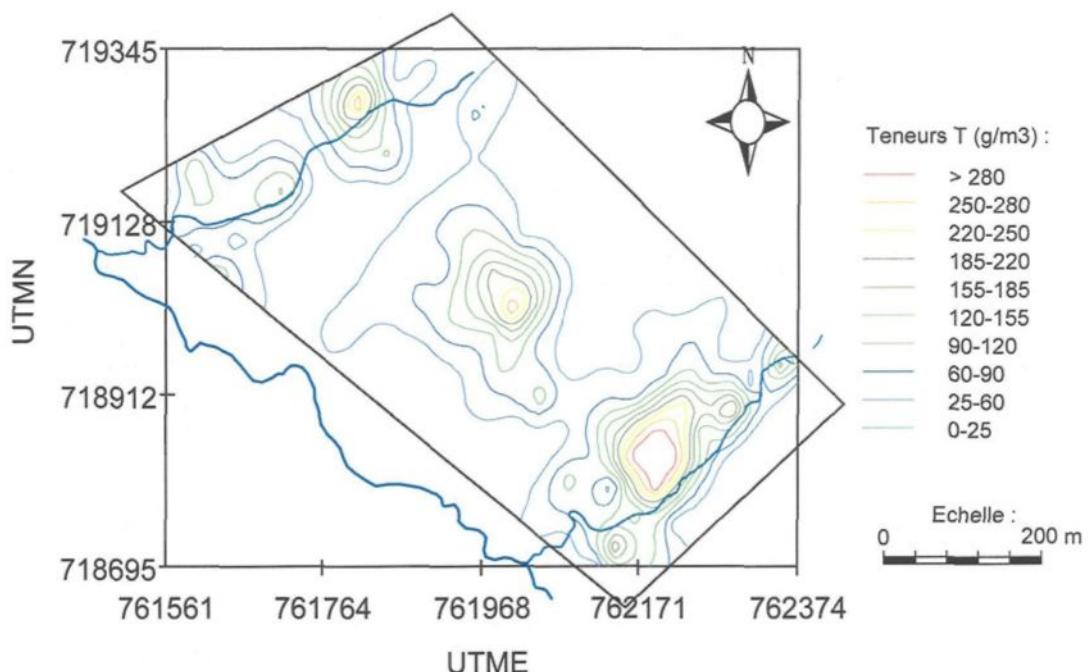


Fig. 7.23. Distribution des teneurs après krigage ordinaire sur la mine Bémadi

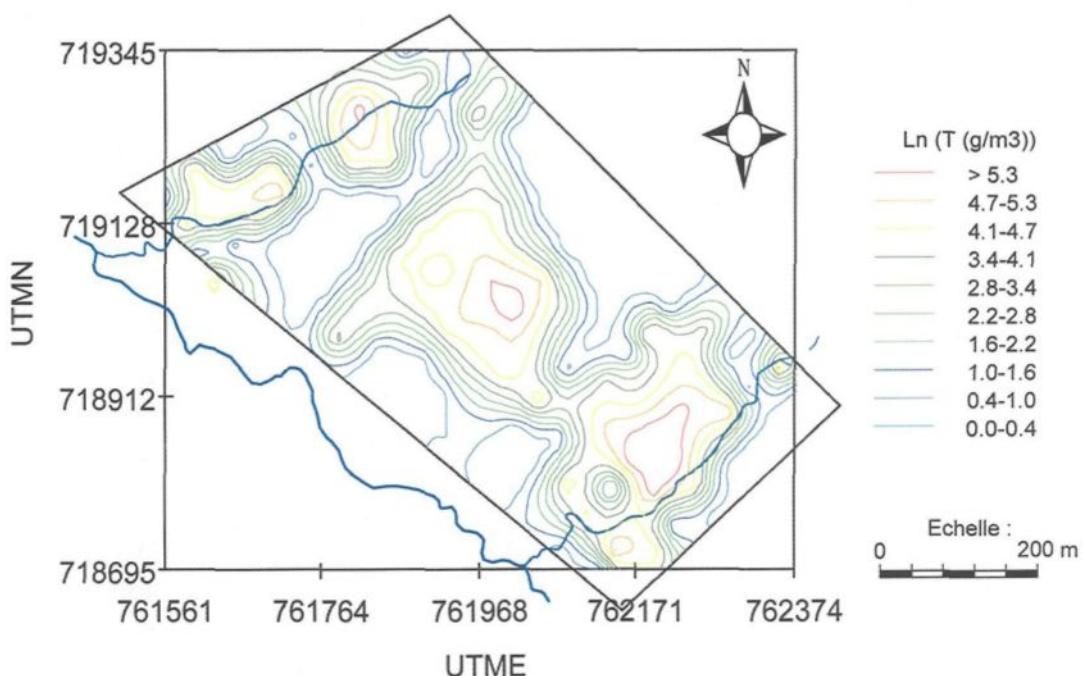


Fig. 7.24. Distribution de $\ln(T)$ après krigage lognormal sur la mine Bémadi

CHAPITRE 8

SYNTHÈSE ET DISCUSSION DES RÉSULTATS

8.1 – Classification et modèle génétiques des granites et des pegmatites associées

8.1.1 – À propos des granites

Avant de proposer un modèle génétique pour les granites et les pegmatites de la région d’Issia, il est nécessaire de répondre à deux questions fondamentales : (1) quels sont les roches sources du magma granitique ? et (2) les caractères chimiques et minéralogiques de ces roches concordent-ils avec une fusion partielle ?

Les granites peralumineux sont généralement associés à des terrains ayant subi un métamorphisme régional (Clemens et Wall, 1981 ; Debon et al., 1986 ; Harris et al., 1986 ; Holtz et Barley, 1991 ; Inger et Harris, 1993). Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer la ségrégation de ces granites à partir des formations hôtes métamorphisées. Parmi ces modèles, la fusion partielle est la plus acceptée (Thompson, 1982 ; Clemens et Vielneuf, 1987 ; Barbey et al., 1990 ; Inger et Harris, 1993).

Les granites de la région d’Issia ont été mis en place dans des formations métapelitiques, notamment, des schistes argileux et des schistes chloriteux et sériciteux.

Les observations de terrains indiquent la présence de nombreuses enclaves métasédimentaires dans les granites et les contacts entre ces granites et les schistes hôtes sont sinueux, irréguliers et localement diffus.

À l'échelle microscopique, l'albite des micaschistes, rencontrés au contact des granites de la région et sous forme d'enclaves dans ces granites, est préservée sous forme de reliques arrondies autour desquelles cristallise du quartz xénomorphe.

Ces informations militent en faveur de la formation des granites par fusion partielle selon les critères de Sawyer (1999). Les granites pourraient alors dériver de la fusion des formations hôtes.

Les valeurs élevées en éléments alcalins et plutôt faibles en ETR, Ca, Fe, Mg et Ti, la nature siliceuse et peralumineuse des granites, l'abondance de muscovite primaire et de tourmaline et la présence de nombreuses veines de pegmatites à l'intérieur et autour de ces granites, notamment le granite de type Issia, suggèrent une cristallisation à partir d'un système riche en composés volatiles produits par la fusion d'un matériel sialique (Černý, 1982 ; Černý, 1998a et b). D'ailleurs, les éléments majeurs et traces indiquent clairement qu'il s'agit de granites de type-S.

Par ces caractéristiques, les granites de la région étudiée s'apparentent aux granites fertiles de la famille LCT (Li-Cs-Ta) définie par Černý (1982, 1991, 1998b). Dans cette optique, le granite de type Issia est le plus évolué et le plus fertile.

L'allongement des granites suivant la déformation D2, leurs auréoles de métamorphisme de contact (auréole thermique) et le faible degré de métamorphisme des roches environnantes (faciès des schistes verts) suggèrent fortement que ces granites ont été mis en place sous forme de masses chaudes allochtones.

Les granites ont donc été générés en « profondeur » par fusion de la croûte et le bain magmatique est monté par le biais des fractures occasionnées par la déformation D2. Les âges de 2106 ± 78 Ma des leucogranites d'Issia et 2094 ± 6 Ma de ceux de Ferké sont d'ailleurs compatibles avec l'âge de la déformation D2 (entre 2096 et 2073 Ma, d'après Feybesse et al., 1989).

Avant la fin de sa cristallisation, ce bain a dû métamorphiser et assimiler une partie de l'encaissant qui va alors se retrouver sous forme d'enclaves schisteuses dans les granites formés.

Du point de vue de la tectonique, les données géochimiques indiquent que les granites de la région d'Issia sont repartis entre le type syn-collisionnel et le type intraplaque. Le type syn-collisionnel est représenté par les enclaves felsiques et les granites fins à deux micas en bordure du dôme granitique d'Issia. La zone de collision serait à rattacher aux unités de Toulépleu-Ity et de Fo, à l'Ouest de la Côte d'Ivoire, qui constituent la partie de la zone collisionnelle entre le craton archéen et le domaine protérozoïque (Milési et al., 1989 ; Feybesse et Milési, 1994) la plus proche d'Issia. Dans cette optique, les granites se seraient formés en profondeur, là où les déformations D1 de l'orogenèse éburnéenne étaient les plus fortes, puis conduits en surface par réajustement isostatique. Ces données corroboreraient

alors avec les résultats des études géochronologiques et structurales sur les granitoïdes éburnéens qui indiquent que la tectonique collisionnelle D1 est en outre accompagnée de la mise en place de leucogranites datés à 2100 Ma (Milési et al., 1989).

Toutefois, le caractère syn-collisionnel des granites paraît improbable, si on se fie au degré de métamorphisme et à la nature des déformations dans la zone étudiée. En effet, à part le métamorphisme de contact qui se manifeste autour des grands massifs granitiques, le degré de métamorphisme régional est trop faible (faciès schiste vert) et les déformations sont très peu prononcées. De plus, les granites eux mêmes ne présentent pas de déformations importantes. Ils sont marqués par une tendance à l'orientation linéaire des minéraux plus ou moins prononcée selon leur localisation, et par des rubanements magmatiques parallèles à l'orientation des schistes encaissants. Ainsi, les granites des types Lobo et Bitapia, de même que les granites fins à deux micas, présentent une linéation minérale très prononcée suivant des directions en moyenne NS, alors que les granites du type Issia sont moins affectés par cette linéation minérale, qui paraît d'ailleurs, très discrète lorsqu'elle existe. Les granites de la région ne peuvent donc être syn-collisionnels. Il est plus plausible qu'ils soient des granites de type intraplaques tardi à post-tectonique. Dans le diagramme Rb vs Yb+Ta, les échantillons se regroupent vers le point triple VAG-WPG-Syn-COLG caractérisant les granites post-collisionnels, qui sont par ailleurs les plus difficiles à classifier avec les données géochimiques (Koralay et al., 2001).

Les caractères spécifiques des enclaves felsiques et des granites fins à deux micas en bordure du dôme d'Issia pourraient être attribués à leur localisation à la périphérie des grands massifs. Ils ont donc subi des contraintes plus prononcées que les autres granites.

Les grands dômes granitiques de la région d'Issia développent des auréoles de métamorphisme de contact dans les roches sédimentaires et possèdent des enclaves des schistes encaissants. Ceci montre indubitablement leur postériorité par rapport au bassin sédimentaire. Les granites et les linéations minérales qui s'y observent épousent la direction des fracturations majeures de la déformation transcurrente senestre D2 qui intervient entre 2096 Ma et 2073 Ma (Feybesse et al., 1989), ce qui veut dire que ces granites ont emprunté les zones de faiblesse occasionnées par la D2. Ils sont donc, tout au plus, syn à tardi-D2.

La présence d'enclaves métasédimentaires dans les granites et le caractère irrégulier et sinueux du contact entre les granites et les roches métasédimentaires montrent que, même si les granites ne résultent pas de la fusion partielle *in situ* de leur encaissant actuel, le magma chaud à l'origine de leur formation a assimilé une partie de ces formations avant de cristalliser.

Les variations dans la minéralogie, et dans la composition des oxydes majeurs, éléments traces et terres rares, et les variations structurales dans les granites indiquent que la mise en place des granites s'est déroulée de façon progressive et que certains granites sont plus évolués que d'autres. Les premiers granites mis en place sont les granites fins à deux micas syn-D2 qui se retrouvent sous forme de petites buttes isolées autour des autres

granites. Ensuite vient le granite de type Lobo qui est suivi de celui de type Bitapia, et enfin celui de type Issia.

En fait, les différents granites représentent des stades de différentiation différents du bain magmatique.

Le granite de type Issia, qui est le dernier à se former, présente à l'intérieur et autour, une plus forte densité de dykes de pegmatites, comparativement aux autres granites pour lesquels les pegmatites sont plutôt rares. Il est particulièrement riche en muscovite, tourmaline, apatite et fluorite. Tous ces caractères sont propres aux granites fertiles dans l'optique de Černý (1982, 1992, 1998b). Ce granite est plus évolué et résulte de la cristallisation d'un magma plus différencié.

La grande interrogation qui ressort de notre proposition est la suivante : si les leucogranites d'Issia proviennent d'une fusion partielle dans le cadre d'un simple régime transcurrent (déformation D2), quelle a été alors le moteur de la chaleur ? Cette question ressort le débat actuel sur les processus géodynamiques de la mise en place des formations birimienennes.

En effet, certains auteurs dont Yobou (1993) et Doumbia (1997) évoquent la possibilité d'une collision majeure pour générer les leucogranites. Mais, d'après Delor et al. (1995a et c), puis Vidal et al. (1996), aucune évidence de tectonique tangentielle n'est visible à l'échelle de la Côte d'Ivoire. Évoquant ce dernier fait, Kouamélan 1996 propose

alors un modèle thermotectonique faisant intervenir le «shear heating» au cours du cisaillement pour produire la chaleur nécessaire à l'anatexie des roches encaissantes.

Le mécanisme du «shear heating» est très contesté par plusieurs auteurs en ce qui concerne la genèse du magma granitique, essentiellement à cause de la grande valeur de contrainte de cisaillement nécessaire ($>100\text{Pa}$), (England et Molnar, 1993) et du potentiel nécessaire pour l'autorégulation de la chaleur (Yuen et al., 1978).

Nous proposons alors une source profonde de la chaleur pour la genèse des leucogranites et des pegmatites associées. Ce modèle fait intervenir un magmatisme très profond ayant produit la chaleur nécessaire à la fusion de la croûte en profondeur. L'expression superficielle de ce magmatisme profond est matérialisée par l'existence de dykes dioritiques et doléritiques dans la région (Ahimon, 1990).

La fusion de la croûte a alors produit un magma qui a ensuite migré le long des couloires de décrochement qui sont supposés très profond et ayant servit alors de conduits pour le magma granitique.

8.1.2 – À propos des pegmatites

Les pegmatites d'Issia présentent une distribution zonale autour du granite de type Issia. Cette zonalité spatiale est marquée par un enrichissement progressif en éléments utiles et un accroissement de la complexité à mesure qu'on s'éloigne du granite. Cette zonalité spatiale des pegmatites de la région d'Issia n'a été mise en évidence que récemment par Allou et al (2003) et Allou et al. (2004). Les différents types de pegmatites

que nous avons identifiés ont été déjà reconnus par Adam (1968, 1969). Cependant, cet auteur, qui fut le seul à effectuer des recherches sur les pegmatites de la Côte d'Ivoire en général et celles d'Issia en particulier, n'a pu établir la zonalité spatiale des pegmatites autour du granite de type Issia à un moment où le couvert végétal était très dense et les voies d'accès très rares. Du point de vue géochimique, nous remarquons une tendance à la diminution progressive de ΣETR , La/Yb, Fe, Mg, K et une augmentation de Na dans l'ordre granite de type Lobo, granite de type Bitapia, granite de type Issia et pegmatites. Aussi remarque-t-on au niveau structural que les pegmatites recoupent les granites et sont orientées presque perpendiculairement à ces derniers.

La zonalité spatiale des pegmatites autour du granite de type Issia et les caractères chimiques ainsi présentés montrent bien que les pegmatites sont issues de la cristallisation de ce granite. L'aspect structural présenté rajoute que les pegmatites constituent vraisemblablement le remplissage des fractures Riedels R' et des fentes de traction associées à la mise en place du granite. Cette observation est tout à fait plausible puisque la déformation D2 s'est déroulée dans un régime de cisaillement senestre qui a généré des failles de décrochement senestre NS à NNE-SSW (Vidal et al., 1996) et c'est suivant cet éventail de directions que se sont mis en place les granites. Les pegmatites sont orientées N90° à N130°, donc suivant un angle d'environ 50 à 90° par rapport aux granites, ce qui justifie notre l'hypothèse.

La liaison des pegmatites à Be, à Nb-Ta-Be et à Nb-Ta-Be-Li à des granites de la famille LCT confirme davantage l'appartenance de ces pegmatites à la classe des

pegmatites à éléments rares et à la famille des pegmatites LCT qui est évoquée dans le chapitre 4.

L'association des minéraux de Nb-Ta et du spodumène aux pegmatites à élément rares d'Issia constitue un pas important dans les recherches sur les pegmatites de la Côte d'Ivoire en général. Concernant les minéraux de Nb-Ta, c'est la première fois qu'ils s'observent en roche, dans les pegmatites en place, d'où la possibilité de les associer à un type ou à des types de pegmatites. Le spodumène, quant à lui n'a été trouvé qu'une seule fois sous forme de d'éboulis d'aplogranite par les anciens auteurs (Adam, 1968, 1969). Adam avait d'ailleurs conclu dans sa thèse d'État (1969) que le lithium n'est pas en grosse abondance dans la région d'Issia, car le spodumène et le lépidolite n'ont pas cristallisé bien que les conditions physiques régionales paraissent convenir. Nos études ont par contre mis en évidence de nombreux affleurements de pegmatite à spodumène.

Les analyses à la microsonde montrent que les minéraux columbo-tantalifères du gisement d'Issia sont très riches en Ta (ferrotapiolite, ferrotantalite et manganotantalite) et très souvent marqués par une zonalité oscillatoire inverse ou normale, ce qui traduit des changements de la concentration de Nb et de Ta et des pulsations successives du magma au cours de la minéralisation si l'on s'en tient aux interprétations de Lahti (1987), Černý et al. (1992), et Johan et Johan (1994). Cette observation montre que le fluide responsable de la formation des pegmatites a une origine lointaine et confirme alors la liaison avec le granite d'Issia. Le fluide issu de la cristallisation du granite de type Issia a alors été injecté dans les

fentes de traction et les fractures de Riedel R' le long desquelles les différents types de pegmatites vont se former.

Par ailleurs, il est aussi observé des zonalités de remplacement sur les bordures de plusieurs cristaux de Nb-Ta. Ces zonalités sont représentées par des exsolutions de tapiolite, de ferrotapiolite et de ferrotantalite dans la manganotantalite. Une telle structure relève de l'action d'une phase vapeur supercritique du bain pegmatitique à la fin de la cristallisation magmatique (Jahns et al., 1969). Sous l'effet de ces vapeurs tardives, il y a eu un re-équilibrage des bordures des cristaux de Nb-Ta (avec les vapeurs), (Abella et al., 1995), qui s'est alors manifesté par des résorptions partielles suivies de recristallisations. Cette phase de re-équilibrage correspond à une phase d'accalmie dans la circulation des fluides pegmatitiques.

8.2- Évolution du fluide et conditions de mise en place des pegmatites

Les premières pegmatites formées après le granite d'Issia sont les pegmatites de type A puis B qui sont caractérisées par la présence d'inclusions fluides purement aqueuses. Les températures minima de piégeage de ces premiers fluides se situent entre 160°C et 360°C. L'absence de CO₂ dans ces fluides rend impossible la détermination de la pression qui a prévalu au cours de la formation de ces pegmatites. La salinité des fluides impliqués dans la formation des pegmatites de type A et B est assez variable, mais avec une moyenne assez faible, autour de 5,15%wt.

Le fluide qui évolue au cours de la différentiation magmatique s'enrichit progressivement en composés carboniques vers la surface jusqu'au stade où les conditions de formation des pegmatites de type C sont réunies, notamment la pegmatite N°1.

Le fait que la température de fusion de la phase carbonique des inclusions fluides soit en général entre -58°C et -56,5°C montre que cette phase est dominée par le dioxyde de carbone (CO_2) avec une faible proportion de méthane (CH_4) (Roedder, 1984).

Le caractère purement magmatique de la zone I, l'association inclusions fluides-inclusions silicatées dans les zones II et III et l'existence d'inclusions fluides uniquement dans la zone IV suggèrent que la pegmatite N°1 a cristallisé en système clos (Lu et al., 1997; Lu et Wang, 1997). Dans ce cas, la cristallisation de la zone I s'est faite au cours de la phase purement magmatique. La zone II débute avec la séparation du fluide du bain silicaté. Ce bain est d'abord très aqueux. La zone III se forme au moment où le CO_2 s'est séparé du H_2O . Les zones II et III constituent les zones de transition entre la phase magmatique et la phase hydrothermale de la formation de la pegmatite N°1. Au moment de la formation de la zone IV, le CO_2 est presqu'entièrement piégé par les minéraux de la zone III et il ne reste que la phase aqueuse. Cela se matérialise par la quasi-absence d'inclusions fluides carboniques aqueuses dans la zone IV, qui renferme par ailleurs de nombreuses inclusions aqueuses.

La séparation des phases aqueuse et carbonique a débuté au moins à 360,3°C. Les réactions métasomatiques qui accompagnent la formation de la pegmatite se poursuivent jusqu'à au moins 154,5°C.

Les isochores des inclusions carboniques dans le beryl indiquent une très grande variation de la pression des fluides. La pression des fluides varie de 480 bars à 1060 bars à 154,5°C (température minimum d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses), et de 1100 bars à 2400 bars à 360,3°C (température maximum d'homogénéisation des inclusions fluides aqueuses). Cette variation de pression à une température donnée peut avoir deux origines : soit un changement dans le régime des fluides, d'hydrostatique à lithostatique, soit une modification des inclusions fluides après leur piégeage (Chi et al., 2002). Les minéraux de beryl dans lesquels les inclusions fluides ont été analysées paraissent assez stables et n'ont pas subi de déformations majeures après leur cristallisation. En effet, aucune texture de déformation ni de recristallisation n'y est observée. Aussi, les inclusions fluides carboniques analysées sont purement primaires (généralement contenues dans des bandes de croissance n'ayant subi aucune perturbation). Par conséquent, la première hypothèse semble plus plausible, même si la possibilité de modifications post-piégeage des inclusions fluides ne peut être complètement exclue vu que les pegmatites ont été soumises à de nombreuses réactions métasomatiques avant la fin de leur cristallisation.

Nous utilisons les valeurs médianes des pressions pour une estimation plus appropriée, ce qui donne 645 bars à 154,5°C et 1460 bars à 360,3°C. Ces valeurs médianes correspondent à une profondeur de 6.6 à 14.9 km si l'on considère un régime hydrostatique (densité = 1 g/cm³), ou 2.4 à 5.5 km si l'on considère un régime lithostatique (densité = 2.7 g/cm³). Le calcul est basé sur le théorème de Pascal : $P = \rho gh$ où P (N/m²) représente la pression, ρ (kg/m³), la densité, g (9,8 N/kg), l'accélération de la pesanteur, et h (m) la profondeur.

Selon les critères de Larryn W. D (dans Samson et al., 2003), dans le cas du piégeage hétérogène, seules les inclusions fluides monophasées peuvent être utilisées pour déterminer la température et la pression de piégeage des inclusions fluides. Dans ce cas, T_{hCO_2} permet de calculer la pression de piégeage, mais la température de piégeage reste alors indéterminée.

Si nous considérons que la pression de piégeage est la même que celle qui régnait au moment de la cristallisation du minéral hôte, alors la température de piégeage correspond à la température de cristallisation de ce minéral, dans ce cas, le beryl de la pegmatite N°1. Adam (1968) a montré sur la base de critères minéralogiques que le beryl de la pegmatite AD.67 / 54, qui est l'équivalent de la pegmatite N°1, a cristallisé à 550°C. À cette température et en considérant la médiane des pressions obtenues, la pression de mise en place du beryl, donc de la pegmatite N°1 est de 2200 bars. À cette pression, la profondeur de mise en place est estimée à 22,5 km en régime hydrostatique et 8,3 km en régime lithostatique.

La pression de 2200 bars vient confirmer l'appartenance des pegmatites de type C à la classe des pegmatites à éléments rares de la famille LCT de Černý (1998a et b).

Toutefois, il paraît évident à partir de la zonalité interne remarquable et de la grande taille des cristaux que la pegmatite N°1 s'est formée suite à une différenciation magmatique dans un système fermé (Lu et al., 1997). Cela se traduit aussi par l'existence d'inclusions fluides silicatées dans les zones périphériques de la pegmatite. La température de cristallisation élevée des minéraux renfermant le CO₂ dans les pegmatites (550°C) et la

profondeur calculée de mise en place des pegmatites (8,3-22,5 km) indique que le CO₂ est d'origine profonde (certainement issu de la cristallisation du granite de type Issia). Les faibles températures d'homogénéisation enregistrées sur certaines inclusions fluides seraient par contre attribuables à une faible influence des eaux météoriques. Ces eaux météoriques auraient alors migré à travers les microfractures occasionnées par la pression liée à l'expansion des gaz qui se forment dans le milieu suite au processus de différentiation.

Nous venons de voir que les pegmatites présentent une distribution zonale autour du granite de type Issia et que le fluide responsable de ces pegmatites est essentiellement d'origine profonde. Nous avons vu aussi que les pegmatites à éléments rares en général sont bordées par des aplites, ce qui montre une cristallisation rapide des bordures d'un bain magmatique allochtone dans un environnement froid. La cristallisation de ces pegmatites s'est par ailleurs déroulée en système clos à partir de pulsations successives du bain de composition pegmatitique. Toutes ces observations vont à l'encontre d'une élaboration des pegmatites dans le solide uniquement par réactions métasomatiques dans les schistes, comme le suggère Adam (1968, 1969).

8.3 – Genèse et répartition de la minéralisation secondaire de Nb-Ta

8.3.1 – Évidences de l'approche géostatistique

La géostatistique peut fournir des outils pour décrire la distribution spatiale des minéralisations détritiques de columbo-tantalite. La variographie a été utilisée pour étudier

la structure spatiale des teneurs de la columbo-tantalite en fonction de la distance et de l'orientation. Considérant l'existence d'une telle structure spatiale, le krigeage a alors permis d'évaluer la distribution spatiale du métal lorsqu'on prend également en compte les caractéristiques statistiques globales. À notre connaissance, c'est la première fois que la géostatistique est utilisée pour caractériser la distribution des minéralisations columbo-tantalifères détritiques dans un contexte granitique.

Dans le cas des mines Étienne-Méguhé et Bémadi, les teneurs ont une distribution lognormale.

L'application de la variographie à ces teneurs montre dans les deux cas, une anisotropie de distribution avec une plus faible variabilité suivant la direction $N115^{\circ}\pm22,5$ pour la mine Étienne-Méguhé et suivant la direction $N120^{\circ}\pm22,5$ pour la mine Bémadi. Cette anisotropie respecte des modèles de variogrammes exponentiels à faible effet de pépite illustrant de faibles variations à petite échelle. Les portées des variogrammes isotropes de la distribution des teneurs sont de 132 m et 64 m respectivement pour la mine Étienne-Méguhé et Bémadi. Cette observation montre que les mailles de 100 m x 100 m et 50 m x 50 m choisis respectivement pour la prospection de la columbo-tantalite respectivement sur la mine Étienne-Méguhé et la mine Bémadi sont tout à fait raisonnables.

Les méthodes de krigeages (ordinaire et lognormal) appliquées aux deux mines choisies donnent des résultats très intéressants pour la prospection. Ces résultats ont été testés par les données statistiques de base et par la méthode de la validation croisée.

Dans le cas de la mine Étienne-Méguhé, qui est située en zone éluviale et colluviale, les points d'échantillonnage sont régulièrement espacés. Le krigeage ordinaire et le krigeage lognormal produisent des résultats très significatifs. Les cartes des teneurs estimées montrent que la columbo-tantalite sur cette mine est distribuée suivant la direction N115° en accord avec les résultats de la variographie. Cette direction est celle relevée sur les pegmatites en général. Pour l'estimation des réserves, les résultats obtenus avec le krigeage lognormal paraissent les plus propices puisque cette méthode minimise mieux les biais et la variance d'estimation (Issaaks et Srivastava, 1989).

La mine Bémadi est située dans une zone alluvionnaire et la maille de prospection est peu homogène vue que de nombreux puits ont été déplacés. Dans ce cas, seul le krigeage lognormal minimise à la fois les biais et la variance d'estimation des teneurs contrairement au krigeage ordinaire qui y occasionne des biais considérables. Le krigeage lognormal est donc approprié à l'estimation des réserves sur cette mine tandis que le krigeage ordinaire ne l'est pas. Les cartes des teneurs estimées montre une tendance de la minéralisation à suivre deux directions privilégiées dont la plus importante N120° et l'autre, moins exprimées est N55°. Ces deux directions sont celles des rivières traversant ce secteur. La direction N120° coïncide aussi avec celle des pegmatites, tel que mentionné dans le chapitre 4. La direction N55° est celle de la rivière 4. Nous pouvons donc conclure que la minéralisation est orientée suivant la direction des pegmatites et celle des cours d'eau recoupant ces pegmatites et ayant alors remobilisé le minerai primaire.

Nous remarquons que les plus fortes teneurs en columbo-tantalite se trouvent sur l’interfluve entre les rivières 4 et 5. Aussi, la répartition de la minéralisation suivant ces deux rivières n’est pas continue et vers leur aval les concentrations deviennent très faibles. Ce qui veut dire que, soit le drainage n’a pas emporté le minéral en aval, soit il l’a plutôt rendu irrécupérable par notre méthode de récupération. L’analyse géomorphologique qui suit nous permettra certainement de trancher entre ces deux hypothèses.

8.3.2 – Évidences de l’approche géomorphologique

L’examen d’un gisement détritique peut révéler son environnement de dépôt et son mécanisme d’enrichissement et de préservation (Force, 1991).

L’analyse des couches lithologiques supergénées indique clairement que les dépôts associés aux rivières de la mine Bémadi sont du type placer et résultent de processus d’alluvionnement accompagnés d’altération mécanique intense. Ces phénomènes sont élucidés par la paléotopographie et la morphologie des débris rocheux associés aux différentes couches.

Au niveau de la mine Étienne-Méguhé, même si la minéralisation est associée au gravier, il n’y a pas d’évidences d’alluvionnements capables de générer les fortes concentrations observées. En effet, il ressort de nos études que le gravier minéralisé dans cette zone n’a pas subi de mouvements notables (discontinuité latérale du gravier, formes anguleuses des débris rocheux et forme cristalline de la columbo-tantalite généralement

conservée). On observe plutôt des évidences d'oxydation extrême typique des sols latéritiques résiduels (coloration rougeâtre).

Les sols latéritiques sont communs dans diverses régions tropicales à travers le monde. De nombreuses études ont ainsi été entreprises sur leur comportement mécanique en rapport avec leur importance, leur distribution régionale et leurs épaisseurs (Gidigasu, 1976 ; Adeyemi, 1995 ; Fall et al., 1995). Perraud (1971) a fait une excellente étude sur la classification et la répartition des sols en Côte d'Ivoire. Ces études ont montré que dans la région du Centre Ouest forestier de la Côte d'Ivoire en général, les sols sont essentiellement du type ferrallitique moyennement désaturé et caractérisés par la présence d'un horizon riche en éléments grossiers (débris de cuirasse, gravillons ferrugineux, graviers et cailloux de quartz plus ou moins émoussés). Les dépôts supergènes de la mine Étienne-Méguhé, tels que présentés dans notre étude, s'apparentent bien aux sols ferrallitiques. En effet, ces dépôts ont une coloration rougeâtre, l'horizon graveleux est généralement proche de la surface et n'est recouvert que par un horizon humifère peu épais souvent dépourvu d'éléments grossiers. Étant donné le caractère résiduel de ce type de sol et la très forte concentration de la columbo-tantalite comparativement à celle des alluvions proprement dits, il devient raisonnable de s'interroger sur le mode d'accumulation de ce minéral, qui contrairement à l'or, est parfaitement insoluble dans les conditions supergènes.

S'agit-t-il d'un paléoplacer ?

D'après la définition de Minter et Craw (1999), les placers sont des concentrations de minéraux relativement denses qui se sont accumulés dans des environnements fluviaux, marins marginaux, ou éoliens, comme le résultat d'un transport mécanique des sédiments.

Si nous nous tenons à cette définition de Minter et Craw, nous dirons que les dépôts de la mine Étienne-Méguhé ne sont pas des placers car l'analyse des coupes géologiques ne révèle pas de traces d'anciens cours d'eau sur ce site, ni des signes de transports éoliens. Au contraire, ces coupes indiquent plutôt un développement *in situ* du manteau d'altération, vu les formes résiduelles des débris contenus dans le gravier et le caractère latéritique de la couverture sédimentaire dans son ensemble.

L'analyse par diffraction aux rayons-X de la fraction argileuse du minerai a révélé qu'il s'agit de la kaolinite.

Dans les régions tropicales, où la température est élevée (>30°C pour des millions d'années), les feldspaths et la muscovite peuvent réagir avec les eaux météoriques pour produire les minéraux argileux, notamment la kaolinite. Ainsi, le microcline se serait transformé en kaolinite suivant la réaction :



l'albite se serait transformée en kaolinite suivant la réaction :



et la muscovite se serait transformée en kaolinite suivant la réaction :



Si l'on ignore le volume occupé par l'eau et les phases dissoutes du fait qu'elles sont mobiles, Wiesner (1999) soutient alors que l'altération en kaolinite des feldspaths va causer une réduction de volume de 9% tandis que celle de la muscovite va augmenter le volume de 4 à 7,7%. Dans le cas spécifique des pegmatites qui comportent généralement de grands cristaux de feldspaths, ces changements volumiques auront d'avantage tendance à la diminution qu'à l'augmentation. Ceci va alors engendrer une désagrégation poussée de la roche originelle (la pegmatite) et seulement les minéraux invulnérables à l'altération météorique, notamment le quartz, les minéraux de Nb-Ta et le beryl, vont rester intacts et conserver leurs formes cristallines dans la masse argileuse résiduelle. Cette réduction volumique va alors favoriser la forte concentration de la columbo-tantalite dans le gravier éluvial ou à la rigueur colluvial formé.

Au niveau des graviers sous berge de la mine Bémadi, la concentration de la columbo-tantalite devrait être favorisée par les grands écoulements qui ont même, sous l'effet de leur turbulence, creusé des chenaux dans le soubassement rocheux au cours de la grande période d'alluvionnement. Le quartz, qui reste après le départ des autres minéraux plus vulnérables étant de grande taille du fait de son origine pegmatitique, va provoquer un effet «négatif» de l'écoulement. En effet la force de l'eau, en présence des grands cristaux de quartz, va occasionner une forte corrosion mécanique des minéraux de Nb-Ta qui vont alors se fragmenter et produire de fines particules dans les alluvions.

Cette réduction de taille à laquelle sont soumis les métaux lourds des placers en général a déjà été démontrée par des simulations en laboratoire. Par exemple, Yeend (1975) a montré à partir d'expériences sur des particules d'or que :

- les métaux lourds sont usés au cours du transport ;
- c'est aux galets que sont dues la plupart des transformations mécaniques subies par ces métaux. Dix grains d'or mis en agitation pendant 120 h dans de l'eau contenant des galets sont broyés en 68 morceaux récupérables et 25 % du poids de l'or introduit dans l'eau ne sont pas récupérés. Cette proportion tombe à 1% si les grains d'or sont introduits dans un mélange d'eau et de sable ;
- La vitesse de transport, plus que la distance parcourue, est un facteur d'abrasion.

Les particules de Nb-Ta pourraient-elles reprécipiter et subir une croissance authigénique dans les placers, comme c'est le cas de l'or supergène ?

Selon nos observations à la microsonde, les processus supergènes n'ont engendré aucune texture de recristallisation secondaire sur les minéraux de Nb-Ta recueillis tant dans les zones éluviales/colluviales que dans les zones alluviales. Ceci montre que les processus supergènes en milieu tropical ne permettent pas de reconcentration chimique des minéraux de Nb-Ta.

Le niobium et le tantalum sont tous deux de valence 5⁺ dans la plupart des conditions redox géologiquement possibles et à cette valence, ils ont le même rayon ionique (0,78 Å,

Shannon, 1976). De ce fait, le comportement chimique de Nb et Ta est le même et généralement, ils sont tous deux des éléments très incompatibles dans les systèmes magmatiques (Green, 1994).

Une des spécificités du niobium et du tantale est leur très forte résistance à la corrosion par les solutions acides (Crockett et Sutphin, 1993 ; Cunningham, 1998) à la température ambiante. Les études menées par Linnen et Kepler (1997) et Linnen (1998), sur le niobium et le tantale dans les solutions granitiques, ont révélé que la solubilité de Nb et Ta dans les solutions acides est fortement dépendante de la température (solubilité à très haute température) alors que dans les solutions peralcalines, elle dépend très peu de la température.

Dans les conditions atmosphériques naturelles, où les solutions sont généralement acides, le niobium et le tantale, ne peuvent donc pas être solubles. Par conséquent, les minéraux de Nb-Ta demeurent chimiquement stables au cours de l'altération supergène de leurs roches-hôtes et ne peuvent donc subir de processus de dissolution-recristallisation comme l'or.

Après la grande phase d'alluvionnement qui a généré les placers columbo-tantalifères de la mine Bémadi, la turbulence de l'eau a fortement baissé jusqu'à un stade d'accalmie totale qui va se traduire par un engorgement total de la zone sous berge. C'est cet engorgement qui sera à l'origine du dépôt des sables et sables argileux qui achèvent la séquence sédimentaire de cette zone.

La conséquence immédiate de cette étude pour l'exploration dans les régions tropicales humides en général est que les gisements éluviaux et colluviaux de Nb-Ta d'origine pegmatitique, du fait de la grande taille des minéraux et de la réduction importante du volume rocheux au cours de la latéritisation, sont plus rentables que ceux qui sont purement alluvionnaires où les processus d'alluvionnement ont généré une réduction de la taille des grains et la dispersion de ces grains.

8.4 – Modèle de mise en place du gisement

Le modèle que nous présentons est basé sur les conclusions tirées de nos discussions. Il comprend deux parties qui se succèdent de façon chronologique. Nous commençons par montrer comment la minéralisation primaire de Nb-Ta s'est mise en place à partir de la source des granites de la région et nous terminons par les processus ayant contribué à la reconcentration du minerai dans les éluvions, les colluvions et les alluvions. L'ensemble est schématisé dans la figure 8.1.

8.4.1 – Mise en place des granites et des pegmatites à Nb-Ta

Nos observations sur les granites et les pegmatites s'intègrent dans un modèle de cristallisation fractionnée pour la formation de la minéralisation primaire.

Stade A

À partir de 2106 ± 78 Ma, les formations sédimentaires et volcano-sédimentaires, issues de l'érosion des topographies anciennes générées par les déformations D1, subissent

un régime de tectonique transcurrente D2 qui est à l'origine des failles de Zuénoula et de Kami.

Stade B

Des magmatismes profond génèrent une forte chaleur qui va alors occasionner une fusion de la croûte continentale en profondeur. Trois poches de fusion sont formées suivant la direction de cisaillement principale (NS à NNW-SSE). La poche la plus chaude est celle qui est en position interne. Par conséquent, la cristallisation est plus rapide dans les deux poches périphériques et la différenciation magmatique n'a pas le temps de s'intensifier.

La poche ouest évolue pour former le granite de type Lobo, la poche est donne le granite de type Bitapia et la poche interne subit une cristallisation fractionnée plus poussée car la température y reste longtemps élevée et la ségrégation a le temps de se faire.

Stade C

La granitisation évolue progressivement vers la surface par réajustement isostatique dû à l'épaississement crustal et surtout par l'intermédiaire des couloirs de décrochement qui se développe vers la surface.

Les granites qui viennent sous forme de masses chaudes génèrent sur leurs bordures d'importantes auréoles de métamorphisme de contact (micaschistes à staurotide).

Stade D

Les granites d'Issia formés, il se produit, suite à la forte cristallisation fractionnée, un magma résiduel riche en composés volatils et en métaux rares.

La déformation transcurrente D2 est accompagnée par plusieurs fractures conjuguées (les fractures de Riedel et les fentes de tractions).

Le magma résiduel, issu de la cristallisation du granite de type Issia, va alors être injecté par pulsations successives préférentiellement dans les fractures R' et les fentes de traction associées. Le magma, déjà très différencié, continue sa cristallisation fractionnée. Les pegmatites stériles se forment alors à la périphérie et à proximité du granite. Progressivement, les plus enrichies en éléments rares et en composés volatils se forment de plus en plus loin.

Les pegmatites de type C, à Nb, Ta et Be, cristallisent à environ 550°C et 2200 bars. La séparation des fluides (H_2O et CO_2) a lieu au cours de la formation des pegmatites de type C, au moment de la cristallisation des minéraux de Nb, Ta et Be.

Les pegmatites à Nb, Ta, Be et Li se forment plus loin.

8.4.2 – Formation des placers de Nb-Ta et conséquences pour l'exploration

Stade E

La mise en place des pegmatites crée de fortes anisotropies de compétences dans les micaschistes dans lesquels elles se forment. Les zones à forte densité de pegmatites seront

très résistantes à l'altération météorique et les zones à faible densité de pegmatites seront alors moins résistantes.

Les pegmatites achèvent le plutonisme dans la région. Ensuite, intervient une période d'érosion due à l'action de l'eau météorique. Ces eaux vont créer des chenaux de préférence suivant les zones de faiblesses, c'est à dire les zones à faible densité en pegmatites. Ainsi, assistera-t-on à la création d'une succession de d'interfluves et de vallées de dimensions variables.

Sur les interfluves, se développent des sols latéritiques et des graviers à fortes teneurs en minéraux columbo-tantalifères, vue la grande quantité de pegmatites minéralisées et la conservation des dimensions des grains. Dans les vallées par contre, les teneurs sont relativement plus faibles à cause de la plus faible densité des pegmatites et l'action destructrice des courants fluviatiles qui vont alors transporter les minéraux columbo-tantalifères, les fragmenter et les rendre fins, puis les étaler dans les alluvions.

Les mines Étienne-Méguhé et Bémadi attestent bien de ces observations.

Dans la mine Étienne-Méguhé, les teneurs sont très importantes à cause de la diminution de volume suite à la kaolinisation et à la conservation de la taille des minéraux de Nb-Ta. Dans la mine Bémadi par contre, les teneurs sont moins importantes, l'alluvionnement a fragmenté les minéraux de Nb-Ta et les a dispersé sous forme de particules.

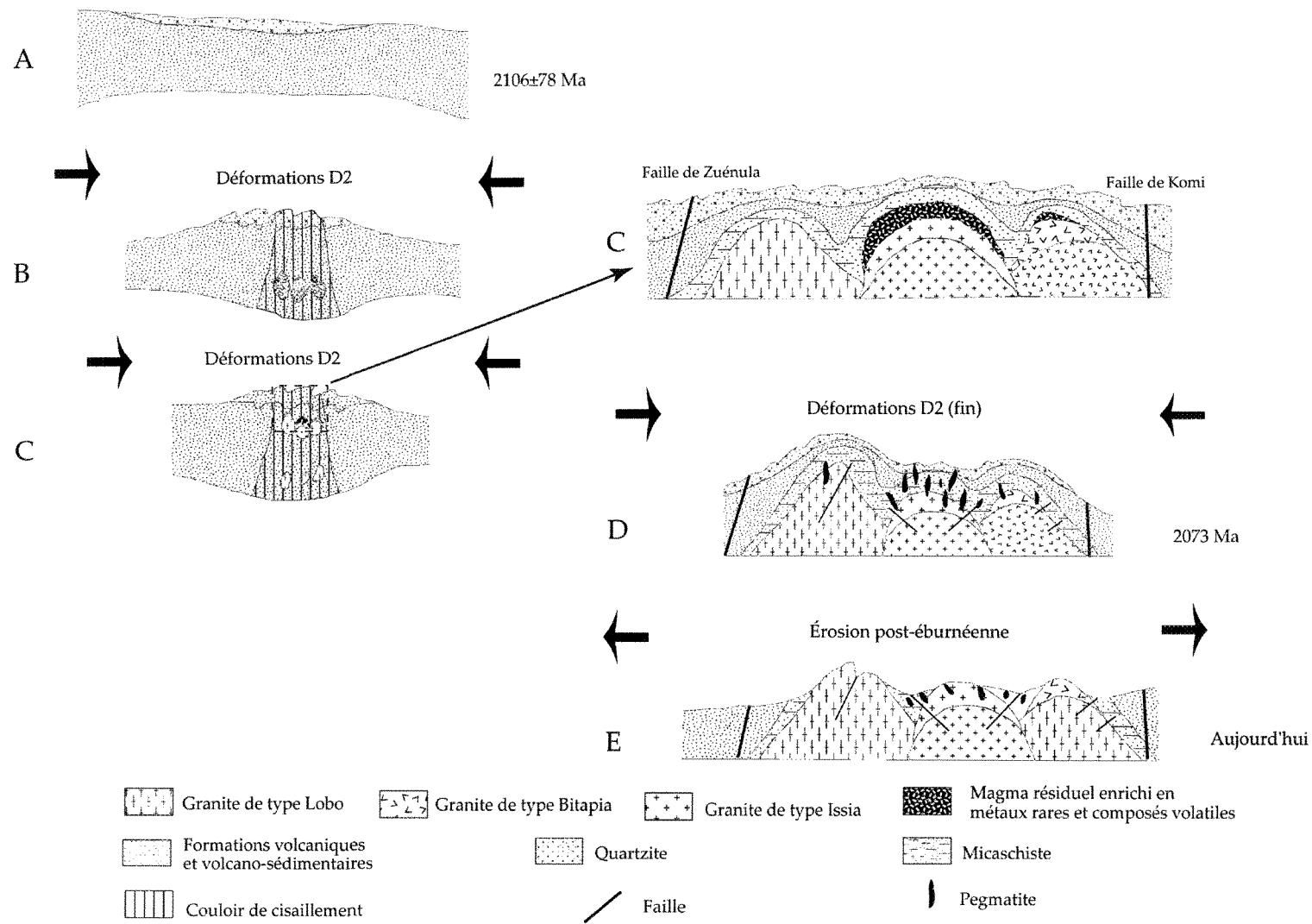


Fig. 8.1. Modèle géodynamique pour la mise en place des pegmatites columbo-tantalifères et roches associées d'Issia

RÉFÉRENCES

- Abella, P.A., Corbella, M. et Melgarejo, J.C., 1995, Nb-Ta- minerals from the Cap de Creus pegmatite field, eastern Pyrenees: distribution and geochemical trends. *Mineral. Petrol.*, v. 55, p.53-69.
- Abouchami, W., Boher, M., Michard, M. et Albarède, F., 1991, A major 2.1Ga old event of mafic magmatism in west Africa: an early stage of crustal accretion: *J. Geophys. Res.*, v.95, sér. B11, p.17605-17629.
- Adam, H., 1969, Les pegmatites du géosynclinal éburnéen en Côte d'Ivoire: Thèse d'État, Université de Côte d'Ivoire, 198 p.
- Adam, H., 1968, Les pegmatites de la région d'Issia : Rapp. SODEMI, n°195, Abidjan, 69 p.
- Adeyemi,G.O., 1995, The influence of parent rock factor on some engineering index properties of three residual lateritic soils in southwestern Nigeria: *Bull. IAEG*, v.52, p.3-8.
- Ahimon, O., 1990, Notice explicative de la carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1:200000, feuille Daloa: *Mém. Dir. Géol.*, Abidjan, Côte d'Ivoire, n°1, 28 p.
- Allou, A.B., Lu, H.Z, Guha, J., Naho, J., Carignan, J., Pothin, K. et Yobou, R., 2004, Une corrélation génétique entre les roches granitiques et les dépôts éluvionnaires, colluvionnaires et alluvionnaires de Columbo-tantalite d'Issia, Centre-Ouest, Côte d'Ivoire: *EMG J. Spec. Issue* (sous presse).
- Allou, A.B., Lu, H.Z, Guha, J., Naho, J., Carignan, J., Pothin, K. et Yobou, R., 2003, A genetic correlation between the granitic rocks and the Issia columbite-tantalite alluvial deposits, Center-Western Ivory Coast: 105^{ème} réunion Générale Annuelle de l'ICM, Montreal, 4-7 Mai 2003, Résumés, p.69-70.
- Armstrong, M. et Carignan, J., 1997, Géostatistique linéaire, Application au domaine minier : *Les presses de l'École des Mines* edit., Paris, 115 p.
- Arnould, M., 1961, Étude géologique des migmatites et des granites précambriens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. Thèse, Univ. Clermont-Ferrand, 1960. *Mém. BRGM*, France, n°3, 174p.
- Bagarre, E. et Tagini B., 1965, Carte géologique de la Côte d'Ivoire au 1:1000000: *Dir. Min. Géol.*, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Barbey, P., MacCaudiere, J., Nzenti, J.P., 1990, High-pressure hydratation melting of metapelites: evidence from the migmatites of Yaounde (Cameroun): *J. Petrol.*, n°31, p.401-427.

- Bard, J.P., 1974, Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton ouest-africain en Côte d'Ivoire: C.R. Acad. Sci., Paris, n°278, p.2405-2408.
- Bard, J.P. et Lemoine, S., 1976, Phases tectoniques superposées dans les métasédiments précambriens du domaine côtier occidental de la Côte d'Ivoire: Precamb. Res., n°3, p.209-229.
- Barker, F., 1979, Trondhjemites: definition, environnement and hypothesis of origine: Elsevier, Amsterdam, p.1-12.
- Barsanov, G.P., Yeremin, N.I. et Sergeyeva, N.Y., 1971, Columbite-tantalite zoning as revealed by electron-probe microanalysis: Dokl Akad Nauk SSSR, v.201, p.174-176 (en Russe).
- Bassot, J.P., 1966, Étude géologique du Sénégal oriental et ses confins guinéo-maliens: Mém. BRGM, Paris, n°40.
- Bassot, J.P. et Morio, M., 1989, Morphologie et mise en place de la pegmatite kibarienne à Sn, Nb, Ta, Li de Manono (Zaire): Chron. Rech. Min., n°496, p.41-56.
- Beckinsale, R.D., Gale, N.H., Pankhurst, R.J., MacFarlane, A., Craw, M.J., Arthurs, J.W. et Wilkinson, A.F., 1980, Discordant Rb/Sr and Pb/Pb whole rock isochron age for the archean basement of Sierra Leone: Precamb. Res., n°13, p.63-76.
- Bellehumeur, C., Marcotte, D. et Legendre, P., 2000, Estimation of regionalized phenomena by geostatistical methods: lake acidity on the Canadian Shield: Env. Geol., v.39, n°3-4, p.211-220.
- Bertrand, J.M., Dia, A., Dioh, E. et Bassot, J.P., 1989, Réflexions sur la structure interne du craton Ouest Africain au Sénégal oriental et confins guinéo-maliens: C.R. Acad. Sci. Paris, n°309, p.751-756.
- Bessoles, B., 1977, Géologie de l'Afrique: le craton ouest-africain: Mém. BRGM, Paris, n°88, 402 p.
- Beus, A.A., 1960, Geochemistry of beryllium and the genetic types of beryllium deposits: Acad. Sci. URSS, Moscou, 329 p. (en Russe).
- Blanc, G., et Anschutz, P., 1995, New stratification in the hydrothermal brine system of Atlantis II deep, Red Sea: Geol., v.23, n°6, p.543-546.
- Bodin, L., 1951, Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique occidentale française. Bull. Dir. Min. A.O.F., Dakar, n°12, 113 p.
- Boher, M., 1991, Croissance crustale de l'Afrique de l'ouest à 2,1Ga. Apport à la géochimie isotopique. Thèse, Univ. Nancy I, 180 p.
- Boher, M., Abouchami, W., Michard, A.F. et Amdt, N.T., 1992, Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga : J. Geophys. Res., v.97(B1), p.345-369.
- Bonhomme, M. 1962, Contribution à l'étude géochronologique de la plate forme de l'ouest-africain: Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont-Ferrand, n°5, 62p.

- Bonn, F.; et Rochon, G., 1992, Précis de télédétection, principes et méthodes: AUPELF-UREF edit., Sillery, 1992, 485p.
- Bray, C.J., 1980, Mineralisation, greisenisation and kaolinisation at Goonbarrow china clay pit, Cornwall, U.K.: Thèse Ph.D., Uniniversité de Oxford.
- BRGM, 1980, Inventaire minier du département de la Guyane, bilan et perspectives au 31.12.1979: BRGM édit., 1980, Orléans, 127 p.
- Brown, P.E., 1989, FLINCOR: A microcomputer program for the reduction and investigation of fluid inclusion data: Amer. Mineral. v.74, p.1390-1393.
- Burnham, C.W. et Jahns, R.H., 1961, Experimental studies of pegmatite genesis: The composition of pegmatite fluids: Geol. Soc. Am., Spec. paper 68, p.143-144.
- Caen-Vachette, M., 1988, Le craton ouest-africain et le bouclier guyanais : un seul craton au Protérozoïque inférieur?: J. Afr. Earth Sci., v.7, p.479-488.
- Caen-Vachette, M., 1986, Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance du Protérozoïque inférieur de l'Afrique de l'Ouest. In Les formations Birrimiennes en Afrique de l'Ouest. C.I.F.E.G. Paris, Publ. Occas. n°10, p.25-44.
- Cahen, L., Snelling, N.J., Delhal, J., Bonhomme, M et Ledent, D., 1984, The geochronology and evolution of Africa: Clarendon Press, Oxford, 512p.
- Camil, J., Tempier, P. et Caen-Vachette, M., 1984, Schéma pétrographique, structural et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest africain: Géol. Afr. p.1-10.
- Carignan, J., 1979, Géochimie et géostatistique appliquées à l'exploration des gisements volcanogènes: le gisement de Millenbach, Thèse Ph.D., École polytechnique de Montréal, 351 p.
- Casanova, R., 1973, Géochimie et minéralogie des granitoïdes éburnéens de Côte d'Ivoire : Thèse d'Etat, Université de Nice, CNRS edit., n°9320, 327p.
- Cerez, J., et Rombach, M., 1969, Rapport final sur l'essai d'exploitation artisanale de columbo-tantalite dans la région d'Issia: Rap. SODEMI, n°233, Abidjan, 24 p.
- Černý, P., 1998a, Rare-element granitic pegmatites. Part I: Anatomy and internal evolution of pegmatite deposits: Ore Deposit Models, v.2, Geoscience Canada Édit, Ser.6, p.29-47.
- Černý, P., 1998b, Rare-element granitic pegmatites. Part II: Regional to global environments and petrogenesis: Ore Deposit Models, v.2, Geoscience Canada Édit, Ser.6, p.49-62.
- Černý, P., 1991, Geochemical and petrogenetic features of mineralization in rare-element granitic pegmatites in the light of current research: applied Géochimistry, v.7, n°5, p.393-416.

- Černý, P., 1990, Distribution, affiliation and derivation of rare-element granitic pegmatites in the Canadian Shield: *Geologische Rundschau*, v.79, p.183-226.
- Černý, P., 1989, Exploration strategy and methods for pegmatite deposits of tantalum, *in* Möller, P., Černý, P. et Saupé, F., Lantanides, Tantalum and niobium: Society for Geology Applied to Mineral deposits, spec. publ., v.7, p.274-302.
- Černý, P., 1982, Granitic pegmatites in science and industry: Min. Ass. Canada, Short course, v.8, p.405-461.
- Černý, P. et Ercit, T.S., 1985, Some recent advances in the mineralogy and geochemistry of Nb and Ta in rare-element granitic pegmatites: *Bull. Mineral.* n°108, p.499-512.
- Černý, P., Goad B.E., Hawthorne, F.C. et Chapman, R., 1986, Fractionation trend of the Nb- and Ta- bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southern Manitoba: *Am. Mineral.* v.71, p.501-517.
- Černý, P. et Meintzer, R.E., 1988, Fertile granites in the Archean and Proterozoic fields of rare-element pegmatites: crustal environment, geochemistry and petrogenetic relationships. In Recent advances in the geology of granite-related mineral deposit: CIM Spec. Publ. v39, p.170-206.
- Černý, P., Novak, M. et Chapman, R., 1992, Effect of sillimanite-grade metamorphism and shearing on Nb-Ta oxide minerals in granitic pegmatites: Marsikov, Northern Moravia, Czechoslovakia: *The Canadian Mineralogist*, v.30, p.699-718.
- Chappell, B.W et White, A.J.R., 1974, Two contrasting granite types: *Pacific Geology*, n°8, p.173-174.
- Chi, G., Dubé, B. et Williamson, K. 2002, Preliminary fluid inclusion microthermometry study of fluid evolution and temperature-pressure conditions in the Goldcorp High-Grade zone, Red Lake mine, Ontario: *Geol. Surv. Canada, Current Research*, n°C27, 12 p.
- Chivas, A.R. et Wilkins, R.W.T., 1977, Fluid inclusion studies in relation to hydrothermal alteration and mineralization at the Koloula porphyry copper prospect, Guadalcanal: *Econ. Geol.*, n°72, p.153-169.
- Clemens, J.D. et Vielneuf, D., 1987, Constraints on melting and magma production in the crust: *Earth Planet. Sci. Lett.*, n°86, p.287-306.
- Clemens, J.D. et Wall, V.J., 1981, Origin and crystallization of some peraluminous (S-Type) granitic magmas: *The Canadian Mineralogist*, n°19, p.111-131.
- Cooke, H.B.S, 1946, Development of the Vaal River and its deposits: *Geol. Soc. South Africa*, v.49, p.243-260.
- Craw, D., Youngson, J.H. et Koons, P.O., 1999, Gold dispersal and placer formation in an active oblique collisional mountain belt, southern Alps, New Zealand: *Econ. Geol.*, v.94, p.605-614.

- Crockett, R.N. et Sutphin, D.M., 1993, International strategic minerals inventory: Summary Report — Niobium (Columbium) and Tantalum. U. S. Geol. Surv. Circular, 930-M. 36 p.
- Cruys, H., 1965, Prospection pour columbo-tantalite dans la région d'Issia: Rap. SODEMI, n°122, Abidjan, 102 p.
- Cunningham, L., 1998, Columbium (Niobium) and Tantalum: U. S. Geol. Surv., Annual Review, 14 p.
- Dallmeyer, R.D. et Lécorché, J.P., 1990, The West African Orogenes and Circum-Atlantic correlatives: Springer-Verlag edit, Berlin, 405 p.
- David, M., 1978, Developments in Geomathematics 6, Handbook of applied advanced geostatistical ore reserve estimation: Elsevier edit., Amsterdam – New York, 216 p.
- David, M., 1977, Developments in Geomathematics 2, Geostatistical ore reserve estimation: Elsevier edit, New York, 364 p.
- Davis, D.W., Hirdes, W., Schaltegger, U. et Unoo, E.A., 1994, U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa: Precamb. Res., n°67, p.89-107.
- De Wit, M.C.J. 1999, Post-Gondwana drainage and the development of diamond placers in western South Africa: Econ. Geol., v. 94, p.721-740.
- Debon, F., Le Fort, P., Sheppard, S.M.F. et Sonnet, J., 1986, The four plutonic belts of the Transhimalaya-Himalaya: a chemical, mineralogical, isotopic, and chronological synthesis along a Tibet-Nepal Section: J. Petrol., n°27, p.219-250.
- Delor, C., Siméon, Y., Kouamélan, A. et Peucat, J.J., 1994, Persistance de processus archaïques de création crustale au Birimien (Paléoprotérozoïque) en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest): 15^{ème} RST Meeting, Nancy, France, 26-28 avril 1994, Soc. Géol. France, Paris, résumés, p.10.
- Delor, C., Siméon Y. et Vidal, M., 1995a, Peri-plutonic gravity driven deformations and translucent tectonics between 2.2 and 2.1 By : A case study from the Birimian cycle in Ivory Coast: EUG 8, Strasbourg, 9-13 avril 1995, Terra Nova, v.4, abstract, p.102.
- Delor, C., Siméon Y., Vidal, M., Zéadé Z., Koné, Y., Adou, M., Dibouahi, J., Irié, D.B., Yao, B.D., Pouclet, A., Konan, G., Diaby, I., Chiron, J.C., Dommangeat, A., Peucat, J.J., Cocherie, A. et Cautru J.P., 1995b, Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1:200000, feuille de Nassian: Ministère des Mines et de l'Énergie, Dir. Géol., Abidjan, Côte d'Ivoire, n°9.
- Delor, C., Siméon Y., Vidal, M. et Zéadé Z., 1995c, Tectonique gravitaire périplutonique à 2,2-2,17 Ga : l'exemple du complexe birimien « granodiorite-ceintures vertes » de Bondoukou (Côte d'Ivoire): C.R. Acad. Sci. Paris, n°312, v.2, p.769-773.
- Denis, M., 1974, Altérations et fluides associés dans le porphyre cuprifère de Sierrita (Arizona, Etats-Unis): Thèse, Université de Nancy I, Nancy, 146 p.

- Denis, M., Pichavant, M., Poty, B. et Weisbrod, A., 1980, Le porphyre cuprifère de Sierrita-Espérance, Arizona, U.S.A. - Comparaison avec quelques porphyres voisins: Bull. Soc. Fr. Minéral., n°103, p.613-622.
- Doucet, M. et Machet, R., 1965, Possibilités d'exploitation du gisement de columbo-tantalite d'Issia: Rap. SODEMI, n°113, Abidjan, 32 p.
- Doumbia, S., 1997, Géochimie, géochronologie et géologie structurale des formations birimienennes de la région de Katiola-Marabadiassa (Centre-Nord de la Côte d'Ivoire. Évolution magmatique et contexte géodynamique du Paléoprotérozoïque: Thèse de Doctorat, Univ. Orléans, Mém. BRGM n°276, 253 p.
- Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M. et Delor C., 1998, Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in central Côte d'Ivoire, West Africa: Geochemistry and geochronology: Precamb. Res., n°87, p.33-63.
- Ducellier, J., 1963, Contribution à l'étude des formations cristallines et métamorphiques du Centre et du Nord de la Haute-Volta: Mém. BRGM, Paris, n°10.
- Dugdale, A.L. et Hagemann, S.G., 2001, The Bronzewing lode-gold deposit, Western Australia: P-T-X evidence for fluid immiscibility caused by cyclic decompression in gold-bearing quartz-veins: Chemical Geol., v.173, p.59-90.
- Eastoe, C.J., 1978, A fluid inclusion study of the Panguna porphyry copper deposit, Bougainville, Papua New Guinea: Econ. Geol., n°73, p.47-60.
- Eisenlohr, B.N. et Hirdes, W., 1992, The structural development of the early Proterozoic Birimian and Tarkwaian rocks of southwest Ghana, West Africa: J. Afr. Earth Sci., v.14, n°3, p.313-325.
- England, P. et Molnar, P., 1993, The interpretation of inverted metamorphic isograds using simple physical calculations: Tectonics, v.12, n°1, p.145-158.
- Etminan, H., 1977, Le porphyre cuprifère de Sar Cheshmeh (Iran) – Rôle des phases fluides dans les mécanismes d'altération et de minéralisation : Mém. Sci. Terre, Fr., n°34, p.1-242.
- Fabre, R., Ledru, P. et Milési, J.P., 1990, Le Protérozoïque inférieur (Birimien) du Centre de la Côte d'Ivoire: évolution tectonique et corrélations. C.R. Acad des Sci. Paris, n°311, sér. II, p.971-976.
- Fall, M., Tisot, T.P. et Cisse, I.K., 1995, Comportement mécanique à l'appareil de cisaillement de Casagrande de trois graveleux latéritiques compactés provenant du Sénégal: Bull. IAEG, v. 52, p.59-73.
- Fersman, A.E., 1931, Les pegmatites, leur importance scientifique et pratique; Les pegmatites granitiques: Thoreau & Terdonck edit., Louvain, 675 p.(première édition en Russe, Acad. Sci. U.R.S.S.).

- Feybesse, J.L. et Milési, J.P., 1994, The Archaean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement trusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archaen cratons: Precamb. Res., n°69, p.199-227.
- Feybesse, J.L., Milési, J.P., Ouédraogo, M.F. et Prost, A.E., 1990, La ceinture Protérozoïque inférieur de Boromo-Goren (Burkina-Faso): un exemple d'interférence entre deux phases transcurrentes éburnéennes: C.R. Acad. Sci. Paris, n°310, p.1353-1360.
- Feyebess, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommaget, A., Calvez, J.Y., Boher, M. et Abouchami, W., 1989, La limite Archéen/Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest, une zone de chevauchement majeur antérieure à l'accident du Sassandra; l'exemple des régions d'Odiénné et de Touba (Côte d'Ivoire): C.R. Acad. Sci. Paris, Sér.II, n°309, p.1847-1853.
- Folk, R.L., 1980, Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill, Austin, 184 p.
- Force, E.R., 1991, Placer deposits: Reviews in econ. Geol, v.5, p. 131-140.
- Fuertes-Fuente, M., Martin-Izard, A., Boiron, M.C., et Mangas, J., 2000, Fluid evolution of rare-element and muscovite granitic pegmatites from central Galicia, NW Spain: Mineral. deposita, v.35 , p.332-345.
- Gidigasu, M.D., 1976 Laterite soil engineering. In Pedogenesis and engineering principles: Elsvier edit., 1976, Amsterdam.
- Ginsburg, A.I., 1960, Specific geochemical features of the pegmatitic process: International Geological Congress, 21st session Norden, Report, Part 17, p.111-121.
- Ginsburg, A.I., 1984, The geological condition of the location and the formation of granitic pegmatites: 27th International Geological Congress, Proceedings, v.15, p.245-260.
- Ginsburg, A.I., Timofeyev, I.N. et Feldman, L.G., 1979, Principles of geology of the granitic pegmatites: Nedra, Moscou, 296 p. (en Russe).
- Gordiyenko, V.V., 1971, Concentration of Li, Rb, and Cs in potash feldspar and muscovite as criteria for assessing the rare metal mineralization in granite pegmatites: International Geology review, v.13, p.134-142.
- Grandin, G., 1976, Aplanissements cuirassés et enrichissement des gisements de manganèse dans quelques régions d'Afrique de l'Ouest: Mém. ORSTOM, n°82, Paris, 270 p.
- Grant, J.N., Halls, C., Sheppard, S.M.F. et Avil, W., 1980, Evolution of the porphyry tin deposits in Bolivia. In Granitic magmatism and related mineralisation: Min. Geol., Spec. Issue, n°8, p.151-175.
- Green, T.H., 1994, Experimental studies of trace-element partitioning applicable to igneous petrogenesis - Sedona 16 years later: Chem. Geol. v.117, p.1-36.

- Harris, N.B.W., Pearce, J.A. et Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision zone magmatism: In Coward M.P. et Reis, A.C. (eds.), Collision tectonics: Publ. Spéc., Geol. Soc. London, n°19, p.67-81.
- Helgren, D.M., 1979, River of diamonds: an alluvial history of the lower vaal basin, south Africa: University of Chicago, Departement of Geography, research paper, n°185, 389 p.
- Henley, S., 1981, Nonparametric Geostatistics: Applied Geoscience edit., Ripple Road, Barking, Essex, 145 p.
- Herail, G., 1984, Géomorphologie et gîtologie de l'or détritique, piémonts et bassins intramontagneux du Nord-Ouest de l'Espagne: CNRS édit., 1984, Paris, 456 p.
- Hirdes, W., Davis, D.W. et Eisenlohr, B.N., 1992, Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating: Precamb. Res., n°56, p.89-96.
- Hirdes, W., Davis, D.W., Luctke, G. et Konan, G., 1996, Two generations of Birimian (paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy': Precamb. Res., n°80, p.173-191.
- Holtz, F. et Barbey, P., 1991, Genesis of peraluminous granites II. Mineralogy and chemistry of the Tourem Complex (North Portugal). Sequential melting vs. Restite unmixing: J. Petrol., n°32, p. 959-978.
- Hutchinson, R.W., 1955, Regional zonation of pegmatites near Ross Lake, istrikt of Mackenzie, Nothwest territories: Geol. Surv. Canada, Bull. 34, 50 p.
- Inger, S. et Harris N., 1993, Geochemical constraints on leucogranite magmatism in the Langtang Valley, Nepal Himalaya: J. Petrol., n°34, p.345-368.
- Isaaks, E.H. et Srivastava, R.M., 1989, An introduction to Applied Geostatistics: Oxford University Press edit., New York, 561 p.
- Jacob, R.J., Bluck, B.J. et Ward, J.D., 1999, Tertiary-age diamondiferous fluvial deposits of the lower orange river valley, southwestern Africa: Econ. Geol., v.94, p.749-755.
- Jahns, R.H., 1955, The study of pegmatites, *in* Bateman, A. M.: Econ. Geol., 50th Anniversary Volume, p.1025-1130.
- Jahns, R.H. et Burnham, C.W., 1969, Experimental studies of pegmatite genesis: A model for the derivation and crystallization of granitic pegmatites: Econ. Geol., v.64, p.843-864.
- Jeffrey, W., and Jacob, B., 1994, The role of magma in the formation of hydrothermal ore deposits: Nature, v. 370, p.519-527.
- Johan V. et Johan, Z., 1994, Accessory minerals of the Cinovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic, part 1. Nb-, Ta- and Ti-bearing oxides: Mineral. Petrol., v.51, p.323-343.

- Joliff, B.L., Papike, J.J. et Shearer, C.K., 1992, Petrogenetic relationships between pegmatite and granite based on geochemistry of muscovite in pegmatitic wallzones, Black Hills, South Dakota: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.56, p.1915-1939.
- Joujou, M., 1970, Levé géologique du degré carré de Bouaké: *Mém. Dir. Min. Géol. Côte d'Ivoire*.
- Journel, A.G. et Huijbregts, C.J., 1981, *Mining Geostatistics*: Academic Press edit., New York, 600 p.
- Junner, N.R., 1935, Gold in the Gold Coast: *Gold Coast Geol. Surv.*, Accra, *Mém.*, n°4, 52 p.
- Junner, N.R., 1940, Geology of the Gold Coast and Western Togoland: *Gold Coast Geol. Surv. Bull.*, n°11, 40 p.
- Kauth, R.L.; et Thomas, G.S., 1976, The Tasseled Cap-A Graphic Description LANDSAT: 2nd International Symposium on Machine Processing of Remotely Sensed Data, Université de Purdue, Lafayette Ouest, Indiana, Résumés, p.4B-41-4B-51.
- Kelly, W.C. et Turneaure, F.S., 1970, Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the eastern Andes, Bolivia: *Econ. Geol.*, v.65, p.609-680.
- Kitson, A.E., 1928, Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon: *Gold Coast Geol. Surv. Bull.*, n°2.
- Koralay, O.E., Satir, M., et Dora, O. Ö., 2001, Geochemical and geochronological evidence for Early Triassic calc-alkaline magmatism in the Menderes Massif, Western Turkey: *Inter. J. Earth Sci.*, n°89, p.822-835.
- Kouamélan, A., 1996, Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque: *Mem. Géosci. Rennes*, N°73, 289 p.
- Kouamélan, A., Delor, C., et Peucat, J.J., 1997, Geochronological evidence for reworking of Archean terrans during the Early Proterozoic (2.1 Ga) in the western Côte d'Ivoire (Man Rise-west African Craton): *Precamb. Res.*, n°86, p.177-199.
- Kouamélan, A.N., Delor, C., Peucat, J.J., Ballèvre, M., Doumbia, M. et Camil, J., 1995, Influence significative du birimien sur le domaine archéen de la Côte d'Ivoire: EUG 8, Strasbourg, 9-13 avril 1995, Abstract.
- Kuzmenko, M.V. 1976, Rare-element granitic pegmatite fields (geochemical specialization and distribution): Nauka, Moscou, 332 p. (en Russe).
- Lagache, M. et Weisbrod, A., 1977, The system: two alkali feldspars-KCl-NaCl-H₂O at moderate to high temperatures and low pressure. *Contrib. Mineral. Petrol.*, n°62, p.77-101.
- Lahti, S.I., 1987, Zoning in columbite-tantalite cristals from the granitic pegmatites of the Eräjärvi area, southern Finland: *Geochim Cosmochim Acta*, v.51, p.509-517.

- Landis, G.P. et Rye, R.O., 1974, Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base metal ore deposit, northern Peru: Econ. Geol., n°69, p.1025-1059.
- Le Bel, L., 1980, Caractéristiques de la phase fluide associée à la minéralisation de Cerro-Verde, Santa Rosa (Pérou): Mém. BRGM, n°99, p129-139.
- Ledru, P. et Milési, J.P., 1990, Le protérozoïque inférieur (Birimien) du centre de la Côte d'Ivoire : évolution tectonique et corrélations. C.R. Acad. Sci de Paris, n°311, p.971-976.
- Ledru, P., Johan, V., Milési, J.P et Teygery, M., 1994, Markers of the last stages of the Paleoproterozoic collision: evidences for 2Ga continent involving circum-South Atlantic provinces: Precamb. Res., n°69, p.169-191.
- Ledru, P., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Dommangelet, A., Johan, V., Diallo, M. et Vinchon, C., 1989, Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birrimien, Protérozoïque inférieur, du Sénégal-Mali (Afrique de l'Ouest): C.R. Acad. Sci. Paris, n°308, sér. II, p.117-122.
- Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L. et Johan, V., 1991, Transcurrent tectonics polycyclic evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali: Precamb. Res., n°50, p.337-354.
- Legoux, P., 1939, Le massif de Man (Côte d'Ivoire). Essai de géologie pétrographique: Bull. Serv. Min. A.O.F., Dakar, 92 p.
- Lemoine, S., 1988, Évolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte d'Ivoire) au Protérozoïque inférieur. Possibilité d'extension au reste de la Côte d'Ivoire et au Burkina-Faso: Thèse d'État, Univ. Clermont-Ferrand, 388 p.
- Lemoine, S., 1985, Quelques aspects nouveaux de l'orogenèse éburnéenne en Côte d'Ivoire: Actes 110^e Cong. Nat. Soc. Sav., Montpellier, France, fasc. III, Geol. Afr., p.53-64.
- Leroy, J., 1978, The Margnac and Fanay uranium deposits of the La Crouzille district (western Massif Central, France): geologic and fluid inclusion studies: Econ. Geol., n°73, p.1611-1634.
- Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R. et Kesse, G.O., 1990, The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization: Precamb. Res., n°46, p.139-165.
- Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D. et Klerkx, J., 1991, Short lived Eburnean orogeny in Southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology: Precamb. Res., n°50, p.111-136.
- Linnen, R.L., 1998, Depth of emplacement, Fluid provenance and metallogeny in granitic terranes: a comparison of western Thailand with other tin belts. Mineral. Deposita, v. 33, p.461-476.

- Linnen, R.L. et Keppler, H., 1997, Columbite solubility in granitic melts: consequences for the enrichment and fractionation of Nb and Ta in the Earth's crust: Contrib. Mineral. Petrol., v.128, p.213-227.
- Linnen, R.L., Pichavant, M., Holtz, F. et Burgess, S., 1995, The effect of fO_2 on the solubility, diffusion, and speciation of tin in haplogranitic melt at 850°C and 2 kbar: Geochim. Cosmochim. Acta, v.59, n°8, p.1579-1588.
- London, D., 1986, Magmatic-hydrothermal transition in the tanco rare-element pegmatite: Evidence from fluid inclusions and phase-equilibrium experiments: Am. Mineral., v.71, p.376-395.
- London, D., 1984, Experimental phase equilibria in the system LiAlSiO₄-SiO₂-H₂O: A petrogenetic grid for lithium-rich pegmatites: Am. mineral., v.69, p.995-1004.
- Lu, H. et Wang, Z., 1997, Geology and fluid inclusions studies on Keketuohai N°3 rare-element pegmatite, Xinjiang, Northwest China: Proc. 30th Inter. Geol. Congr., v.16, p.277-297.
- Lu, H., Wang, Z. et Li, Y., 1997, Magma-fluid transition and the genesis of pegmatite N°3, Atlay, Xinjiang, Northwest China: Chinese J. of Geochemistry, v.16, p.43-52.
- Luth, W.C., Jahans, R.H., et Tuttle, O.F., 1964, The granite system at pressure of 4 to 10 kilobars: J. Geophys. Res., v.69, p.759-773.
- Maniar P.D. et Piccoli, P.M., 1989, Tectonic discrimination of granitoïds: Geol. Soc. Am. Bull., n°101, p. 635-643.
- Marc, D., 1992, Granites and rhyolites from the northwestern USA : temporal variation in magmatic processes and relations to tectonic setting: Trans. Royal. Soc. Edinburg (Earth Science), n°83, p.51-64.
- Marmo, V., 1971, Granite petrology and the granite problem: Elsvier, Amsterdam.
- Meintzer, R.E., 1987, The mineralogy and geochemistry of the granitoid rocks and related pegmatites of the Yellowknife pegmatite field, Northwest Territories: Thèse Ph.D., Université du Manitoba, 708p.
- Meloux, J., 1959. Étude des régions de Zuénoula, d'Issia et du Mont Goma. Rap. BRGM, Dakar, 32 p.
- Milési, J.P., Feybesse, J.L., Ledru, P., Dommangeat, A., Ouédraogo, M.F., Marcoux, E., Prost, A.E., Vinchon, C., Sylvain, J.P., Johan, V., Tegyey, M., Calvez, J.Y. et Lagny, P., 1989, Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur: Chron. Rech. Min., France, n°497, p.3-98.
- Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P., Johan, V., Marcoux, E., et Vinchon, C., 1991, The metallogenetic relationship between Birimian and Tarkwaian gold deposits in Ghana: Mineral. Deposita, n°26, p.228-238.

- Minter, W. et Craw, D., 1999, A Special Issue on placer deposits, Preface: Econ. Geol., v. 94, p.603-604.
- Moore, W.L. et Nash, J.T., 1974, Alteration and fluid inclusion studies of porphyry copper orebody at Bingham, Utah: Econ. Geol., n°69, p.631-645.
- Mulja, T., Williams-Jones, A.E., Martin, R.F. et Wood, S.A., 1996, Compositional variation and structural state of columbite-tantalite in rare-element granitic pegmatites of the Preissac-Lacorne batholite, Quebec, Canada: Am. Mineral., v.81, p.146-157.
- Nabelek, P.I., Russ-Nabelek, C. et Denison, J.R., 1992a, The generation and crystallization conditions of the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota, U.S.A: petrologic and geochemical constraints: Contrib. Mineral. Petrol., v.110, p.173-191.
- Nabelek, P.I., Russ-Nabelek, C. et Haeussler, G.T., 1992b, Stable isotope evidence for the petrogenesis and fluid evolution in the Proterozoic Harney Peak leucogranite, Black Hills, South Dakota: Geochim. Cosmochim. Acta, v.56, p.403-417.
- Nicolini, P., 1990, Géologie et exploration minière: Tech. & doc.-Lavoisier edit., 589 p.
- Norton, J.J., 1983, Sequence of mineral assemblages in differentiated granitic pegmatites: Econ. Geol, v.78, p854-874.
- Norton, J.J., 1981, Origin of lithium-rich pegmatitic magmas, southern Black Hills, South Dakota: Geol. Soc. Am., Abstract Programs, v.34, 221 p.
- Novak, M., Uher, P., Cerny, P. et Siman, P., 2000, Compositional variations in ferrotapiolite+tantalite pairs from the beryl-columbite pegmatite at Moravany and Vahom, Slovakia: Mineral. and Petrol., v.69, p.295-306.
- Ollando, V., 1968, Prospection pour columbo-tantalite dans la région d'Issia: Rap. SODEMI, n°223, 50 p.
- Ouédraogo, M.F. et Prost, A.E., 1986, Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birimienne de Yako-Batié (Burkina-Faso): C.R. Acad. Sci. Paris, n°303, sér. II, p.1713-1718.
- Parker, R., et Adams, J., 1973, Niobium (columbium) and tantalum: U. S. Min Res., Geol. survey prof. paper 820, Brobst et Pratt edit., 1973, p.443-453.
- Pastor, J. et Turaki, U.M., 1985, Primary mineralization in Nigerian ring complexes and its economic significance: J. Afr. Earth Sci., v.3, n°1-2, p.223-227.
- Pearce, J.A., 1996, Source and settings of granitic rocks: Episodes, N°19, p.120-125.
- Pearce, J.A., Harris, N. B. W et Tindle, A. G., 1984, Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks: J. Petrol., n°25, p.956-983.
- Perraud, A., 1971, Les sols. In Avenard, J. M., Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire: ORSTOM, Paris, 1971.

- Pichavant, M., Ramboz, C. et Weisbrod, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data, I. Phase Equilibria Analysis – A Theoretical and Geometrical Approach: *Geochemical Geol.*, v.37, p.1-27.
- Poty, B. et Weisbrod, A., 1976, Les inclusions fluides comme guides pour la prospection des gîtes métallifères: *Ann. Mines*, Fev. 1976, p.1-7
- Pouclet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y et Alric, G., 1996, Le volcanisme birimien du Nord-Est de la Côte d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-plutoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque: *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v.3, n°167, p.307-319.
- Putnis, A., Fernández-Dia, L. et Prieto, M., 1992, Experimentally produced oscillatory zoning in the (Ba,Sr)SO₄ solid solution: *Nature*, p.743-745.
- Putzer, H., 1976, Metallogenetische provinzen in Südamerika. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, in Morteani, G.; Preinfalk, C.; et Horn, A. H., 2000, Classification and mineralization potential of pegmatites of the Eastern Brazilian Pegmatites Province: *Mineral. Deposita*, v.35, p.638-655.
- Ramboz, C., 1980, Géochimie et étude des inclusions fluides des gisements et indices d'étain-tungstène du Sud du Massif Central (France). Thèse, INPL, Nancy, 278 p.
- Ramboz, C., 1979, A fluid inclusion study of the copper mineralization in the south-west Tintic district (Utah): *Bull. Soc. Fr. Minéral.*, n°102, p.622-632.
- Ramboz, C., Pichavant, M. et Weisbrod, A., 1982, Fluid immiscibility in natural processes: use and misuse of fluid inclusion data, II. Interpretation of fluid inclusion data in terms of immiscibility. In Kreulen, R. et Touret, J. (edit.), Current research on fluid inclusions: *Geochemical Geol.*, v.34, p.29-48.
- Roedder, E. et Bodnar, R. J., 1997, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits. In H. L. Barnes (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*: 3e edit., John Wiley, New York, p. 657-697.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions: *Mineral. Soc. Am., reviews in mineralogy*, v.12, 644 p.
- Roedder, E. et Bodnarek, R.J., 1980, Geologic pressure determinations from fluid inclusion studies: *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, n°8, p.263-301.
- Roedder, E., 1977a, Fluid inclusion studies of ore deposits in the Viburnum Trend, southeast Missouri: *Econ. Geol.*, n°72, n°474-479.
- Roedder, E., 1977b, Fluid inclusions as tools in mineral exploration: *Econ. Geol.*, v.72, p.503-525.
- Roedder, E., 1976, Fluid inclusion evidence on the genesis of ores in sedimentary and volcanic rocks. In Wolf, K.H. (edit): *Handbook of Stratabound and stratiform ore deposits*: Elsvier, V.2, p.67-110.

- Roedder, E., 1971, Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah; Butte, Montana; and Climax, Colorado: Econ. Geol., n°66, p.98-120.
- Rollinson, H.R. et Cliff, R.A., 1982, New Rb-Sr age determinations on the archean basement of Eastern Sierra Leone: Precamb. Res., v.17, n°1, p.63-72.
- Rossovskyi, L.N. et Chemyrev, V.M., 1977, Distribution patterns of rare-metal pegmatites in the Hindu Kush (Afghanistan): International Geological Review, v.19, p.511-520.
- Rossovskyi, L.N. et Shmakin, B.M., 1978, Unique exemple of vertical geochemical zoning in pegmatites of the Hindu Kush, Afganistan: Doklady, Acad. Sci. URSS, Section Sciences de la Terre, v.240, p.204-206.
- Roubault, M.E., Lenoble, A. et Gangloff, A., 1953, Nouvelles observations sur les pegmatites de Madagascar. In. La genèse des roches filoniennes (À l'exclusion des filons métallifères): Cong. Géol. Inter., C.R. 19^e Sess., Section IV, Alger, p.180-199.
- Routhier, P., 1963, Les gisements métallifères, géologie et principes de recherche: Masson &Cie edit., paris, 1963, t. 1 et 2, 1282 p.
- Rowe, R. B., 1952, Pegmatite mineral deposits of the Yellowknife-Beaulieu River region, Northwest Territories: Geol. Surv. Canada, v.52-8, 36 p.
- Rye, R.O. et Sawkins, F.J., 1974, Fluid inclusion and stable isotope studies on the Casapalca Ag-Pb-Zn-Cu deposit, central Andes, Peru: Econ. Geol. N°69, p.181-205.
- Samson, L., Anderson, A. et Marshall, D., 2003, Fluid Inclusions, Analysis and Interpretation: Mineral. Asso. Canada, Short Course Series, V.32, 374 p.
- Sawyer E.W., 1999, Criteria for recognition of partial melting: Phys. Chem. Earth (A), v.24, n°3, p.269-279.
- Schumm, A.S., 1977, The fluvial system: Wiley-interscience publication, John Wiley & sons edit., 338 p.
- Shackleton, R.M., 1986, Precambrian collision tectonics in Africa. In. Coward M.P. et Ries, A.C. (eds), collision tectonics: Geol. Soc. Am., Spec. Publ., n°19, p.329-349.
- Shannon R.D., 1976, Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and halogenides: Acta Crystallogr., v.A32, p.751-767.
- Shearer, C.K. et Papike, J.M., 1992, Petrogenetic links among granites and pegmatites in the Harney Peak rare-element granite-pegmatite system, Black Hills, South Dakota: The Canadian Mineralogist, v.30, p.785-809.
- Shearer, C.K., Papike, J.M. et Laul, J.C., 1987, Mineralogical and chemical evolution of rare-element granite-pegmatite system: Harney peak Granite, Black Hills, South Dakota: Geochim. Cosmochim. Acta, v.51, p. 473-486.
- Shilo, N.A. et Shumilov, Y.V., 1970, New experimental data on settling of gold particles in water, in Youngson, J. H. et Craw, D. 1999: Econ. Geol., v.94, p.613-634.

- Siméon, Y., Delor, C., Vidal, M., Chiron, J.C. et Zeade, J., 1992, Mise en évidence d'un épisode tectonique tardif-éburnéen en Côte d'Ivoire : 14^{ème} R.S.T., Toulouse, Soc. Géol. Fr., Paris, Résumés, p. 142.
- Siméon, Y., Delor, C., Vidal, M., M'Bé, A. et Cocherie, A., 1994, Contraintes régionales sur le régime thermo-tectonique au cycle birimien (nord de la Côte d'Ivoire): 15^{ème} R.S.T., Nancy, 26-28 avril 1995, résumés.
- Sinclair, W.D., 1996, Pegmatites granitiques, in Eckstrand, O.R., Sinclair, W.D., et Thorpe, R.I., Géologie des gîtes minéraux du Canada : Comm. Géol. Canada, Géol. Canada, v.8, p.559-568.
- Solodov, N.A., 1971, Scientific principles of perspective evaluation of rare-element pegmatites: Nauka, Moscou, 290 p. (en Russe).
- Sparggiari, R.I., Ward, J.D. et De Wit, M.C.J., 1999, Fluvial characteristics of the diamondiferous Droogeveldt gravels, Vaal Valley, South Africa: Econ. Geol., v.94, p.741-748.
- Spooner, E.T.C., 1980, Cu-Pyrite mineralization and seawater convection in oceanic crust – The ophiolitic ore deposits of Cyprus. In Strangway, D.W. (edit), The Continental Crust and Its Mineral Deposits: Geol. Assoc. Canada, Spec. paper, n°20, p.685-704.
- Tagini, B., 1971, Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale: Thèse d'État, Université de Lausanne, Bull. SODEMI, Abidjan, n°5, 302 p.
- Tempier, P., 1986, Le Burkina: cycle orogénique majeur du protérozoïque inférieur en Afrique de l'Ouest: CIFEG, Publ. Occasionnelle, n°10, p.17-23.
- Thomas, R. et Webster, J.D., 2000, Strong tin enrichment in a pegmatite-forming melt: Mineral. deposita, v.35, p.570-582.
- Thompson, A.B., 1982, Dehydration melting of pelitic rocks and the generation of H₂O-undersaturated granitic liquids: Am.n J. Sci., n°282, p.1567-1595.
- Tindle, A.G. et Breaks, F.W., 2000, Columbite-tantalite mineral chemistry from rare-element granitic pegmatites: Separation Lake area, N. W. Ontario, Canada: Mineral. Petrol., v.70, p.165-198.
- Tourtelot, H.A., 1968, Hydraulic equivalence of grains of quartz and heavier minerals, and implications for the study of placers: USGS, Prof. paper, n°594F, 13 p.
- Tricart, J. ; et Cailleux, A., 1965a, Introduction à la géomorphologie climatique. In Traité de Géomorphologie: SEDES edit., Paris, t.1, 306p.
- Tricart, J.; et Cailleux, A., 1965b, Le modèle des régions chaudes (forêts et savanes). In Traité de Géomorphologie: SEDES edit., Paris, t.5 322 p.
- Tricart, J., 1978, Géomorphologie applicable: Collection de Géographie applicable, Mason édit, Paris-New York-Barcelon-Milan, 204p.

- Trompette, R., 1973, Le précambrien supérieur et le Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudeni). Un exemple de sédimentation de craton: Thèse d'État, Trav. Lab. Sci. Terre, Marseille St Jerome, B7, 702 p.
- Trueman, D.L. et Černý, P., 1982, Exploration for rare-element granitic pegmatites, related aplites, In Černý, P., Granitic pegmatites in Science and Industry: Mineral Asso. Canada, Short course handbook, v.8, p.463-493.
- Tysdal, R.G. et Thorman, C.H., 1983, Geological map of Liberia 1:1000000. Map I-1480: Ministry of lands and mines, Liberia Geological Survey, Monrovia.
- Uher, P., Černý, P., Novak, M. et Siman, P. 1994, Niobium-tantalum minerals from granitic pegmatites in the Malé Karpaty, Považský Inovec a Žiar Mountains; Western Carpathians, Slovakia: Mineralia slovaka, v.26, p.157-164.
- Varlamoff, N., 1972, Central and West African rare-metal granitic pegmatites, related aplites, quartz veins and mineral deposits: Mineral. Deposita, v.7, p.202-216.
- Varlamoff, N., 1971, Considérations sur les types de pegmatites et sur leurs répartitions spatiales dans et autour des granites du Centre et de l'Ouest Africain: Colloque scientifique E. Raguin, Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux, Paris, 5-7 avril 1971.
- Vidal, M. et Alric, G., 1994, The paleoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoe in the West African craton, Ivory Coast: a transtensional back arc basin: Precamb. Res., n°65, p.207-229.
- Vidal, M., Delor, C., Pouclet, A., Siméon, Y., Alric, G., 1996, Évolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga : le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du Nord-Est de la Côte d'Ivoire: Bull. Soc. Géol. Fr., t.167, n°3, p.307-319.
- Vidal, M., Prost, A.E., Alric, G., et Lemoine S., 1992, Présence d'un socle antérieur à une suture océanique du Birimien inférieur en Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest): C.R. Acad. Sci. Paris, v.2, n°315, p.1085-1090.
- Vlasov, K.A., 1946, Texturogenetic classification of granitic pegmatites: Proc. Acad. Sci. URSS, v.53, n°9, p.837-840.
- Vogt, J., 1959, Note sur la Lobo (Côte d'Ivoire): Bulletin du BRGM, Dakar, 3 p.
- Von Knorring, O. et Condilffe, E., 1984, On the occurrence of niobium-tantalum and the other rare-element minerals in the Meldon aplite, Devonshire: Min. Mag., n°48, p.443-448.
- Wagner, P.A., 1914, The diamond fields of South Africa, in Spaggiari, 1999: Econ. Geol., v.94, p.741-748.
- Weisbrod, A. et Poty, B., 1975, Thermodynamics and geochemistry of the hydrothermal evolution of the Mayres Pegmatite: Petrol., n°1, p.1-16; 89-102.

- Weisbrod, A., 1980, Interactions between magmas, rocks and aqueous solutions at the late-to post-magmatic stages in granitoids and associated ore deposits: 26th Int. Geol. Congr., Paris, Abst., p.103.
- Weisbrod, A., 1981, Fluid inclusions in shallow intrusives. In Hollister L.S. et Crawford (edit.), Short Course in Fluid Inclusions: Applications to Petrology: Mineral. Asso. Canada, Calgary, Alta., p.241-271.
- Weisbrod, A., Poty, B. et Touret, J., 1976, Les inclusions fluides en pétrologie-géochimie-Tendances actuelles: Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., n°99, p.140-152.
- Wiesner, E., 1999, Weathering beneath lateritic profiles: Bull. Eng. Geol. Env., v.58, p.71-74.
- Wilson, J.W.J., Kesler, S.E., Cloke, P.L. et Kelly, W.C., 1980, Fluid inclusion geochemistry of the Granisle and Bell porphyry copper deposits, British Columbia: Econ. Geol. n°75, p.45-61.
- Wise, M.A., 1987, Geochemistry and crystal chemistry of Nb, Ta and Sn minerals from the Yellowknife pegmatite field: Thèse Ph.D., 368 p.
- Witschard, F., 1965, Contribution à l'étude géologique, pétrographique et métallogénique des massifs granitiques du Sénégal oriental: Mém. BRGM, Paris, n°44.
- Wright, J.B., Hastings, D.A., Jones, W.B. et Williams, H.R., 1985, Geology and mineral resources of West Africa: Allen and Unwin edit., London, 1985, 187 p.
- Yacé, I., 1984, The precambrian of West Africa and its correlation with eastern Brazil. P.I.G.C. Final report, C.I.F.E.G. Paris, Publ. Occas., n°2, 28 p.
- Yao, D.B., 1998, Lithostratigraphie et pétrologie des formations birmiennes de Toumodi-Fettékro (Côte d'Ivoire): implication pour l'évolution crustale du Paléoprotérozoïque du craton Ouest-Africain: Thèse Université d'Orléans, 191 p.
- Yeend, W.E., 1975, Experimental abrasion of detrital gold: J. Res. U.S. Geol. Surv., v.3, n°2, p.203-212.
- Yobou, R., 1993, Pétrologie des granitoïdes du protérozoïque du centre-nord de la Côte d'Ivoire (Ferkessédougou-Marabadiassa): Évolution magmatique et contexte géodynamique: Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Université Paris-Sud, 309 p.
- Youngson, J.H. et Craw, D. 1999, Variation in placer style, gold morphology, and gold particle behavior down gravel bed-load rivers : an example from the Shotover/Arrow-Kawarau-Clutha river system, Otago, New Zealand: Econ. Geol., v.94, p.613-634.
- Yuen, D.A., Fleitout, L., Schubert, G. et Froidevaux, C., 1978, Shear deformation along major transform faults and subduction slabs: Royal Astron. Soc. Geophys. J., v.54, p.93-120.

Zasedatelev, A, 1974, Possible accumulation of lithium in host rocks of lithium pegmatite veins during old sedimentation processes: Dokl. Acad. Sci. USSR, Earth-Sci. Sect. 236, p.196-198.

ANNEXE I

DESCRIPTION SOMMAIRE ET LOCALISATION DES ÉCHANTILLONS DE
ROCHES ÉTUDIÉS

Petit dôme d'Issia

Issia P.-01

Nom : Pegmatite
 Composition: Quartz
 Feldspath épidotisé (coloration verdâtre)
 Muscovite
 Tourmaline
 Structure : Hétérogranulaire
 Autre : Tourmaline encaissée essentiellement dans les épontes et perpendiculaire au filon
 Enclave de granite
 Epaisseur : 0,70 m
 Orientation : N90 (MG), subhorizontal
 Coordonnées : N 06°28'56,3" ; W 006°35'47,7"

Issia P.-02

Nom : Pegmatite
 Composition: Quartz
 Feldspath épidotisé et exsolution de quartz dans le feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Structure : Graphique et hétérogranulaire
 Autre : Tourmaline encaissée essentiellement dans les épontes et perpendiculaire au filon
 Epaisseur : 1,20 m
 Orientation : N95 (MG), subhorizontal
 Coordonnées : N 06°28'58,0" ; W 006°35'48,4"

Issia P.-03

Nom : Micaschiste
 Composition: Muscovite
 Biotite
 Quartz
 Epidote
 Micas vert foncé (?)
 Structure : Linéation minérale soulignée par les micas
 Texture : Lépidoblastique
 Autre : Sous forme d'enclave dans le granite
 Epaisseur : 20 cm
 Orientation : N80 (MG), subhorizontal
 Coordonnées : N 06°28'58,8" ; W 006°35'46,1"

Issia P.-04

Nom : Granite à muscovite
 Composition: Quartz
 Feldspath
 Muscovite

Apatite
 Tourmaline
 Coloration : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Texture : Fortement grenue et porphyroïde
 Coordonnées : N 06°28'58,7" ; W 006°35'46,3"

Issia P.-05

Nom : Granite à muscovite
 Composition: Idem
 Coloration : idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Coordonnées : N 06°28'58,7" ; W 006°35'45,7"

Issia P.-06

Nom : Granite à muscovite
 Composition: Idem
 Coloration : idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Coordonnées : N 06°28'58,3" ; W 006°35'48,3"

1

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Autre : Felspaths epidotisés (minéraux verdâtres)
 Orientation : N95 (G)
 Coordonnées : N06°28'57,9" ; W006°35'48,4"
 Origine : Petit dôme d'Issia

2

Nom : Contact granite/pegmatite
 Origine : Petit dôme d'Issia
 Coordonnées : N06°28'59,3" ; W006°35'48,2"
 Remarque : Zone localement broyée
 Bord granitique
 Texture : Fortement grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite

Tourmaline
Bord pegmatitique
 Texture : Fine (Diam. </= 3 cm
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Muscovite (~60%)
 Quartz
 Feldspath
 Tourmaline
 Autre : Forte greisenification

3

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline (rare)
 Oxydes (rares)
 Origine : Petit dôme d'Issia
 Coordonnées : N06°28'58,0" ; W006°35'47,8"

4

Nom : Granite à muscovite
 Texture : Fortement grenue et porphyroïde
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Origine : Petit dôme d'Issia
 Coordonnées : N06°28'57,9" ; W006°35'48,2"

Grand dôme d'Issia**Issia G.-01**

Nom : Granite à muscovite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Apatite (relativement peu abondante)
 Coloration : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Texture : Fortement grenue et porphyroïde
 Coordonnées : N 06°28'59,1" ; W 006°35'51,3"

Issia G.-02

Nom : Granite à muscovite
 Composition : Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Coordonnées : N 06°28'59,0" ; W 006°35'50,6"

Issia G.-03

Nom : Granite à muscovite
 Composition : Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Coordonnées : N 06°28'56,7" ; W 006°35'53,1"

6'

Nom : Contact granite grossier (6'1) / enclave de granite fin (6'2)
 Origine : Grand dôme d'Issia
 Coordonnées : N06°28'59,6" ; W006°35'47,6"
 Remarque : Granite fin sous forme d'enclave à bordure franche dans le granite grossier du
 du grand dôme d'Issia

Bord grossier

Texture : Fortement grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline

Bord fin

Texture : grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Apatite

6'1

Nom : Contact granite grossier (6'1-1) / enclave de granite fin (6'1-2)
 Origine : Grand dôme d'Issia
 Coordonnées : N06°28'57,3" ; W006°35'43,9"
 Remarque : Cas similaire au précédent

Dôme de Ouandia**Ouandia 01**

Nom : Granite à deux micas
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Apatite (très abondante)
 Biotite (peu abondante)
 Coloration : Leucocrate
 Structure : Equante non orientée
 Texture : Fortement grenue et porphyroïde
 Coordonnées : N 06°30'44,8" ; W 006°34'54,3"

Ouandia 02

Nom : Granite à deux micas
 Composition : Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Coordonnées : N 06°30'44,6" ; W 006°34'55,0"

10

Nom : Granite à deux micas
 Texture : Fortement grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Équante
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite
 Apatite (abondante)
 Origine : Dôme de Ouandia
 Coordonnées : N06°30'45,2" ; W006°34'53,3"

11

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Graphique hétérogénie
 Composition : Quartz parfois en exsolution dans le feldspath
 Feldspath
 Tourmaline
 Muscovite en faible quantité
 Direction : N130 (G)
 Origine : Dôme de Ouandia
 Coordonnées : N06°30'44,9" ; W006°34'54,8"

13

Nom : Contact granite/pegmatite
 Origine : Dôme de Ouandia
 Coordonnées : N06°30'45,2" ; W006°34'54,1"
 Remarque : Seul le granite a été pulvérisé pour les analyses

Bord Granitique

Texture : Fortement grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Équante hétérogranulaire
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite
 Apatite
 Tourmaline

Bord pegmatitique

Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Feldspath
 Quartz
 Tourmaline
 Muscovite

14

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Feldspath
 Quartz
 Muscovite
 Apatite
 Minéral vert clair (béryl ou épидote ?)
 Origine : Dôme de Ouandia
 Coordonnées : N06°30'45,2" ; W006°34'54,1"

15

Nom : Granite à deux micas
 Remarque : Identique à l' 10
 Origine : Dôme de Ouandia
 Coordonnées : N06°30'45,3" ; W006°34'55,2"

Dôme de Bitapia**Bitapia 01**

Nom : Granite à muscovite dominante

Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite (très peu abondante)
 Coloration : Leucocrate
 Structure : Equante mais avec une légère linéation minérale soulignée par les micas
 Texture : Fortement grenue et porphyroïde
 Orientation : N 42 (MG)
 Coordonnées : N 06°29'59,1" ; W 006°27'30,1"

Bitapia 02

Nom : Granite à muscovite dominante
 Composition: Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Orientation : N40 (MG)
 Coordonnées : N 06°29'59,4" ; W 006°27'32,1"

Bitapia 03

Nom : Granite à muscovite dominante
 Composition: Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Orientation : N43 (MG)
 Coordonnées : N 06°29'59,5" ; W 006°27'33,3"

Grand dôme de la Lobo

Lobo 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspaths
 Muscovite
 Tourmaline
 Structure : Hétérogranulaire
 Orientation : N 134 (MG) subverticale
 Coordonnées : N06°32'14,5" ; W006°40'14,6"

Lobo 02

Nom : Granite à deux micas
 Composition: Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite (abondante)
 Coloration : Leuco-mésocrate
 Structure : Orientée avec une linéation minérale soulignée par les micas

Texture : Grenue et porphyroïde
 Orientation : N 42 (MG)
 Coordonnées : N06°32'15,2" ; W006°40'14,2"

Lobo 03

Nom : Granite à deux micas
 Composition: Idem
 Coloration : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Orientation :
 Coordonnées : N06°32'20,2" ; W006°40'30,2"

Lobo 04

Nom : Granite à deux micas
 Composition: Idem
 Coloration : Idem (mais plus claire que les deux autres)
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Orientation :
 Coordonnées : N06°32'22,9" ; W006°40'31,0"

9

Nom : Granite à deux micas
 Texture : Fortement grenue
 Couleur : Leuco-mésocrate
 Structure : Orientée, souligné par les micas
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Biotite
 Muscovite
 Origine : Grand dôme de la Lobo
 Coordonnées : N06°32'23,2" ; W006°40'30,1"

Issia Est

I. Est - 01

Nom : Pegmatite
 Composition: Quartz souvent en exsolution dans le feldspath
 Feldspath à altération rougeâtre
 Muscovite (peu abondante)
 Structure : Graphique et hétérogranulaire
 Autre : Recoupe un granite fin orienté à deux micas
 Epaisseur : 0,60 m
 Orientation : N132 (MG), subhorizontal
 Coordonnées : N 06°29'42,0" ; W 006°34'24,4"

I. Est - 02

Nom : Granite à deux micas
 Composition: Quartz
 Feldspath épidotisé et exsolution de quartz dans le feldspath
 Biotite
 Muscovite
 Structure : Orientée à linéation minérale soulignée par les micas
 Texture Microgrenue
 Orientation : N42 (MG)
 Coordonnées : N 06°29'41,6" ; W 006°34'24,9"

I. Est - 03

Nom : Pegmatite
 Composition: Idem (I.Est - 01)
 Structure : Graphique et hétérogranulaire
 Autre : Recoupe un granite fin orienté à deux micas
 Epaisseur : 0,60 m
 Orientation : N130 (MG), subhorizontal
 Coordonnées : N 06°29'41,6" ; W 006°34'24,9"

I. Est - 04

Nom : Granite à deux micas
 Composition: Idem (I. Est -02)
 Structure : Idem
 Texture Idem
 Orientation : N40 (MG)
 Coordonnées : N 06°30'03,7" ; W 006°34'15,1"

5-1

Nom : Granite fin à muscovite dominante
 Texture : Grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Equante
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite (très peu abondante)
 Autre : Roche associée à de nombreuses veines de pegmatites
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°29'41,7" ; W006°34'24,9"

5-2

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite

Autre : Cette pegmatite est interpénétrée par le granite fin précédemment décrit
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°29'41,7" ; W006°34'24,9"

6

Nom : Granite fin à deux micas
 Texture : Grenue
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Orientée à linéation minérale soulignée par les micas
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Biotite
 Tourmaline
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°29'50,8" ; W006°34'15,4"

7

Nom : Granite fin à deux micas
 Remarque : Identique au précédent
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°30'03,7" ; W006°34'15,4"

8

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Couleur : Leucocrate
 Structure : Hétérogranulaire
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Biotite
 Muscovite
 Zones d'altération verdâtre dans les feldspaths
 Autre : Pegmatite recoupant le granite fin à deux micas
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°29'43,7" ; W006°34'25,7"

8'

Nom : Granite fin à deux micas
 Remarque : Identique aux deux échantillons précédents
 Autre : Localisé au contact de la pegmatite ci-haut décrite
 Origine : Issia Est
 Coordonnées : N06°29'43,7" ; W006°34'25,7"

Zone Sézo**P09 - 16**

Nom : Quartzite

Texture : Grenue
 Couleur : Mélanocrate
 Strucure : Equante
 Composition : Minéraux noirs non identifiés
 Quartz
 Origine : Zone de Sézo (P09)
 Coordonnées : N06°29'34,2" ; W006°33'32,6"

32

Nom : Quartzite
 Texture : Grenue
 Couleur : Vert sombre
 Strucure : Équante
 Composition : Amphibole
 Quartz
 Origine : Zone Sézo (P02)
 Coordonnées : N06°29'34,2" ; W006°33'32,6"

Zone Etienne, affleurement 1

Direction : N112 (MG)
 Epaisseur : ~ 20 m
E.A01 - 01
 Nom : Aplité
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Epidote
 Béryl ?
 Structure : Massive
 Texture : Microgrenue porphyroïde
 Autre : Roche en voie d'altération bordant une pegmatite à zonalité banale
 Coordonnées : N 06°30'33,1" ; W 006°37'30,6"

E.A01 - 04

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Structure : Hétérogranulaire
 Autre : Abondance de quartz et muscovite par rapport au feldspath
 Texture fine (diam. des grains < 3 cm)
 Coordonnées : N 06°30'33,9" ; W 006°37'30,6"

E.A01 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz

Feldspath
 Muscovite
 Structure : Hétérogranulaire
 Autre : Abondance de quartz et muscovite par rapport au feldspath
 Texture fine mais relativement plus grossière que E.A01 - 04 (diam. ≤ 3 cm)
 Coordonnées : N 06°30'33,9" ; W 006°37'30,5"

E.A01 - 03

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Structure : Hétérogranulaire
 Autre : Abondance de quartz et muscovite par rapport au feldspath
 Texture fine mais relativement plus grossière que E.A01 - 04 (diam. ≤ 3 cm)
 Coordonnées : N 06°30'33,9" ; W 006°37'31,9"

E.A01 - 05

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Structure : Graphique et hétérogranulaire
 Autre : Abondance du feldspath par rapport à quartz et muscovite
 Texture moyennement grossière (diam. ≤ 7 cm)
 Parfois, exsolution du quartz dans le feldspath
 Coordonnées : N 06°30'33,9" ; W 006°37'31,6"

E.A01 - 06

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Tourmaline
 Structure : Graphique et hétérogranulaire
 Autre : Muscovite peu abondante
 Texture grossière (diam. ≤ 20 cm)
 Fréquentes exsolutions du quartz dans le feldspath
 Coordonnées : N 06°30'32,8" ; W 006°37'30,7"

E.A01 - 07

Nom : Quartz + Tourmalinite
 Composition : Tourmaline
 Quartz interstitiel dans la tourmaline
 Muscovite

Texture : Lépidoblastique
 Structure : Orientée à linéation minérale marquée par la tourmaline
 Autre : Tourmalinite au cœur du quartz
 Coordonnées : N 06°30'32,8" ; W 006°37'30,7"

Zone Etienne, affleurement 2

Direction : N110 (MG)
 Epaisseur :
E.A02 - 01
 Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Apatite
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Grossière (Diam </= 30 cm)
 Autre : Exsolution fréquente du quartz dans le feldspath
 Coordonnées : N 06°30'36,5" ; W 006°37'32,5"

E.A02 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Béryl ?
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Grossière (diam. des grains </= 15 cm)
 Autre : Exsolution du quartz dans le feldspath
 Coordonnées : N 06°30'37,3" ; W 006°37'32,6"

E.A02 - 03

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Béryl ?
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Grossière (diam. </= 15 cm)
 Coordonnées : N 06°30'37,0" ; W 006°37'34,6"

Zone Etienne, affleurement 3

E.A03 - 01
 Nom : Aplité
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite

Tourmaline
 Columbo-tantalite ?
 Texture : Microgrenue porphyroïde
 Autre : Taches gris-noir à éclat métallique (columbo-tantalite ?)
 Coordonnées : N 06°30'40,6" ; W 006°37'35,2"

E.A03 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Grossière (diam. </= 20 cm)
 Orientation : N115 (MG), subvertical
 Coordonnées : N 06°30'40,0" ; W 006°37'35,2"

Zone Etienne, affleurement 4**E.A04 - 04**

Nom : Micaschiste
 Composition : Quartz
 Muscovite
 Autre mica (vert sombre)
 Feldspath
 Texture : Lépidoblastique
 Structure : Orientée
 Orientation : N33 (MG), subverticale
 Coordonnées : N 06°30'42,2" ; W 006°37'27,8"

E.A04 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Autre mica (vert sombre)
 Béryl
 Oxydes
 Texture : Fine (Diam</= 3 cm)
 Structure : Hétérogranulaire
 Orientation : N152
 Coordonnées : N 06°30'42,2" ; W 006°37'27,8"

Zone Etienne, affleurement 5

Direction : N120 (MG)
 Epaisseur : ~ 5 m

E.A05 - 01

Nom : Aplité

Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite (très peu)
 Columbo-tantalite ?

Structure : Massive

Texture : Microgrenue porphyroïde

Autre : Nombreuses taches gris-noir à éclat métallique (columbo-tantalite ?)

Coordonnées : N 06°30'42,4" ; W 006°37'33,4"

E.A05 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Muscovite
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture Grossière (Diam. <= 15 cm)
 Autre : Muscovite sous forme de grandes plages
 Coordonnées : N 06°30'42,4" ; W 006°37'33,4"

E.A05 - 03

Nom : Pegmatite
Composition : Idem
Structure : Idem
texture : Idem
Autre : Idem
Coordonnées : N 06°30'42.6" ; W 006°37'33.4"

E.A05 - 04

Nom : Aplite
Composition : Idem (E.A05 - 01)
Structure : Idem
Texture : Idem
Autre : Idem

Zone Etienne, affleurement 6

Orientation : N125 (MG), subhorizontale
Epaisseur : \approx 3 m

F A06 - 01

Tourmaline
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Grossière (Diam </15 cm)
 Autre : Oxydes = taches métalliques gris-noir à altération brunâtre (columbo-tantalite ?)
 Coordonnées : N06°30'40,6" ; W006°37'11,4"

E.A06 - 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Idem
 Structure : Idem
 Texture : Idem
 Autre : Idem
 Coordonnées : N06°30'40,6" ; W006°37'12,1"

Zone Etienne, affleurement 7

Orientation : N113 (MG), subhorizontale

E.A07 - 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Autre : Roche très altérée localisée dans un ravin
 Coordonnées : N06°30'36,0" ; W006°37'35,5"

Zone Etienne, affleurement 8

Orientation : N105 (MG)

E.A08 - 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Béryl
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Autre : Oxydes = taches gris-noir métalliques à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Coordonnées : N06°30'45,0" ; W006°37'14,4"

Zone Etienne, affleurement 9

Orientation : N128 (MG)

E.A09 - 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz

Feldspath
 Muscovite
 Micas verts foncés
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Autre : Oxydes = taches gris-noir métalliques à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Coordonnées : N06°30'45,0" ; W006°37'18,5"

E.A09 - 02

Nom : Aplité
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Oxydes
 Texture : Microgrenue porphyroïde
 Structure : Massive
 Autre : Oxydes = taches gris-noir métalliques à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Coordonnées : N06°30'45,0" ; W006°37'18,5"

Zone Etienne, affleurement 10

Orientation : N138 (MG)

E.A10 - 01

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Muscovite
 Tourmaline
 Oxydes
 Structure : Graphique hétérogranulaire
 Texture : Très grossière (Diam. <= 1 m)
 Autre : Oxydes = taches gris-noires métallique à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Coordonnées : N06°30'42,1" ; W006°37'21,9"

E.A10 - 02

Nom : Pegmatite
 Composition : Quartz
 Muscovite
 Autre mica (vert sombre)
 Oxydes
 Tourmaline
 Texture : Microgrenue porphyroïde
 Structure : Massive
 Autre : Oxydes = taches gris-noir métalliques à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Greisenification poussée
 Coordonnées : N06°30'42,2" ; W006°37'22,5"

Zone Etienne, PJ6b**E.PJ6b**

Nom : Aplité
 Composition : Quartz
 Feldspath
 Tourmaline
 Oxydes
 Epidote
 Texture : Microgrenue porphyroïde
 Structure : Massive
 Autre : Oxydes = taches gris-noir métalliques à altération brunâtre (columbo-tantalite)
 Coordonnées :

Zone Etienne**18**

Nom : Aplité et pegmatite
Pegmatite (18-1)
 Texture : Microgrenue
 Structure : Équante hétérogranulaire
 Couleur : Leucocrate
 composition : Quartz
 Feldspaths
 Tourmaline
 Apatite
 Chlorite
Pegmatite (18-2)
 Texture :
 Structure : Hétérogranulaire
 Couleur : Leucocrate
 Direction : N12°
 composition : Quartz
 Feldspaths
 Muscovite

20

Nom : Pegmatite
 Texture :
 Structure : Hétérogranulaire
 Couleur : Leucocrate
 Direction : N32°
 Composition : Quartz
 Muscovite
 Béryl
 Columbo-tantalite
 Origine : Zone Étienne
 Coordonnées : N6°30'35,5" ; W006°37'14,2"

21

Nom : Greisen (21-1) et micaschiste (21-2) en contact
 Origine : Zone Étienne
 Coordonnées : N06°30'44,0" ; W006°37'28,1"
Greisen (21-1)
 Texture : Grenue
 Structure : Équante hétérogranulaire
 Couleur : Leucocrate
 Composition : Quartz
 Micas blanc brunâtre (mica lithinifère ?)
Greisen (21-2)
 Texture : Lépidoblastique
 Structure : Foliée
 Couleur : Sombre à surfaces brillantes
 Composition : Quartz et feldspaths regroupés en minces lits discontinues
 Biotite
 Muscovite
 Tourmaline
 Direction : N42°

Zone Méguhé**22**

Nom : Tourmalinite à muscovite
 Texture : Nématoblastique
 Structure : Orientée, foliée
 Couleur : Noire
 Composition : Alternance de microlits de tourmaline aciculaire
 et de quartz
 Muscovite de préférence dans les lits quartzeux
 Origine : Zone Méguhé
 Coordonnées : 14bk'4

23

Nom : Greisen
 Texture : Grenue
 Structure : Équante
 Couleur : Noire
 Composition : Paquet de Muscovite
 et micas blancs brunâtres (micas lithinifères ?)
 avec quartz intersticiel
 Origine : Zone Méguhé
 Coordonnées : 16ak8

24

Nom : Greisen (24-2) et tourmalinite (24-1)
 Origine : Zone Méguhé
 Coordonnées : 13'dk3

Tourmalinite (24-1)

Texture : Microgrenue

Structure : Équante

Couleur : Noire

Composition : Tourmaline

Quartz

Muscovite

Greisen (24-2)

Texture : Grenue

Structure : Équante hétérogranulaire

Couleur : Leucocrate

Composition : Quartz

Micas blancs brunâtres (micas lithinifères ?)

26

Nom : Tourmalinite à muscovite

Texture : Nématoblastique

Structure : Foliée

Couleur : Noire

Composition : Alternance de microlits de tourmaline
et quartz

Muscovite de préférence dans les microlits quartzeux

Origine : Zone Méguhé

Coodonnée : 15'bk'1

28

Nom : Pegmatite

Texture :

Structure : Graphique hétérogranulaire

Couleur : Leucocrate

Composition : Feldspaths

Quartz,

Muscovite

Apatite

Origine : Zone Méguhé

Coodonnée : 17dk8

Zone Bémadi**25**

Nom : Greisen

Texture : Grenue

Structure : Palmée

Couleur : Leucocrate (verdâtre)

Composition : Paquets de muscovite
et micas blancs brunâtres (micas lithinifères ?)
avec du quartz intersticiel

Origine : Zone Bémadi

Direction : N23°

27

Nom : Greisen
Texture : Grenue
Structure : Équante
Couleur : Leucocrate (verdâtre)
Composition : Muscovite
et micas blancs brunâtres (micas lithinifères)
avec quartz intersticiel
Origine : Zone Bémadi
Cordonnées : B78

30

Nom : Quartzite
Texture : Microgrenue
Structure : Équante
Couleur : Vert sombre
Composition : Amphibole
Quartz
Origine : Zone Bémadi
Cordonnées : N06°30'25" ; W006°37'58,5"

ANNEXE II

RÉSULTATS DES ANALYSES CHIMIQUES DES MINÉRAUX DE Nb-Ta À LA
MICROSONDE ÉLECTRONIQUE

Analyse Quantitative CAMECA

Laboratoire de Microanalyse - Universite Laval

Label : columbot

Thu Jul 4 11:12:55 2002

Stoi Analysis

Compound Percents

	FeO	MnO	Ce ₂ O ₃	La ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	Ta ₂ O ₅	TiO ₂	Nb ₂ O ₅	ThO ₂	U ₂ O ₃	Sn ₂ O	F	Na ₂ O	Total
BM27L 1	11.33	5.25	0.00	0.00	0.09	49.18	0.60	29.81	0.03	0.00	0.03	0.000	0.02	96.34
BM27L 2	9.94	5.52	0.00	0.00	0.03	58.11	0.67	22.46	0.01	0.06	0.07	0.000	0.02	96.89
BM27L 3	9.58	5.45	0.00	0.00	0.04	57.86	0.86	21.67	0.00	0.06	0.09	0.000	0.01	95.62
BM27L 4	12.58	1.06	0.00	0.02	0.11	80.98	0.41	3.09	0.05	0.04	1.02	0.000	0.02	99.37
BM27L 5	5.79	8.52	0.12	0.01	0.13	71.55	0.14	11.45	0.01	0.00	0.09	0.000	0.03	97.84
BM27L 6	12.81	0.90	0.00	0.00	0.17	81.24	0.39	3.38	0.04	0.05	0.04	0.000	0.02	99.03
BM27L 7	4.43	9.00	0.04	0.00	0.03	75.41	0.13	8.71	0.00	0.02	0.08	0.000	0.02	97.88
BM27L 8	10.39	4.79	0.06	0.00	0.06	59.82	1.05	19.08	0.09	0.10	0.07	0.000	0.00	95.50
BM27L 9	11.21	5.10	0.08	0.00	0.01	44.12	1.23	31.62	0.11	0.25	0.06	0.000	0.00	93.79
BM27L 10	10.92	4.90	0.05	0.00	0.00	48.28	1.35	28.37	0.09	0.23	0.03	0.000	0.01	94.22
BM27L 11	10.30	5.32	0.00	0.00	0.00	51.94	1.16	26.50	0.00	0.17	0.06	0.000	0.00	95.45
BM27L 12	10.84	5.20	0.00	0.00	0.04	48.54	1.12	28.36	0.05	0.10	0.08	0.000	0.05	94.37
ZY1 13	13.83	0.68	0.00	0.08	0.00	77.69	0.68	5.58	0.00	0.04	0.13	0.000	0.02	98.73
ZY1 14	13.02	0.65	0.00	0.00	0.06	77.56	0.66	5.86	0.00	0.00	0.14	0.000	0.01	97.95
M5N 15	13.19	1.03	0.01	0.00	0.20	78.34	0.66	5.64	0.00	0.00	0.11	0.000	0.02	99.19
M5N 16	13.35	0.92	0.03	0.00	0.13	76.89	1.04	5.57	0.07	0.06	0.09	0.000	0.01	98.14
B31 17	12.64	4.71	0.00	0.00	0.09	28.47	0.44	45.21	0.08	0.00	0.01	0.009	0.02	91.67
B31 18	12.74	4.65	0.03	0.01	0.00	34.80	0.55	41.00	0.00	0.00	0.06	0.000	0.00	93.84
B31 19	12.45	1.29	0.02	0.06	0.01	78.77	1.18	4.44	0.00	0.02	0.12	0.000	0.00	98.37
B31 20	12.53	1.24	0.03	0.04	0.01	83.55	0.21	1.71	0.05	0.02	0.07	0.000	0.01	99.46
B31 21	11.53	5.16	0.18	0.04	0.00	35.21	0.93	39.11	0.04	0.03	0.06	0.000	0.02	92.31
B31 22	11.68	4.58	0.05	0.00	0.09	45.58	0.34	32.08	0.02	0.00	0.08	0.000	0.00	94.50
B31 23	11.78	4.93	0.21	0.05	0.00	41.65	0.39	34.88	0.05	0.00	0.04	0.013	0.02	94.01

S8 24	13.76	0.55	0.00	0.04	0.12	77.11	0.20	6.05	0.00	0.57	0.000	0.01	98.40	
S8 25	13.38	0.43	0.00	0.00	0.10	79.65	0.00	4.00	0.06	0.05	0.71	0.000	0.01	98.38
S8 26	13.58	0.46	0.00	0.00	0.12	79.49	0.23	4.34	0.07	0.00	0.27	0.000	0.02	98.58
EPC3 27	11.86	2.08	0.14	0.01	0.19	79.63	0.11	3.48	0.03	0.05	0.24	0.000	0.01	97.82
EPC3 28	11.34	2.06	0.09	0.00	0.00	80.29	0.11	3.54	0.08	0.03	0.21	0.000	0.00	97.74
EPC3 29	11.87	1.93	0.00	0.00	0.00	80.51	0.15	3.61	0.00	0.03	0.21	0.000	0.02	98.33
14CK1 30	1.36	12.59	0.12	0.01	0.34	64.28	0.62	15.49	0.00	0.30	0.06	0.000	0.00	95.17
14CK1 31	0.00	14.36	0.00	0.07	0.00	56.73	0.10	22.10	0.08	0.12	0.03	0.000	0.01	93.59
14CK1 32	0.00	14.23	0.14	0.00	0.04	60.85	0.18	18.52	0.07	0.08	0.00	0.000	0.04	94.15
14CK1 33	3.12	10.55	0.05	0.02	0.01	65.94	0.79	14.40	0.08	0.11	0.06	0.000	0.00	95.13
14CK1 34	3.49	11.02	0.10	0.00	0.15	64.93	0.76	15.47	0.00	0.08	0.09	0.000	0.01	96.11
14CK1 35	6.02	8.22	0.00	0.00	0.28	64.80	0.69	15.08	0.00	0.13	0.08	0.000	0.02	95.31
14CK1 36	9.46	6.23	0.00	0.00	0.14	55.09	0.30	23.57	0.03	0.00	0.03	0.000	0.02	94.85

ANNEXE III

DESCRIPTION DES COUCHES SÉDIMENTAIRES À PARTIR DES PUITS DES
MINES ÉTIENNE-MÉGUHÉ ET BÉMADI

PJ01 / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : lit du marigot Etienne

Horizon 1 [0-120 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, riche en racines végétales

Texture : argilo-sableuse

Composition : nombreux grains de quartz et importante fraction argileuse

Horizon 2 [120-500 mm] : Argile sableux

Commentaire : brun-noire, moins riche en matière végétale

Rares galets aux contours +/- arrondis.

Texture : argilo-sableuse

Composition : nombreux grains de quartz, mais fraction argileuse plus abondante que l'horizon sus-jacent. Quelques galets de quartz

Horizon 3 [500-750 mm] : Gravier très argileux

Commentaire : brun-orange, avec importante fraction grossière à débris souvent arrondis (véritables galets), mais aussi une importante fraction argileuse

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux polygéniques souvent arrondis de quartz, de tourmalinite et rares feldspaths. Quelques grosses paillettes de muscovite.

Horizon 4 [750-930] : Gravier argileux

Commentaire : beige-orangé, moins argileux que l'horizon sus-jacent, blocs et cailloux aux contours plus ou moins anguleux

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux polygéniques de quartz, tourmalinite et micaschiste. Abondance de grosses paillettes de muscovite.

Horizon 5 [930-1200 mm] : Bed-rock (pegmatite +tourmalinite + micaschiste)

Commentaire : jaune-beige, très peu argileux, blocs et cailloux aux contours parfaitement anguleux.

Direction de la pegmatite : N102 (NG),

Direction du micaschiste : N 34 (NG)

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux polygéniques de pegmatite (quartz, feldspaths, tourmaline, muscovite), tourmalinite et micaschistes.

Pegmatite dominante.

PJ06 / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : flanc de colline (pente = 7°)

Horizon 1 [0-120 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, nombreuses racines végétales et rares cailloux et blocs de quartz anguleux

Texture : argilo-sableuse

Composition : blocs et cailloux polygéniques de pegmatite (quartz, feldspaths, tourmaline, muscovite), tourmalinite et micaschistes.

contours plus ou moins anguleux

Texture : gravelleuse
 Composition : quartz, muscovite, rare tourmaline
 Horizon 4 [500-800 mm] : bed-rock (micaschiste)
 Commentaire : brun-rouge, très argileux. Gravillons de quartz anguleux.
 Texture : sablo-gravelleuse
 Composition : quartz, muscovite, rare tourmaline et quelques lambo
 schisteux (micaschiste altéré)

PJ07 / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : sommet de colline
 Horizon 1 [0-200 mm] : Terre végétale
 Commentaire : noir, riche en racines végétales et rares cailloux plus ou moins anguleux
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : terre noire, racines végétales, gravillons de quartz et rares tourmalines
 Horizon 2 [200-500 mm] : Gravier argileux
 Commentaire : brun-noir, moins riche en matière végétale, mortier argileux relativement peu important, débris plus ou moins anguleux
 Texture : gravelleuse
 Composition : cailloux et gravillons de quartz et tourmaline plus ou moins anguleux et rares paillettes de micas.
 Horizon 3 [500-650 mm] : Gravier très argileux
 Commentaire : brun-rouge, mortier argileux plus important débris parfaitement anguleux.
 Texture : gravelleuse
 Composition : cailloux et gravillons de quartz et tourmaline parfaitement anguleux nombreuses paillettes de muscovite (plus larges)
 Horizon 4 [650-1100 mm] : Bed-rock (pegmatite + tourmalinite)
 Commentaire : brun-rouge, très argileux avec des débris parfaitement anguleux orientation de la pegmatite et de la tourmalinite : N117 (NG)
 Texture : gravelleuse
 Composition : pegmatite à quartz, muscovite et tourmaline et tourmalinite fine

PJ08 / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : début d'un ravin
 Horizon 1 [0-200 mm] : Terre végétale
 Commentaire : noir, riche en racines végétales et rares cailloux sub-anguleux
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : terre noire, nombreuses racines végétales, gravillons et rares cailloux de quartz
 Horizon 2 [200-400 mm] : Gravier très argileux
 Commentaire : brun-noir, mortier argileux très important, cailloux et gravillons plus ou moins anguleux
 Texture : gravelleuse
 Composition : quartz et rares paillettes de muscovite
 Horizon 3 [400-600 mm] : Gravier argileux
 Commentaire : rouge-brun, mortier argileux moins important, cailloux et gravillons plus ou moins anguleux
 Texture : gravelleuse
 Taux de la fraction grossière : 21,55 %
 Composition : quartz et nombreuses paillettes de muscovite assez larges
 Horizon 4 [600-800 mm] : Bed-rock (pegmatite)
 Commentaire : rouge-brun, mortier argileux assez important, mais débris

parfaitement anguleux et fort taux de muscovite en grosses lamelles.

Texture : gravelleuse

Composition : quartz et nombreuses paillettes de muscovite larges

PJ08b / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : lit d'un ravin, à proximité d'un affleurement de pegmatite.

Horizon 1 [0-80 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, riche en racines végétales, gravillons de quartz légèrement usés
direction du ravin : N100 (NG)

Texture : argilo-sableuse

Composition : terre noire, racines végétales, rares gravillons de quartz

Horizon 2 [80-450 mm] : Gravier argileux

Commentaire : brun-noir, peu de racines végétales, débris plus ou moins usés, fraction argileuse importante.

Texture : gravelleuse

Composition : cailloux quartzeux de quartz souvent usés

Horizon 3 [450-700 mm] : Gravier argileux

Commentaire : brun-rouge, absence de racines végétales, fraction argileuse moins abondante et débris plus grossiers (blocs et cailloux) également plus ou moins usés.

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux de quartz souvent usés

Horizon 4 [700-900 mm] : Bed-rock (micaschiste)

Commentaire : brun-rouge, forte fraction argileuse, schistosité remarquable, roche latéritisée.

Texture : argilo-sableuse

Composition : fines paillettes de micas + grains de quartz

PJ09 / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : sommet de colline (goulotte)

Horizon 1 [0-50 mm] : Terre végétale (gravier argileux)

Commentaire : Affleurement de gravier, riche en racines végétales, fraction argileuse peu importante, cailloux et blocs sub-anguleux.

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux sub-anguleux de quartz

Horizon 2 [50-300 mm] : Gravier argileux

Commentaire : brun-noir avec fraction argileuse plus importante et débris sub-angleux et nombreuses paillettes de muscovite. Peu de matières végétales.

Texture : gravelleuse

Composition : blocs et cailloux sub-anguleux de quartz, paillettes de muscovite

Horizon 3 [300-600 mm] : Gravier très argileux

Commentaire : brun-rouge, avec fraction argileuse très importante. Débris sub-angleux peu abondants et de taille plus réduite pour la plupart. Paillettes de muscovite plus abondantes.

Texture : gravelleuse

Composition : quartz + muscovite

Horizon 4 [600-800 mm] : Bed-rock (Pegmatite à quartz et muscovite + tourmalinite)

Commentaire : brun-rouge, fraction argileuse encore plus importante. Débris sub-angleux plus grossier et plus abondants que ceux de l'horizon sus-jacent. Forte quantité de grosses lames de muscovite et apparition de gravillons de tourmaline sub-angleux.

Texture : gravelleuse

Composition : Pegmatite à quartz, muscovite et tourmaline en contact avec tourmalinite à tourmaline, quartz et muscovite.

PJ11b / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : flanc d'interfluve (pente = 3°)

Horizon 1 [0-60 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, riche en racines végétales, présence de gravillons subanguleux.

texture : argilo-sableuse

Composition : terre noire, gravillons de quartz

Horizon 2 [60-300 mm] : Gravier argileux

Commentaire : brun noir, peu de racines végétales, fraction argileuse importante et débris subanguleux.

texture : gruelleuse

Composition : quartz (cailloux), tourmaline (rares petits fragments)

Horizon 3 [300-550 mm] : Gravier argileux

Commentaire : brun-rouge, fraction argileuse plus importante, débris parfaitement anguleux

texture : gruelleuse

Composition : quartz et tourmalinite à grains moyens (cailloux anguleux), tourmaline (rares petits fragments)

Horizon 4 [550-700 mm] : Bed-rock (micaschiste à tourmaline + pegmatite à quartz et muscovite)

Commentaire : brun-rouge à lits noirs enrichis en tourmaline,

Composition : Micaschiste riche en tourmaline en contact avec pegmatite à quartz, muscovite et tourmaline

PJ13b / Mine Étienne-Méguhé

Localisation : lit d'ancien marigot

Horizon 1 : [0-500 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir à brun noir, riche en racines végétales et en matière organique

Texture : argilo-sableuse

Composition : terre noire, racines végétales, gravillons de quartz, tourmaline

Horizon 2 [500-1050 mm] : Gravier très argileux

Commentaire : brun rouge, très argileux et renferme des débris de taille inférieure à 7 cm souvent arrondis

Texture : gruelleuse

Composition : débris de quartz, micaschiste et tourmalinite

Horizon 3 : [1050-1400 mm] : Sable argileux

Commentaire : brun orange, riche en gravillons quartzeux

Texture : sablo-argileuse

Composition : gravillons de quartz et quelques paillettes de muscovite disséminées

Horizon 4 : [1400-1800 mm] : Bed-rock (pegmatite)

Commentaire : jaune-beige argileux, blocs et cailloux aux contours parfaitement anguleux.

Direction de la pegmatite : N140°

Texture : gruelleuse

Composition : cailloux et blocs de pegmatite (quartz, feldspath et muscovite)

P01 / Mine Bémadi

Localisation : Tête de la rivière 4, berge de la rive droite

Horizon 1 [0-250 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, riche en matière végétale et en matière organique

Texture : sablo-argileuse

Composition : terre noire, gravillons de quartz

Horizon 2 [250-450 mm] : Sable argileux

Commentaire : gris beige, moins argileux que le niveau supérieur.
rubéfaction s'intensifiant en profondeur

Texture : sablo-argileuse

Composition : grains de quartz et de tourmaline et fines paillettes de muscovite
disséminées

Horizon 3 [450-650 mm] : Gravier sablo-argileux

Commentaire : gris-beige avec intensification de la rubéfaction, classement
normal. débris très anguleux à quelques exceptions près. Micas
peu abondants et de très petite taille.

Texture : graveleuse

Composition : quartz, feldspaths, muscovite, tourmalinite à grains fins

Horizon 4 [650-900 mm] : Bed-rock (micaschiste altéré)

Commentaire : gris-beige avec intensification prononcée de la rubéfaction

Texture : graveleuse

Composition : Quartz, muscovite, tourmaline, staurotide, biotite

P02 / Mine Bémadi

Localisation : tête de la rivière 4, dans le lit

Horizon 1 [0-200 mm] : Terre

végétale

Commentaire : noir, riche en racines végétales et en matière organique

Texture : argilo-sableuse

Composition : grains de quartz associés à une importante fraction argileuse
rares blocs et cailloux de quartz aux contours anguleux observés

Horizon 2 [200-600 mm] : Sable argileux

Commentaire : gris beige, renferme des grains de quartz et tourmaline, et de
rares paillettes de muscovite

Texture : sablo-argileuse

Composition : quartz, tourmaline et muscovite

Horizon 3 [600-800 mm] : Gravier sablo-argileux

Commentaire : gris beige, renferme des blocs et cailloux généralement
anguleux, parfois émoussés, et des paillettes de muscovite dont la
taille et la quantité croît avec la profondeur. La taille des débris
augmente avec la profondeur tandis que leur émoussé diminue

Texture : graveleuse

Composition : quartz, feldspath, tourmalinite à grains fins et muscovite

Horizon 4 [800-900 mm] : Bed-rock (pegmatite)

Commentaire : jaune beige, infiltration de la fraction graveleuse issue du niveau
supérieur. Les feldspaths sont très altérés et se présentent sous
forme de minéraux très friables

Texture : graveleuse

Composition : quartz, feldspath, muscovite et tourmaline

P03 / Mine Bémadi

Localisation : tête de rivière, berge de la rive gauche

Horizon 1 [0-400 mm] : Terre végétale

Commentaire : noir, riche en racines végétales et en matière organique
 Texture : argilo-sableuse
 Composition : terre noire, gravillons de quartz
 Horizon 2 [400-1650 mm] : Sable argileux
 Commentaire : brun rouge à gris beige avec des taches rougeâtres (rubéfaction) dans la partie gris beige, granoclassement normal
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : quartz, muscovite, tourmaline peu abondant
 Horizon 3 [1650-2250 mm] : Gravier sablo-argileux
 Commentaire : gris beige, renferme des galets de quartz et de feldspath très émoussés vers le toit et de plus en plus anguleux vers la base, granoclassement normal
 Texture : graveleuse
 Composition : quartz, feldspath, tourmaline, muscovite
 Horizon 4 [2250-2700 mm] : Bed-rock (micaschiste riche en tourmaline altérée)
 Commentaire : gris beige à jaune orangé,
 Texture : graveleuse
 Composition : quartz, muscovite, tourmaline, biotite, staurolite

P04 / Mine Bémadi

Localisation : berge de la rive droite de la rivière 4. Zone convexe d'un méandre situé vers l'aval

Horizon 1 [0-100 mm] : Terre végétale
 Commentaire : noir, renferme des racines végétales et de la matière organique
 Texture : argilo-sableuse
 Composition : terre noire et grains de quartz, rares paillettes de muscovite, tourmaline

Horizon 2 [100-350 mm] : Sable argileux
 Commentaire : brun noir, renferme quelques débris de quartz de diamètre inférieur à 3 cm
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : argile brun noire, grains de quartz et tourmaline

Horizon 3 [350-550 mm] : Gravier sablo-argileux
 Commentaire : brun noir, renferme des blocs et cailloux à contours anguleux de diamètre allant jusqu'à 6 cm
 Texture : graveleuse
 Composition : quartz, feldspaths, tourmaline, muscovite (rare paillettes déchiquetées disséminées)

Horizon 4 [550-800 mm] : Gravier sablo-argileux
 Commentaire : gris beige avec des taches rouge orangé, fraction sablo-argileuse plus importante que dans la couche supérieure, débris plus grossiers (jusqu'à 10 cm de diamètre) et très anguleux.
 Texture : graveleuse
 Composition : quartz, feldspaths, tourmaline et muscovite (plus large et plus abondante)

Horizon 5 [800-900 mm] : Bed-rock (pegmatite)
 Commentaire : gris beige avec des taches rouge orangées par endroits
 Texture : graveleuse
 Composition : blocs et cailloux de quartz et feldspath, et muscovite dans une matrice sablo-argileuse riche en quartz et tourmaline

P05 / Mine Bémadi

Localisation : lit de la rivière 4, vers l'aval

Horizon 1 [0-250 mm] : Terre végétale
 Commentaire : noir, renferme des racines végétales et de la matière organique,

quelques galets de quartz émoussés

Texture : argilo-sableuse
 Composition : terre noire, quartz

Horizon 2 [250-550 mm] : Sable argileux
 Commentaire : gris beige, renferme de rares débris grossiers de diamètre inférieur à 3 cm
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : grains de quartz et tourmaline et rares blocs de quartz associés à des paillettes de muscovite fortement déchiquetées

Horizon 3 [550-750 mm] : Sable graveleux
 Commentaire : gris beige, renferme de nombreux blocs et cailloux plus ou moins émoussés dans une matrice plus sableuse qu'argileuse
 Texture : sablo-graveleuse
 Composition : galets de quartz et feldspath associées à des paillettes de muscovite plus larges et des débris de tourmaline

Horizon 4 [750-850 mm] : Bed-rock (pegmatite et tourmalinite)
 Commentaire : gris beige, pegmatite très altérée à quartz, feldspath et muscovite associée à une tourmalinite. Les débris sont grossiers (blocs et cailloux) et anguleux. Infiltration de la fraction sableuse du niveau supérieur
 Texture : graveleuse
 Composition : quartz, feldspaths, muscovite, tourmalinite

P06 / Mine Bémadi

Localisation : berge de la rive gauche de la rivière 4. Zone concave d'un méandre situé vers l'aval

Horizon 1 [0-200 mm] : Terre végétale
 Commentaire : noir, renferme des racines végétales et de la matière organique
 Texture : argilo-sableuse
 Composition : terre noire, grains de quartz, paillettes de muscovite, tourmaline

Horizon 2 [200-1000 mm] : Sable argileux
 Commentaire : gris beige à jaune ocre à nombreuses taches rougeâtres, renferme des débris fins mais plus grossiers que ceux du niveau sus-jacent
 Texture : sablo-argileuse
 Composition : grains de quartz et de tourmaline dans une matrice argileuse riche parsemée de paillettes de muscovite

Horizon 3 [1000-1600 mm] : Gravier sablo-argileux
 Commentaire : gris beige à jaune ocre et intensification des taches rougeâtres, granoclassement normal, renferme des cailloux et blocs de moins en moins usés avec la profondeur.
 Texture : graveleuse
 Composition : cailloux et blocs de quartz et feldspath, grains de staurotide paillettes de muscovite et de biotite

Horizon 4 [1600-1700 mm] : Bed-rock (micaschiste altéré)
 Commentaire: vert fortement rubéfié, roche mère reconnaissable par sa schistosité primaire et l'abondance de la staurotide.

Texture : argileuse
 Composition : grains de quartz, biotite, muscovite, staurotide

ANNEXE IV

GRANULOMÉTRIE DES COUCHES SÉDIMENTAIRES OBSERVÉES DANS
LES PUITS DES MINES ÉTIENNE-MÉGUHÉ ET BÉMADI

PJ08					
\emptyset (mm)	C1&C2	C3-1	C3-2	C4	
$\emptyset > 10$	4.18	30.00	17.20	9.49	
$10 > \emptyset > 5$	0.39	3.24	14.26	11.07	
$5 > \emptyset > 3$	0.98	4.71	17.06	23.73	
$3 > \emptyset > 2$	6.39	13.82	22.23	24.43	
$2 > \emptyset > 1$	13.03	8.97	6.85	8.08	
$0.5 < \emptyset < 1$	47.47	24.56	10.91	7.38	
$\emptyset < 0.5$	27.55	14.71	11.49	15.82	

PJ09					
\emptyset (mm)	H&C2	C3-1	C3-2	C4	
$\emptyset > 10$	22.69	13.43	3.62	10.05	
$10 > \emptyset > 5$	11.69	19.06	7.24	17.46	
$5 > \emptyset > 3$	14.83	21.78	18.66	16.75	
$3 > \emptyset > 2$	13.61	18.15	23.40	17.22	
$2 > \emptyset > 1$	6.98	4.72	9.19	5.74	
$0.5 < \emptyset < 1$	12.74	7.26	6.96	5.26	
$\emptyset < 0.5$	17.45	15.61	30.92	27.51	

PJ07					
\emptyset (mm)	C1&2	C3-1	C3-2	C4	
$\emptyset > 10$	3.08	29.51	16.52	2.52	
$10 > \emptyset > 5$	0.77	15.12	14.63	7.81	
$5 > \emptyset > 3$	0.81	13.52	19.97	15.11	
$3 > \emptyset > 2$	18.07	15.55	24.44	30.73	
$2 > \emptyset > 1$	19.22	6.25	5.34	14.11	
$0.5 < \emptyset < 1$	34.03	5.23	4.30	6.05	
$\emptyset < 0.5$	24.03	14.83	14.80	23.68	

PJ11b					
\emptyset (mm)	C1&C2	C3-1	C3-2	C4	
$\emptyset > 10$	10.13	26.67	19.65	7.53	
$10 > \emptyset > 5$	5.45	12.50	18.23	10.55	
$5 > \emptyset > 3$	5.71	15.83	22.30	21.47	
$3 > \emptyset > 2$	15.58	21.67	26.55	28.81	
$2 > \emptyset > 1$	13.25	5.00	5.49	7.16	
$0.5 < \emptyset < 1$	19.74	7.00	7.61	6.59	
$\emptyset < 0.5$	30.13	11.33	0.18	17.89	

PJ06					
\emptyset (mm)	C1&2	C3-1	C3-2	C4	
$\emptyset > 10$	5.92	25.00	11.49	8.06	
$10 > \emptyset > 5$	2.63	9.85	11.72	11.29	
$5 > \emptyset > 3$	5.26	17.80	20.23	11.83	
$3 > \emptyset > 2$	13.82	13.83	19.31	18.82	
$2 > \emptyset > 1$	8.55	5.30	5.29	8.06	
$0.5 < \emptyset < 1$	14.47	7.20	5.06	5.38	
$\emptyset < 0.5$	49.34	21.02	26.90	36.56	

PJ01				
\emptyset (mm)	C1&2	C3-1	C3-2	C4
$\emptyset > 10$	0.40	13.87	14.72	22.31
$10 > \emptyset > 5$	0.80	10.21	10.05	6.54
$5 > \emptyset > 3$	2.01	8.12	7.48	7.88
$3 > \emptyset > 2$	9.05	16.75	13.55	15.19
$2 > \emptyset > 1$	16.10	6.81	10.98	7.31
$0.5 < \emptyset < 1$	45.47	11.78	10.05	10.77
$\emptyset < 0.5$	26.16	32.46	33.18	30.00

PJ13b				
\emptyset (mm)	C1&2	C3-1	C3-2	C4
$\emptyset > 10$	0.77	9.00	3.74	29.69
$10 > \emptyset > 5$	1.38	6.83	2.57	8.77
$5 > \emptyset > 3$	3.37	9.17	3.50	9.76
$3 > \emptyset > 2$	4.59	21.67	15.19	20.25
$2 > \emptyset > 1$	43.19	13.83	13.55	8.77
$0.5 < \emptyset < 1$	32.62	22.83	29.67	12.58
$\emptyset < 0.5$	14.09	16.67	31.78	10.18

P01				
\emptyset (mm)	C1	C2	C3	C4
$\emptyset > 10$	0.00	0.00	16.77	9.47
$10 > \emptyset > 5$	0.00	0.67	6.35	4.17
$5 > \emptyset > 3$	0.00	2.00	6.59	4.17
$3 > \emptyset > 2$	0.00	11.53	30.42	27.65
$2 > \emptyset > 1$	0.00	25.06	17.13	17.05
$0.5 < \emptyset < 1$	46.21	34.15	10.78	19.32
$\emptyset < 0.5$	53.79	26.61	11.98	18.18

P06				
\emptyset (mm)	C1	C2	C3	C4
$\emptyset > 10$	0	1.97	9.92	5.21
$10 > \emptyset > 5$	0.00	2.30	6.66	1.53
$5 > \emptyset > 3$	0.00	4.60	8.17	4.29
$3 > \emptyset > 2$	0.00	30.71	23.24	15.95
$2 > \emptyset > 1$	28.73	22.66	25.38	9.82
$0.5 < \emptyset < 1$	39.72	20.03	13.82	13.50
$\emptyset < 0.5$	31.55	17.73	12.81	49.69

ANNEXE V-A

LOCALISATION DES PUITS ET TENEUR EN COLUMBO-TANALITE DES
COUCHES DE GRAVIERS DE LA MINE ÉTIENNE-MÉGUHÉ

LISTE DES ABRÉVIATIONS

IDPuits : identificateur du puits

EpSt : épaisseur du stérile (remblai au dessus du gravier minéralisé)

EpGr1 : épaisseur du gravier supérieur

EpGr2 : épaisseur du gravier inférieur

EpGr : épaisseur total du gravier ($\text{EpGr1} + \text{EpGr2}$)

PrTot : profondeur totale du puits

Ten1 : teneur de la columbo-tantalite dans le gravier supérieur

Ten2 : teneur de la columbo-tantalite dans le gravier inférieur

Tenm : teneur moyenne de la columbo-tantalite dans l'ensemble du gravier

IDPuits	EpSt	EpGr1	EpGr2	EpGr	PrTotTot	Ten1	Ln(Ten1)	Ten2	Ln(Ten2)	Tenm	Ln(Tenm)	UTME	UTMN	Code
1						111	4.71	111	4.71	111	4.71	762435.56	719144.94	L'10
2	15	15	20	35	50	32	3.47	24	3.18	28	3.33	762263.63	719252.5	J10
6	5	25	30	55	80	58	4.07	101	4.62	80	4.38	762318.81	719336.88	J9
7						1	0	1	0	1	0	761931.19	719465.25	F10
8						1	0	1	0	1	0	761848.75	719518.88	E10
9	5	122	122	122	127	50	3.91	50	3.91	50	3.91	761903	719602.31	E9
10	10	102	102	102	112	300	5.7	300	5.7	300	5.7	761957.31	719685.69	E8
11	5	102	102	102	107	60	4.09	60	4.09	60	4.09	762039.75	719632.94	F8
12	5	114	114	114	119	180	5.19	180	5.19	180	5.19	762123.06	719580.25	G8
14						1	0	1	0	1	0	762014.5	719412.5	G10
15						71	4.26	71	4.26	71	4.26	761819.69	719655.94	D9
16	25	130	130	130	155	29	3.37	29	3.37	29	3.37	762652.19	719123.25	N9
21						59	4.08	59	4.08	59	4.08	762734.63	719072.31	O9
26	5	140	140	140	145	56	4.03	56	4.03	56	4.03	762681.25	718988	O10
28						53	3.97	53	3.97	53	3.97	762597.94	719040.75	N10
29	5	180	180	180	185	40	3.69	40	3.69	40	3.69	763038.94	718996.69	R8
30						93	4.53	93	4.53	93	4.53	762815.69	719010.69	P9b
31						64	4.16	64	4.16	64	4.16	762778.19	718924.75	P10
32	16	190	190	190	206	300	5.7	300	5.7	300	5.7	762954.69	719050.31	Q8
40						45	3.81	45	3.81	45	3.81	762983.75	718913.25	R9
42						133	4.89	133	4.89	133	4.89	762931.25	718829	R10
50						40	3.69	40	3.69	40	3.69	762527.69	719086.5	M'10
52						43	3.76	43	3.76	43	3.76	762568.88	719177.81	M9
55						112	4.72	112	4.72	112	4.72	762484.63	719230.5	L9
57						27	3.3	27	3.3	27	3.3	762538.88	719313.94	L8
60						24	3.18	24	3.18	24	3.18	762594.06	719398.25	L7
68	10	30	30	60	70	288	5.66	251	5.53	270	5.6	762351.75	719208.63	K9b
69	10	30	23	53	63	88	4.48	77	4.34	83	4.41	762402.19	719283.25	K9
71	30	20	15	35	65	24	3.18	64	4.16	44	3.78	762457.38	719367.56	K8
73	15	20	15	35	50	51	3.93	40	3.69	46	3.82	762510.75	719450.06	K7

82	20	30	15	45	110	133	4.89	300	5.7	217	5.38	762425.63	719505.5	J7
88	5	17	10	27	32	93	4.53	88	4.48	91	4.51	762289.75	719473	I8
90	30	15	10	25	55	26	3.26	66	4.19	46	3.83	762236.38	719390.5	I9
95	9	161		161	170	70	4.25	70	4.25	35	3.56	762344.06	719556.44	P8
102	10	20	15	35	45	112	4.72	66	4.19	89	4.49	762182.19	719310.5	H'9b
104	5	25	15	40	45	40	3.69	42	3.74	41	3.71	762152.13	719442.31	H9
106	10	20	20	40	50	133	4.89	96	4.56	115	4.74	762207.31	719525.75	H8
107	10	20	15	35	45	69	4.23	56	4.03	63	4.14	762096.94	719358.88	H10
108	22	104		104	126	120	4.79	120	4.79	120	4.79	762901.31	718966.88	Q9
109					26		3.26	26	3.26	26	3.26	762847.94	718881.69	Q10
111	70	25	15	40	110	40	3.69	58	4.06	49	3.89	762260.69	719610.06	H7
114	60	35	25	60	130	56	4.03	45	3.81	51	3.92	762647.5	719481.63	L6
116	20	25	15	40	60	173	5.15	18	2.89	96	4.56	762700.88	719565.06	L5
118					80		4.38	80	4.38	80	4.38	762177.38	719663.63	G7
119					1		0	1	0	1	0	762068.81	719495.94	G9
123	5	28	20	48	53	58	4.06	56	4.03	57	4.04	762756.06	719648.5	L4
126	20	20	20	40	80	43	3.76	112	4.72	77	4.35	762373.13	719420.25	J8
127	10	25	20	45	55	85	4.44	128	4.85	107	4.67	762729.94	719428.94	M6
129					69		4.23	69	4.23	69	4.23	762622.25	719262.13	M8
135	10	20	20	40	50	93	4.53	66	4.19	80	4.38	762814.19	719375.31	N6
139	5	10	15	25	20	64	4.16	21	3.04	43	3.75	762897.5	719322.56	O6
142	120	20	10	30	150	37	3.61	21	3.04	29	3.37	762868.44	719459.63	N5
143	5	30	20	50	55	29	3.37	32	3.47	31	3.42	762564.13	719534.38	K6
145	15	25	30	55	70	19	2.94	32	3.47	26	3.24	762619.31	719618.69	K5
155	12	28	10	38	80	24	3.18	21	3.04	23	3.11	762481.69	719588	J6
157	5	25	25	50	55	19	2.94	53	3.97	36	3.58	762536	719672.31	J5b
161	10	25	15	40	50	27	3.3	19	2.94	23	3.14	762398.31	719639.81	I6
163	60	25	19	44	104	21	3.04	64	4.16	43	3.75	762590.25	719755.75	J4
167	50	30	15	45	95	40	3.69	27	3.3	34	3.51	762451.75	719724.13	I5
169	50	15	20	35	85	24	3.18	27	3.3	26	3.24	762506	719808.44	I4
170	80	15	10	25	105	24	3.18	8	2.08	16	2.77	762562.13	719892.81	I3
173	10	20	25	45	55	27	3.3	32	3.47	30	3.38	762617.31	719976.25	I2

183	5	20	25	45	50	61	4.11	56	4.03	59	4.07	762314.13	719694.31	H6
185	10	20	20	40	50	32	3.47	32	3.47	32	3.47	762368.38	719777.75	H5
187	30	25	15	40	70	65	4.17	29	3.37	47	3.85	762422.69	719861.19	H4
189	25	35	40	75	100	27	3.3	40	3.69	34	3.51	762478.75	719945.5	H3
191	10	20	20	40	50	35	3.56	56	4.03	46	3.82	762532.19	720030.75	H2
193	5	30	15	45	50	61	4.11	39	3.66	50	3.91	763035.13	719354.19	P5
195	5	25	10	35	40	213	5.36	171	5.14	192	5.26	763089.44	719437.63	P4
203	20	20	30	50	70	24	3.18	32	3.47	28	3.33	763064.19	719218.06	Q6
205	10	20	15	35	45	43	3.76	72	4.28	58	4.05	763118.5	719300.56	Q5
207	5	25	15	40	45	267	5.59	141	4.95	204	5.32	763171.88	719385.75	Q4
209	15	30	25	55	70	16	2.77	27	3.3	22	3.07	763227.06	719469.19	Q3
211	10	25	27	52	62	13	2.56	21	3.04	17	2.83	763282.25	719554.44	Q2
212	15	45	30	75	90	24	3.18	32	3.47	28	3.33	763152.94	719168.69	Q'6
214	10	15	15	30	35	59	4.08	29	3.37	44	3.78	763208.13	719251.25	Q'5
216	10	20	25	45	55	56	4.03	53	3.97	55	4	763262.44	719335.56	Q'4
218	10	25	25	50	60	88	4.48	29	3.37	59	4.07	763316.69	719419.88	Q'3
220	110	15	10	25	135	45	3.81	96	4.56	71	4.26	763371.88	719504.19	Q'2
224	10	25	32	57	67	192	5.26	149	5	171	5.14	762285.94	719829.56	G5
225	5	25	18	43	48	93	4.53	91	4.51	92	4.52	762231.63	719747.06	G6
229	5	30	35	65	70	80	4.38	42	3.74	61	4.11	762148.31	719798.88	F6
232	90	20	10	30	120	293	5.68	300	5.7	297	5.69	762094.94	719716.38	F7
233	10	25	35	60	70	32	3.47	85	4.44	59	4.07	762202.56	719883.25	F5
239	5	25	30	55	60	93	4.53	37	3.61	65	4.17	762340.25	719913.94	G4
246	5	30	20	50	55	120	4.79	288	5.66	204	5.32	762015.5	719770	E7
248	15	200	20	220	235	66	4.19	61	4.11	64	4.15	762093	719894.25	E5b
251	5	25	20	45	50	165	5.11	61	4.11	113	4.73	762146.38	719978.56	E4b
283		240		240	240	80	4.38	80	4.38	80	4.38	762926.56	719186.44	P7
284	100	111		111	121	200	5.3	200	5.3	200	5.3	762843.25	719241	O7
289	6	92		92	98	110	4.7	110	4.7	110	4.7	762789.81	719154.88	O8
291	16	132		132	148	60	4.09	60	4.09	60	4.09	762705.56	719208.5	N8
292	70	100		100	170	125	4.83	125	4.83	125	4.83	762759.88	719292.81	N7
293	5	84		84	89	265	5.58	265	5.58	265	5.58	762676.5	719345.5	M7

294						1	0	1	0	1	0	762980.81	719269.88	P6
295	5	164		164	169	175	5.16	175	5.16	175	5.16	762951.81	719406.94	O5
296	5	90		90	95	300	5.7	300	5.7	300	5.7	763006.06	719490.31	O4
297	3	111		111	114	110	4.7	110	4.7	110	4.7	763144.63	719522.81	P3
298	5	192		192	197	165	5.11	165	5.11	165	5.11	763199.81	719607.19	P2
299					1	0	1	0	1	0	0	763059.5	719575.5	O3
300					1	0	1	0	1	0	0	763114.69	719659.88	O2
301	10	25	35	60	70	24	3.18	112	4.72	68	4.22	762063.94	720031.25	D2
303	10	20	25	45	55	18	2.89	42	3.74	30	3.4	762009.69	719947.88	D3
305	10	20	15	35	45	178	5.18	226	5.42	202	5.31	761954.5	719863.5	D4
309	5	25	30	55	60	176	5.17	122	4.8	149	5	761900.19	719780.13	D5
325	5	25	20	45	50	149	5	61	4.11	105	4.65	762118.25	720115.56	D1
331					300	5.7	300	5.7	300	5.7	5.7	762922.75	719543.94	N4
332	5	103		103	108	225	5.42	225	5.42	225	5.42	762977	719628.25	N3
333	5	100		100	105	60	4.09	60	4.09	60	4.09	762785.13	719513.25	M5
334	24	119		119	143	200	5.3	200	5.3	200	5.3	762839.38	719596.69	M4
335					1	0	1	0	1	0	0	762893.69	719681	M3
336					1	0	1	0	1	0	0	762948.88	719765.31	M2
337	50	90		90	140	100	4.61	100	4.61	100	4.61	762811.25	719733.75	L3
338					1	0	1	0	1	0	0	762866.44	719818.06	L2
339					1	0	1	0	1	0	0	762672.69	719703	K4
340	10	184		184	194	90	4.5	1	0	46	3.82	762727.88	719787.31	K3
341					1	0	1	0	1	0	0	762782.19	719870.75	K2
343					1	0	1	0	1	0	0	762173	720200.25	J2
346					62	4.13	62	4.13	62	4.13	762395.44	719999.13	G3	
347	26	164		164	190	50	3.91	50	3.91	50	3.91	762449.69	720083.44	G2
348					17	2.83	17	2.83	17	2.83	2.83	762314.63	720035.19	F'3
349					94	4.54	94	4.54	94	4.54	4.54	762256.88	719967.5	F4
351					108	4.68	108	4.68	108	4.68	4.68	762366.56	720136.13	F2
353					127	4.84	127	4.84	127	4.84	4.84	762227.81	720104.56	E'3
365					39	3.66	39	3.66	39	3.66	3.66	762278.94	720180.88	E'1b
370					48	3.87	72	4.28	60	4.09	4.09	763697.13	719649.56	T/-1

372						21	3.04	21	3.04	21	3.04	761765.38	719570.69	D10
380	10	20	20	40	50	114	4.74	192	5.26	153	5.03	763288.06	718838.5	U8
381	30	20	20	40	70	21	3.04	53	3.97	37	3.61	763342.38	718921.94	U7
382	20	20	15	35	55	61	4.11	56	4.03	59	4.07	763175.69	719027.38	S7
383	10	35	25	60	70	21	3.04	50	3.91	36	3.57	763563.38	718899	W6
384	20	25	15	40	60	21	3.04	176	5.17	99	4.59	763395.75	719005.31	U6
385	60	20	25	45	105	75	4.32	122	4.8	99	4.59	763230	719111.69	S6
386	20	20	15	35	55	5	1.61	4	1.39	5	1.5	763450.94	719089.69	U5
387	5	25	25	50	55	26	3.26	80	4.38	53	3.97	763671.94	719066.75	W4
388	50	25	20	45	95	32	3.47	24	3.18	28	3.33	763338.56	719279.44	S4
389	30	20	20	40	70	66	4.19	97	4.57	82	4.4	763613.81	719342.63	U2
390	55	20	15	35	90	300	5.7	300	5.7	300	5.7	763447.13	719448.06	S2
391	90	20	20	40	130	66	4.19	64	4.16	65	4.17	763781.38	719235.38	W2
392	5	40	15	55	60	16	2.77	26	3.26	21	3.04	763898.25	719408.75	WO
393	10	20	25	45	55	66	4.19	66	4.19	66	4.19	763729.06	719512.94	UO
394	60	20	35	55	115	17	2.83	21	3.04	19	2.94	763559.94	719617.44	SO
395	90	20	10	30	120	72	4.28	32	3.47	52	3.95	763780.13	719597.13	U/-1
396	30	20	25	45	75	40	3.69	66	4.19	53	3.97	763950.63	719492.31	W/-1
397	40	20	25	45	85	26	3.26	181	5.2	104	4.64	763887.38	719765.63	U/-3
398	20	30	50	80	100	16	2.77	24	3.18	20	3	764056.56	719661.44	W/-3
399	20	30	25	55	75	18	2.89	16	2.77	17	2.83	764160.63	719829.19	W/-5
400	10	30	35	65	75	74	4.3	34	3.53	54	3.99	764097.38	720102.5	U/-7
401	5	25	30	55	60	300	5.7	253	5.53	300	5.7	763928.19	720207	S/-7
402	25	35	25	60	85	13	2.56	45	3.81	29	3.37	763822.25	720039.19	S/-5
403	20	15	15	30	50	13	2.56	40	3.69	27	3.28	763759	720312.5	Q/-7
404	20	10	10	20	40	18	2.89	21	3.04	20	2.97	763589.81	720416.69	O/-7
405	15	25	25	50	65	10	2.3	10	2.3	10	2.3	763483.88	720248.19	O/-5
406	5	2	30	32	70	1	0	2	0.69	2	0.41	763379.81	720080.44	O/-3
407	190	10	20	30	220	16	2.77	2	0.69	9	2.2	763274.5	719911.31	O/-1
408	180	20	15	35	215	8	2.08	34	3.53	21	3.04	763169.19	719743.5	O1
409	5	25	20	45	50	200	5.3	160	5.08	180	5.19	763442.44	719805.81	Q/-1
410	10	40	40	80	90	26	3.26	1	0	14	2.6	763338.38	719639.31	Q1

411	5	40	35	75	80	34	3.53	5	1.61	20	2.97	763210.69	720184.63	M/-3
413	20	25	20	45	65	21	3.04	21	3.04	21	3.04	763421.31	720521.5	N/-7
414	5	20	25	45	50	2	0.69	24	3.18	13	2.56	763106	720016.81	M/-1
415	90	30	20	50	140	21	3.04	144	4.97	83	4.41	763000.63	719849.63	M1
416	30	15	15	30	60	1	0	1	0	1	0	762831.44	719953.81	K1
417	65	35	30	65	130	21	3.04	13	2.56	17	2.83	762936.81	720121	K/-1
418	30	15	15	30	60	2	0.69	2	0.69	2	0.69	762977.63	720562.69	I-5
419	20	30	35	65	85	56	4.03	96	4.56	76	4.33	762871.63	720394.88	I1-3
420	5	20	15	35	40	212	5.36	160	5.08	186	5.23	762766.94	720226.44	I1-1
421	80	20	25	45	125	72	4.28	101	4.62	87	4.46	762662.94	720059.31	I1
422	160	15	10	25	185	80	4.38	26	3.26	53	3.97	762597.75	720331.94	G/-1
423	40	25	35	60	100	8	2.08	13	2.56	11	2.35	762428.56	720436.75	E'/-1
426	10	30	15	45	55	88	4.48	114	4.74	101	4.62	763728	719152	W3
427	5	30	25	55	60	26	3.26	4	1.39	15	2.71	763617.63	718983.31	W5
428	20	30	40	70	90	24	3.18	53	3.97	39	3.65	763559.56	719258.31	U3
429	20	20	30	50	70	235	5.46	300	5.7	268	5.59	763392.88	719363.75	S3
430	5	25	25	50	55	16	2.77	64	4.16	40	3.69	763846.56	719324.56	W1
431	40	20	20	40	80	288	5.66	189	5.24	239	5.47	763676.75	719428.69	U1
432	10	30	25	55	65	300	5.7	300	5.7	300	5.7	763507.56	719533.88	S1
433	170	20	15	35	205	4	1.39	300	5.7	152	5.02	762493.06	720163.5	G1
435	45	25	20	45	90	117	4.76	93	4.53	105	4.65	763665.19	719787.19	S/-2
436	15	30	30	60	75	53	3.97	21	3.04	37	3.61	763833.75	719680.75	U/-2
437	10	20	30	50	60	26	3.26	106	4.66	66	4.19	764003.63	719575.94	W/-2
438	10	20	35	55	65	18	2.89	8	2.08	13	2.56	764107.63	719745	W/-4
439	60	15	30	45	105	1	0	1	0	1	0	763939.06	719849.81	U/-4
440	20	30	20	50	70	170	5.14	69	4.23	120	4.78	763990.13	719934.69	U/-5
441	10	30	40	70	80	138	4.93	117	4.76	128	4.85	764045.06	720017	U/-6
442	10	20	25	45	30	37	3.61	66	4.19	52	3.94	763875.88	720122.81	S/-6
443	45	20	35	55	100	24	3.18	42	3.74	33	3.5	763283.38	719196	S5
444	20	25	20	45	65	40	3.69	41	3.71	41	3.7	763801.19	719818.63	T/-3
445	10	30	30	60	70	16	2.77	12	2.48	14	2.64	763463.44	720028	P/-3
446	10	20	15	35	45	32	3.47	13	2.56	23	3.11	763358.75	719859.56	P/-1

447	5	20	25	45	50	300	5.7	138	4.93	219	5.39	763254.13	719691.75	P1
448	20	30	35	65	85	1	0	2	0.69	2	0.69	763294.25	720133.44	N/-3
449	25	45	35	80	105	5	1.61	1	0	3	1.1	763189.63	719963.06	N/-1
450	30	30	25	55	85	5	1.61	5	1.61	5	1.61	763125.75	720237	U-3
452	40	10	15	25	65	8	2.08	42	3.74	25	3.22	763504.94	720469.06	N/-7
453	50	10	20	30	80	18	2.89	10	2.3	14	2.64	763674.75	720364.88	P/-7
454	15	15	30	45	60	24	3.18	32	3.47	28	3.33	763845.25	720259.44	R/-7
455	10	35	25	60	70	34	3.53	66	4.19	50	3.91	762851.25	720174	J/-1
456	30	30	15	45	75	2	0.69	9	2.2	6	1.7	763061.25	720510.25	J/-5
459	160	30	20	50	210	6	1.79	18	2.89	12	2.48	763084.25	719796.56	N1
460	20	20	30	50	70	8	2.08	26	3.26	17	2.83	763241.06	720045.19	N/-1
462	30	20	15	35	65	34	3.53	13	2.56	24	3.16	763423.31	719586.31	R1
463	10	30	50	80	90	74	4.3	96	4.56	85	4.44	764266.56	719996.38	W/-7
464	15	25	35	60	75	21	3.04	16	2.77	19	2.92	764212.94	719913.44	W/-6
465	10	30	35	65	75	21	3.04	24	3.18	23	3.11	763505.25	719173.06	U4
467	10	30	40	70	80	16	2.77	22	3.09	19	2.94	763589.5	719119.5	V4
468	10	35	10	45	55	160	5.08	14	2.64	87	4.47	763480	718952.63	V6
469	20	30	35	65	85	8	2.08	138	4.93	73	4.29	763312.44	719058.06	T6
470	40	30	20	50	90	8	2.08	102	4.62	55	4.01	763259	718974.63	T7
471	10	30	30	60	70	170	5.14	8	2.08	89	4.49	763425.75	718869.19	V7
472	10	20	25	45	55	300	5.7	300	5.7	300	5.7	763371.44	718784.88	V8
473	10	20	15	35	45	85	4.44	235	5.46	160	5.08	763698.06	719288.13	V2
474	100	25	15	40	140	77	4.34	96	4.56	87	4.46	763531.38	719396.25	T2
475	15	20	25	45	60	126	4.84	88	4.48	107	4.67	763476.19	719311	T3
476	10	30	35	65	75	82	4.41	78	4.36	80	4.38	763644.69	719203.81	V3
477	150	20	20	40	190	16	2.77	300	5.7	173	5.15	763591.81	719481.13	T1
478	15	20	25	45	60	61	4.11	140	4.94	101	4.61	763761	719376.31	V1
479	110	20	10	30	140	16	2.77	48	3.87	32	3.47	763644.19	719566	TO
480	20	30	30	60	80	13	2.56	5	1.61	9	2.2	763814	719461.19	V0
481	10	20	25	45	55	24	3.18	37	3.61	31	3.42	763865.69	719545.38	V/-1
482	30	15	25	40	70	29	3.37	40	3.69	35	3.54	763918.69	719629.63	V/-2
483	10	40	40	80	90	13	2.56	26	3.26	20	2.97	763853.5	719902.25	T/-4

484	10	30	35	65	75	24	3.18	69	4.23	47	3.84	764022.69	719797.38	V/-4
485	5	35	35	70	75	162	5.09	106	4.66	134	4.9	764180.31	720050.69	V/-7
486	10	15	30	45	55	37	3.61	24	3.18	31	3.42	764011.19	720154.88	T/-7
490	15	25	20	45	60	72	4.28	21	3.04	47	3.84	763090.06	719078.81	R7
492	25	35	50	85	110	24	3.18	45	3.81	35	3.54	763421.88	719226.69	T4
500	20	35	25	60	80	45	3.81	16	2.77	31	3.42	763366.69	719141.5	T5
509	25	15	15	30	55	24	3.18	45	3.81	35	3.54	762682.69	720278.88	H/-1
510	50	25	18	43	120	13	2.59	58	4.06	36	3.58	762747.88	720005.63	J1
512	30	15	15	30	60	133	4.89	93	4.53	113	4.73	763306.44	719774.69	PO
514	10	30	25	55	65	158	5.06	93	4.53	126	4.83	763390.06	719722.88	Q0
515	15	35	15	50	65	56	4.03	61	4.11	59	4.07	763496	719892	Q/-2
516	40	50	15	65	105	34	3.53	32	3.47	33	3.5	763907.81	719985.19	T/-5
517	10	35	30	65	75	74	4.3	37	3.61	56	4.02	764076.31	719881	V/-5
518	20	35	20	55	75	77	4.34	82	4.41	80	4.38	763958.81	720070	T/-6
519	15	45	15	60	75	8	2.08	58	4.06	33	3.5	764128.69	719965.19	V/-6
528	90	20		20	110	1	0	1	0	1	0	762565.19	720467.94	F/-2
530	170	20	20	40	210	8	2.08	66	4.19	37	3.61	762650.13	720416.13	G/-2
531	35	30	30	60	95	48	3.87	26	3.26	37	3.61	762735	720363.06	H/-2
533	90	20		20	110	1	0	1	0	1	0	762629.06	720195.25	HO
534	100	20	20	40	140	42	3.74	24	3.18	33	3.5	762713.31	720143.5	I0
536	10	30	30	60	70	34	3.53	37	3.61	36	3.57	762798.88	720090.44	J0
538	10	45	35	80	90	1	0	1	0	1	0	762903.56	720259.56	J/-2
539	40	30	20	50	90	8	2.08	39	3.66	24	3.16	762884.44	720037.44	K0
642	10	20	35	55	65	75	4.32	24	3.18	50	3.9	763454.75	718733.06	W8
645	10	25	15	40	50	6	1.79	20	3	13	2.56	763633.31	719923.19	R/-3
656	15	25	20	45	60	18	2.89	48	3.87	33	3.5	764149.06	720186.69	U/-8
668	20	30	30	60	80	18	2.89	10	2.3	14	2.64	764318.94	720081.88	W/-8
669	10	30	30	60	70	34	3.53	80	4.38	57	4.04	764234.63	720133.69	V/-8
672	40	20	45	65	105	93	4.53	300	5.7	197	5.28	763970.38	719713.19	V/-3
701	10	30	25	55	65	186	5.23	229	5.43	208	5.34	763068.94	718860.56	S9
702	10	20	25	45	55	77	4.34	74	4.3	76	4.32	763150.44	718807.81	T9
703	10	30	20	50	60	53	3.97	106	4.66	80	4.38	763234.69	718754.19	U9

704	10	25	25	50	60	34	3.53	18	2.89	26	3.26	763319.81	718700.63	V9
705	5	25	25	50	55	82	4.41	14	2.64	48	3.87	763401.38	718647.88	W9
706	30	20	25	45	75	24	3.18	42	3.74	33	3.5	763347.13	718565.38	W10
707	10	25	30	55	65	13	2.56	22	3.09	18	2.86	763263.75	718616.25	V10
708	10	25	15	40	50	13	2.56	21	3.04	17	2.83	763179.5	718669.88	U10
709	10	25	25	50	60	32	3.47	40	3.69	36	3.58	763096.19	718723.5	T10
710	10	15	15	30	40	37	3.61	21	3.04	29	3.37	763013.75	718776.25	S10
712	10	25	20	45	55	165	5.11	90	4.5	128	4.85	763121.38	718943.94	S8
729	15	30	15	45	60	1	0	5	1.61	3	1.01	763611.56	719702.31	S/-1
735	185	15	10	25	210	5	1.61	21	3.04	13	2.56	762578	720111.06	H1
748	25	10	35	45	35	5	1.61	5	1.61	5	1.61	762407.5	720216.5	F1
785	80	20	15	35	115	32	3.47	117	4.76	75	4.31	763203.88	718891.25	T8
809	15	35	30	65	80	21	3.04	5	1.61	13	2.56	763718.19	719871.44	S/-3
826	5	30	25	55	60	34	3.53	50	3.91	42	3.74	763475.63	719670.5	RO
829	20	20	40	60	80	8	2.08	10	2.3	9	2.2	763580.31	719839.56	R/-2
833	10	30	15	45	55	8	2.08	4	1.39	6	1.79	763526.69	719754.69	R/-1
842	65	15	15	30	95	300	5.7	300	5.7	300	5.7	762512.88	720383.69	F/-1
843	260	5	5	10	270	1	0	1	0	1	0	762460.5	720299.5	F0
845	260	5	5	10	270	1	0	1	0	1	0	762387.56	720350.81	E/-1b
847	230	20	5	25	255	10	2.3	1	0	6	1.7	762242.13	720304.81	D'1
858	200	5	5	10	210	1	0	1	0	1	0	762338.38	720254.44	E1
938	100	25	25	50	150	21	3.04	18	2.89	20	2.97	762545.44	720248.38	G0
1006	10	30	25	55	65	29	3.37	24	3.18	27	3.28	763777	719944.88	S/-5b
1008	30	30	20	50	80	24	3.18	58	4.06	41	3.71	764064.81	720238.5	T/-8
1010	10	25	20	45	55	125	4.83	109	4.69	117	4.76	763981.19	720291.88	S/-8
1011	5	20	20	40	45	24	3.18	29	3.37	27	3.28	763548.38	719975.56	Q/-3
1015	5	20	10	30	35	61	4.11	32	3.47	47	3.84	763737.94	720091.63	R/-5
1017	10	20	15	35	45	114	4.74	42	3.74	78	4.36	763789.63	720175.81	R/-6
1020	50	15	15	30	80	300	5.7	56	4.03	178	5.18	763313.75	719992.31	O'-2b
1022	10	20	20	40	50	50	3.91	21	3.04	36	3.57	763221.5	719828.38	O0
1029	10	20	15	35	45	74	4.3	26	3.26	50	3.91	763896.94	720343.69	R/-8
1117						26	3.26	61	4.11	44	3.77	762796.31	720451.69	H'-3

1126					24	3.18	8	2.08	16	2.77	763405.25	719935.88	P/-2b
1134					82	4.41	82	4.41	82	4.41	763027.69	719704.38	N'1b
1137					45	3.81	45	3.81	45	3.81	763145.25	719877.5	N'0
1466					23	3.14	221	5.4	122	4.8	763534.31	719036.06	V5
1587					22	3.09	90	4.5	56	4.03	763700.81	720224.94	Q/-6
1589					13	2.56	13	2.56	13	2.56	763667.81	720141.38	Q/-5
1619					24	3.18	8	2.08	16	2.77	763290.13	720310.63	M/-5b
1620					13	2.56	6	1.79	10	2.25	763373.06	720259.5	N/-5b
1621					48	3.87	64	4.16	56	4.03	763426.75	720341.81	N/-6b
1623					26	3.26	29	3.37	28	3.31	763341.81	720394.19	M/-6b
1624					32	3.47	40	3.69	36	3.58	763248.69	720388.25	L'/-5
1678					5	1.61	10	2.3	8	2.01	762819.94	720311.31	I/-2
1704					40	3.69	24	3.18	32	3.47	763685.63	720007.38	R/-4
1706					21	3.04	18	2.89	20	2.97	762954.69	720342.06	J/-4b
1707					22	3.09	13	2.56	18	2.86	762923.94	720479.13	I/-4b
1711					8	2.08	8	2.08	8	2.08	763023.81	720428.06	I'/-4
1713					77	4.34	77	4.34	77	4.34	762482.38	720520.69	E'/-2b
1720					42	3.74	69	4.23	56	4.02	763509.06	718815.56	W7
1723					34	3.53	40	3.69	37	3.61	763614.19	720057.13	Q'/-4
2000	33	17	50	60	8	2.08	9	2.2	9	2.14	762655.5	721172.31	C/-9b
2001	27	55	82	88	13	2.56	15	2.71	14	2.64	762603.13	721088.13	C/-8b
2003	25	55	80	95	10	2.3	66	4.19	38	3.64	762549.5	721003.88	C/-7b
2005	35	50	85	105	16	2.77	16	2.77	16	2.77	762496.56	720919.63	C/-6b
2007	50	28	78	88	90	4.5	123	4.81	107	4.67	762443.56	720836.06	C/-5b
2009	30	50	80	100	74	4.3	38	3.64	56	4.03	762391.19	720752.5	C/-4b
2011	40	40	80	90	262	5.57	57	4.04	160	5.07	762338.25	720668.25	C/-3b
2026	35	35	70	80	10	2.3	12	2.48	11	2.4	762686.13	721036.31	D/-8b
2028	27	45	72	70	22	3.09	45	3.81	34	3.51	762633.13	720952.06	D/-7b
2030	55	45	100	115	21	3.04	184	5.21	103	4.63	762579.5	720867.19	D/-6b
2032	40	45	85	100	22	3.09	46	3.83	34	3.53	762527.81	720784.25	D/-5b
2034	45	10	55	70	180	5.19	58	4.06	119	4.78	762475.5	720700.06	D/-4b
2035	10	60	70	100	57	4.04	32	3.47	45	3.8	762424.19	720609.25	D/-3

2048	20	35	55	60	20	3	9	2.2	15	2.67	762743.88	720941.44	E/-7
2050	35	27	62	67	43	3.76	84	4.43	64	4.15	762692.25	720856.63	E/-6
2052	30	50	80	100	4	1.39	5	1.61	5	1.5	762638.56	720772.38	E/-5
2054	45	38	83	133	9	2.2	5	1.61	7	1.95	762585.56	720689.44	E/-4
2056	50		50	190	100	4.61	100	4.61	100	4.61	762533.25	720605.81	E/-3
2059	20	38	58	68	16	2.77	27	3.3	22	3.07	762824.69	721067.5	E/-9b
2060	30	10	40	90	17	2.83	8	2.08	13	2.53	762908.94	721015.75	F/-9b
2061	45	30	75	85	17	2.83	27	3.3	22	3.09	762849.25	720895.88	E'/-7
2063	25	25	50	70	75	4.32	15	2.71	45	3.81	762795.56	720782.63	E'/-6
2065	35		35	90	7	1.95	7	1.95	7	1.95	762714.25	720693.56	E'/-5
2069	20		20	120	18	2.89	18	2.89	18	2.89	762644.69	720594.56	F/-4b
2070	25	30	55	70	6	1.79	8	2.08	7	1.95	762739.06	721121.19	D/-9b
2075				70		4.25	70	4.25	70	4.25	762872.25	719102.13	P8
2076					55	4.01	55	4.01	55	4.01	763009.88	719133.75	Q7
2080				100		4.61	100	4.61	100	4.61	762643.63	719840.06	J3
2081					1	0	1	0	1	0	762697.94	719924.38	J2
2086					17	2.83	66	4.19	42	3.73	763750.13	719733.81	T/-2
2090					48	3.87	48	3.87	48	3.87	763048	719934.69	A00
2091					12	2.46	12	2.46	12	2.46	762911.75	719902	A01
2092					53	3.97	53	3.97	53	3.97	762966.25	719989.25	A02
2093					15	2.71	15	2.71	15	2.71	763020.75	720060.06	A03
2094					9	2.2	9	2.2	9	2.2	763080.75	720152.75	A04
2095					25	3.22	25	3.22	25	3.22	762993.5	720196.38	A05
2096					12	2.51	12	2.51	12	2.51	763037.13	720289.06	A06
2097					16	2.79	16	2.79	16	2.79	763162.5	720092.81	A07
2098					14	2.6	14	2.6	14	2.6	763516.88	720109.13	A08
2099					12	2.44	12	2.44	12	2.44	763571.38	720196.38	A09
2100					16	2.79	16	2.79	16	2.79	763620.44	720278.13	A10
2101					15	2.69	15	2.69	15	2.69	763549.56	720321.75	A11
2102					6	1.75	6	1.75	6	1.75	763435.06	720158.19	A12
2103					28	3.32	28	3.32	28	3.32	763108	720354.5	A13
2104					21	3.02	21	3.02	21	3.02	763189.75	720305.38	A14

2105					31	3.43	31	3.43	31	3.43	762715.5	720534.38	A15
2106					23	3.12	23	3.12	23	3.12	762857.25	720539.81	A16
2107					21	3.03	21	3.03	21	3.03	763167.94	720447.13	A17
2108					5	1.5	5	1.5	5	1.5	762786.38	720621.63	A18
2109					78	4.35	78	4.35	78	4.35	761977.5	719548.31	A19

ANNEXE V-B

LOCALISATION DES PUITS ET TENEUR EN COLUMBO-TANALITE DES
COUCHES DE GRAVIERS DE LA MINE BÉMADI

LISTE DES ABRÉVIATIONS

IDPuits : identificateur du puits

EpSt : épaisseur du stérile (remblai au dessus du gravier minéralisé)

EpGr1 : épaisseur du gravier supérieur

EpGr2 : épaisseur du gravier inférieur

EpGr : épaisseur total du gravier (EpGr1 + EpGr2)

PrTot : profondeur totale du puits

Ten1 : teneur de la columbo-tantalite dans le gravier supérieur

Ten2 : teneur de la columbo-tantalite dans le gravier inférieur

Tenm : teneur moyenne de la columbo-tantalite dans l'ensemble du gravier

Au : paillettes d'or observées

Be : grain de Béryl observés

IDPuits	EpSt	EpGr1	EpGr2	EpGr	PrTot	Ten1	Ln(Ten1)	Ten2	Ln(Tn2)	Tenm	Ln(Tenm)	UTME	UTMN	Remarque1	Remarque2
Bm26	5	15	35	50	55	78	4.36	30	3.4	54	3.99	761922.93	719148.87	Pépite	
Bm28	20	30	30	60	80	65	4.17	147	4.99	106	4.66	761950.8	719105.19	Pépite	
Bm30	10	35	25	60	70	265	5.58	144	4.97	205	5.32	761978.22	719062.28	Pépite	
Bm32	5	25	15	40	45	44	3.78	62	4.13	53	3.97	762036.05	718976.13	Pépite	
Bm88	5	20	25	60	65	109	4.69	95	4.55	102	4.62	761995.47	718945.85	Pépite	
Bm94	10	25	10	30	40	95	4.55	73	4.29	84	4.43	761981.88	718989.93	Pépite	
Bm95	5	25	35	75	80	45	3.81	170	5.14	108	4.68	762045.27	719063.25	Pépite	
Bm96	15	30	20	45	60	131	4.88	137	4.92	134	4.9	761954.12	719033.61	Pépite	
Bm106	10	25	20	55	65	44	3.78	32	3.47	38	3.64	761950.39	718954.49	Pépite	
Bm113	10	35	10	45	55	42	3.74	29	3.37	36	3.57	761918.43	719069.41		
Bm115	50	30	20	50	100	82	4.41	94	4.54	88	4.48	761922.86	718997.95	Pépite	
Bm129	5	25	20	45	50	82	4.41	22	3.09	52	3.95	761883.87	719124.89		
Bm133	10	35	15	50	60	61	4.11	51	3.93	56	4.03	761852.61	719089.45		
Bm137	10	25	30	55	65	107	4.67	29	3.37	68	4.22	761887.29	719032.19		
Bm141	25	25	20	45	70	19	2.94	23	3.14	21	3.04	762076	719023.23	Pépite	
Bm143	5	15	15	30	35	15	2.71	20	3	18	2.86	762018.62	719106.94	Pépite	
Bm145	20	20	18	38	58	41	3.71	37	3.61	39	3.66	761990.1	719149.51		
Bm147	5	25	18	43	48	20	3	33	3.5	27	3.28	761963.44	719193.75	Pépite	
Bmx1	5			127	132					300	5.7	762006.65	719018.38	Pépite	
Bmx2	5				115	120				120	4.79	762042.34	718909.12	Pépite	
Bma01	5				110	115				40	3.69	761989.5	719299.54		
Bma02										70	4.25	761958.02	719263.22		
Bma03	5				110	115				1	0	761925.88	719226.99		
Bma04										1	0	761894.51	719191.44		
Bma05										1	0	761863.03	719155.23		
Bma06										1	0	761837.16	719125.67		
Bma07										1	0	761798.2	719081.23		
Bma08										1	0	761765.94	719045.79		
Bma09										1	0	761735.24	719010.24		
Bma10										1	0	762035.2	719276.18		

Bma11						1	0	762002.4	719239.19
Bma12	5		97	102		40	3.69	761812.42	719023.21
Bma13	5		109	114		50	3.91	761779.61	718986.88
Bma14						1	0	761748.25	718949.23
Bma15						1	0	762059.88	719227.73
Bma16						1	0	762027.63	719192.17
Bma17						1	0	761836.32	718975.42
Bma18						1	0	761804.84	718939.2
Bma19						1	0	762110.97	719212.48
Bma20						1	0	762078.83	719175.48
Bma21						1	0	762048.12	719140.05
Bma22						1	0	761888.19	718958.74
Bma23						1	0	761855.38	718921.74
Bma24						1	0	762137.52	719168.35
Bma25						1	0	762106.15	719132.13
Bma26						1	0	762074.01	719095.91
Bma27						1	0	761915.51	718914.72
Bma28						1	0	762171.66	719132.44
Bma29						1	0	762139.51	719095.56
Bma30						1	0	762107.37	719059.23
Bma31						1	0	762200.96	719089.98
Bma32						1	0	762169.59	719054.43
Bma33						1	0	762136.78	719017.44
Bma34						1	0	762104.53	718981.87
Bma35						1	0	762073.83	718945.66
Bma36						1	0	762010.31	718873.24
Bma37						1	0	761978.28	718836.23
Bma38						1	0	762240.61	719059.97
Bma39						1	0	762208.46	719023.74
Bma40	5		99	104		45	3.81	762192.06	719004.53
Bma41	5		116	121		55	4.01	762176.32	718987.41
Bma42						1	0	762159.25	718968.2

Bma44	5			84	89				40	3.69	762128.55	718932.75		
Bma46	5			79	84				45	3.81	762096.4	718896.42		
Bma48									1	0	762064.26	718860.21		
Bma50									1	0	762032.13	718823.22		
Bma52									1	0	762000.64	718787.77		
V4.5a									1	0	762321.17	718988.98		
V4.5f	20			260	280				175	5.16	762351.12	718949.4	Au	
V4.5j									1	0	762374.4	718917.54		
V4s	5			140	145				45	3.81	762260.15	718998.21		
V4p									1	0	762283.87	718966.35		
V4g									1	0	762313.49	718926.65		
V4j									1	0	762343.33	718887.4		
V4n									1	0	762367.82	718855.54		
V3.5s	5			75	80				70	4.25	762232.64	718963.89		
V3.5o	37			100	137				60	4.09	762256.69	718932.02		
V3.5c	186			118	304				260	5.56	762285.99	718892	Au	
V3.5h									1	0	762315.17	718852.75		
V3.5l									1	0	762338.44	718820.45		
V3q	5			110	115				50	3.91	762200.92	718933.75		
V3o	5			95	100				225	5.42	762224.63	718901.89		
V3d	75			200	275				70	4.25	762254.15	718862.65		
V3i									1	0	762283.77	718822.96		
V3n									1	0	762313.72	718783.37		
V2.5w	5			107	112				40	3.69	762161.32	718907.13		
V2.5d	5			75	80				290	5.67	762191.27	718867.11		
V2.5i	200			93	293				300	5.7	762217.77	718831.27	Au	
V2.5p	32			47	79				70	4.25	762244.17	718795.88		
V2.5t									1	0	762267.88	718764.02		
V2j	5			115	120				130	4.87	762127.85	718869.03		
V2o	162			128	290				300	5.7	762157.8	718829.66		
V2a	157			43	200				300	5.7	762187.64	718790.42	Pépite	Au_Be
V2f									1	0	762217.26	718751.5		

V1.6b	5		135	140			45	3.81	762104.99	718836.61		
V1.6g							1	0	762134.94	718796.59		
V1.6l	45		112	157			60	4.09	762164.89	718757.34		
V1.6q	120		65	185			90	4.5	762194.07	718717.98		
V1e	5		73	78			110	4.7	762078.14	718803.07		
Bma53	22		73	95			80	4.38	762102.56	718763.58		
Bma58							1	0	762071.77	718724.16	Au	
Bma60	112		71	183			230	5.44	762136.97	718717.16		
Bma63							1	0	762117.49	718695.05		
B39a	140		30	170			46	3.83	761888.53	719310.24	fine	Au_Be
B51a	110		20	130			21	3.04	761846.61	719305.07		
B55a	110		10	120			26	3.26	761866.25	719271.85	Au	
B74a	190		30	220			106	4.66	761828.1	719241.58	Au	
IV5.5o							1	0	761869.12	719344.67		
IV5.5h							1	0	761910.51	719271.72		
IV5i							1	0	761886.66	719236.88		
IV4.5a	60		40	100			300	5.7	761807.58	719276.22	Pépite	Au
IV4.5i	220		60	280			100	4.61	761847.51	719207.93	Au	
IV4b	69		39	108			80	4.38	761775.65	719241.45	Au	
IV4i	98		69	167			70	4.25	761797.96	719203.05	Au	
IV4m							1	0	761817.71	719168.85	Au	
IV3.5a							1	0	761725.98	719237.89		
IV3.5e							1	0	761745.84	719203.8	Au	
IV3.5i							1	0	761765.58	719170.36		
IV3.5l							1	0	761780.2	719144.44	Au_Be	
IV3c							1	0	761675.19	719236.55		
IV3g	52		51	103			70	4.25	761694.94	719202.79		
IV3k	150		120	270			140	4.94	761715.12	719168.7	Be	
IV3o							1	0	761734.87	719134.49	Be	
IV3s							1	0	761755.06	719100.4		
IV2.5b							1	0	761617.63	719242.59		
IV2.5f							1	0	761638.14	719208.83	Be	

IV2.5j	62			60	122				70	4.25	761658.66	719175.51		Be	
IV2.5n	35			55	90				90	4.5	761679.18	719140.98		Au_Be	
IV2.5r									1	0	761699.37	719107.22			
IV2.5v									1	0	761719.45	719073.78			
IV2o	112			48	160				125	4.83	761595.72	719194.03			
IV2l	105			58	163				100	4.61	761610.22	719168.76			
IV2f	64			36	100				90	4.5	761630.41	719134.66		Au	
IV2j									1	0	761647.81	719104.76			
IV1.5b									1	0	761560.8	719160.89			
IV1.5f	60			40	100				85	4.44	761581.65	719127.13			
IV1.5j									1	0	761601.5	719093.37		Be	
IV1.5n	60			80	140				140	4.94	761622.35	719059.28		Be	
IV6c	80			70	150				1	0	761937.65	719312.58			