



HAL
open science

Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajas, Brésil)

Carlos Eduardo De Mesquita Barros

► To cite this version:

Carlos Eduardo De Mesquita Barros. Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajas, Brésil). Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1997. Français. NNT : 1997NAN10190 . tel-01747114

HAL Id: tel-01747114

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747114v1>

Submitted on 29 Mar 2018

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

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



AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10

http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php

<http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm>



CENTRE NATIONAL
DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

Université Henri Poincaré, Nancy I
Faculté des Sciences (UFR - STMP)
Laboratoire de Pétrologie

CNRS - Centre de Recherches
Pétrographiques et Géochimiques
(CRPG - UPR 9046)



Thèse

présentée pour l'obtention du titre de

Docteur de l'Université Henri Poincaré, Nancy I

en Physique et Chimie de la Terre

par

Carlos Eduardo DE MESQUITA BARROS

Pétrologie et structure du Complexe Granitique Estrela (2.5 Ga) et de son encaissant métavolcano-sédimentaire (Province Métallifère de Carajás, Brésil)

Soutenance publique prévue le 3 Octobre 1997 devant la commission d'examen:

Membres du jury:

Président:	M. CUNEY	Directeur de recherche, CREGU-CNRS, Nancy
Directeur de thèse:	P. BARBEY	Professeur, Université Henri Poincaré, Nancy I
Co-directeur de thèse:	A.M. BOULLIER	Directeur de recherche, LGIT-IRIGM, Grenoble
Rapporteurs:	R. DALL'AGNOL	Professeur, Université Fédérale de Pará, Brésil
	P. LEDRU	Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans
Examineur:	N. LE BRETON	Maître de Conférence, Université d'Orléans



A Deborah, l'amour infini des étoiles

TABLE DES MATIÈRES



REMERCIEMENTS

RESUME

ABSTRACT

RESUMO

INTRODUCTION

- 1- But du travail**
- 2- Partenaires et support financier**
- 3- Localisation, conditions d'accès et de travail sur le terrain**
- 4- Méthodologie et nomenclature**
- 5- Plan de la thèse**

CHAPITRE 1 — GEOLOGIE REGIONALE - LA SOUS-PROVINCE DE CARAJAS

1.1- INTRODUCTION

- 1.1.1- Les grandes subdivisions du continent Sud-Américain*
- 1.1.2- Le craton Amazonien*

1.2- LA SOUS-PROVINCE CARAJAS

- 1.2.1- Complexe Pium*
- 1.2.2- Le Complexe Xingu*
- 1.2.3- Ceinture de roches vertes de la région de Rio Maria*
- 1.2.4- Plutonites de la région de Rio Maria*
- 1.2.5- Séquences métavolcano-sédimentaires de la région de Carajás*
- 1.2.6- La Suite Plaquê*
- 1.2.7- La couverture de plate-forme (Rio Fresco/Águas Claras)*
- 1.2.8- Les dykes et sills mafiques*
- 1.2.9- Les granites tardi-archéens de Carajás*
- 1.2.10- Les granites anorogéniques*
- 1.2.11- Le magmatisme basique du Protérozoïque Supérieur*
- 1.2.12- Le magmatisme basique phanérozoïque*

1.3- DISCUSSION

- 1.3.1- Les grands ensembles de la Sous-province Carajás*
- 1.3.2- Le cycle Transamazonien (2.0 Ga)*
- 1.3.3- La colonne lithostratigraphique de la région de Carajás*
- 1.3.4- Les problèmes de cartographie: le Complexe Granitique Estrela et son encaissant*
- 1.3.5- Les âges à 2.5 Ga*
- 1.3.6. La présentation de l'aire étudiée*

CHAPITRE 2 - CARACTERISATION TEXTURALE, MINERALOGIQUE ET CHIMIQUE DES FORMATIONS ENCAISSANTES

2.1- INTRODUCTION

2.2- DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES

- 2.2.1- Les roches métabasiques
 - 2.2.1.1- *Amphibolites à clinopyroxène - hornblende - plagioclase*
 - 2.2.1.2- *Amphibolites à hornblende - plagioclase*
 - 2.2.1.3- *Amphibolites à hornblende - plagioclase - biotite*
 - 2.2.1.4- *Amphibolites à hornblende - biotite - plagioclase - grenat*
 - 2.2.1.5- *Amphibolites à hornblende - plagioclase - chlorite*
 - 2.2.1.6- *Amphibolite à hornblende - plagioclase - épidote - chlorite*
 - 2.2.1.7- *Amphibolites à hornblende et scapolite*
- 2.2.2- Les schistes ultrabasiques
- 2.2.3- Les cornéennes à biotite - plagioclase - trémolite
- 2.2.4- Les formations ferrifères
- 2.2.5- Quartz-micaschistes et quartzites
- 2.2.6- Les métapélites
 - 2.2.6.1- *Les métapélites à bt-qtz-fk-mus±opq±tur*
 - 2.2.6.2- *Les métapélites à qtz-ab-bt±tur±grt*
- 2.2.7- Les roches calco-silicatées
- 2.2.8- Les veines à amphibole

2.3- VARIATIONS TEXTURALES

- 2.3.1- Les roches à texture préservée
- 2.3.2- Les roches à texture transitionnelle
- 2.3.3- Les roches recristallisées

2.4- CARACTERISATION DE LA LIGNÉE CHIMIQUE DES MÉTABASITES

- 2.4.1- Eléments majeurs
- 2.4.2- Eléments traces

2.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

- 2.5.1- Nature des séries encaissantes
- 2.5.2- Comparaison avec d'autres métabasites archéennes de la région de Carajás

CHAPITRE 3 - EVOLUTION STRUCTURALE ET METAMORPHIQUE DES FORMATIONS ENCAISSANTES DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

3.1- INTRODUCTION

- 3.1.1- L'évolution métamorphique de la région de Carajás selon les modèles préexistants
- 3.1.2- L'évolution structurale de la région de Carajás selon les modèles préexistants

3.2- DESCRIPTION DES STRUCTURES

- 3.2.1- Les structures à grande échelle
 - 3.2.1.1- *La schistosité régionale (S₀₋₁)*
 - 3.2.1.2- *Les plis d'interférence*
 - 3.2.1.3- *Les trajectoires de la foliation (S₂)*

- 3.2.1.4- *La Faille de Carajás*
- 3.2.2- Les structures mésoscopiques et microscopiques
 - 3.2.2.1- *Les structures planaires*
 - 3.2.2.2- *Les linéations*
 - 3.2.2.3- *Les plis*

3.3- CINEMATIQUE

3.4- L'AUREOLE METAMORPHIQUE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

- 3.4.1- L'auréole externe
- 3.4.2- L'auréole interne
 - 3.4.2.1- *Métabasites*
 - 3.4.2.2- *Métasédiments*
- 3.4.3- La zone d'enclaves
- 3.4.4- Compositions chimiques des minéraux
 - 3.4.4.1- *Les amphiboles*
 - 3.4.4.2- *Les plagioclases*
 - 3.4.4.3- *Les biotites*
 - 3.4.4.4- *Les chlorites*
 - 3.4.4.5- *Les grenats*
 - 3.4.4.6- *Les oxydes*
 - 3.4.4.7- *Les scapolites*
 - 3.4.4.8- *Les tourmalines*
 - 3.4.4.9- *Les allanites*
- 3.4.5- Thermobarométrie
 - 3.4.5.1- *Géobarométrie*
 - 3.4.5.2- *Géothermométrie*
 - 3.4.5.3- *Comparaison avec les paragenèses*

3.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

- 3.5.1- Les phases de déformation
- 3.5.2- Les phases de métamorphisme
- 3.5.3- Les conditions de métamorphisme
- 3.5.4- La signification des veines à amphibole
 - 3.5.4.1- *Rappels des caractéristiques principales*
 - 3.5.4.2- *Signification pétrologique des veines à amphibole*
 - 3.5.4.3- *Signification tectonique des veines à amphibole*
- 3.5.5- Comparaison des histoires métamorphiques des métabasites des régions de Salobo et Curionópolis

CHAPITRE 4 - CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE ET CHIMIQUE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

4.1- INTRODUCTION

4.2- DESCRIPTION DE LA LITHOLOGIE

- 4.2.1- Monzogranites
 - 4.2.1.1- *Monzogranites à hornblende*
 - 4.2.1.2- *Monzogranites à hornblende et clinopyroxène*
 - 4.2.1.3- *Monzogranites à hornblende et biotite*
 - 4.2.1.4- *Monzogranites à biotite et hornblende*

- 4.2.1.5- *Monzogranites à biotite*
- 4.2.2- Syénogranites à hornblende
- 4.2.3- Granodiorites
 - 4.2.3.1- *Granodiorites à hornblende*
 - 4.2.3.2- *Granodiorites à hornblende et biotite*
 - 4.2.3.3- *Granodiorites à biotite et hornblende*
- 4.2.4- Tonalites
 - 4.2.4.1- *Tonalites à hornblende et clinopyroxène*
 - 4.2.4.2- *Tonalites à hornblende*
 - 4.2.4.3- *Tonalites à hornblende et biotite*
 - 4.2.4.4- *Tonalites à biotite et hornblende*
- 4.2.5- Les faciès à grain très fin
 - 4.2.5.1- *Syénogranites à biotite et hornblende à grain fin*
 - 4.2.5.2- *Monzogranites à hornblende et biotite et à biotite et hornblende*
 - 4.2.5.3- *Monzogranites à biotite à grain fin*
 - 4.2.5.4- *Tonalite à hornblende à grain fin*
- 4.2.6- Pegmatites à hornblende et faciès associés
 - 4.2.6.1- *Pegmatites à hornblende*
 - 4.2.6.2- *Faciès miarolitiques*
 - 4.2.6.3- *Aplites*
- 4.2.7- Granitoïdes hydrothermalisés

4.3- TEXTURES ET ORDRES DE CRISTALLISATION

- 4.3.1- Equilibrage textural et morphologie des cristaux
- 4.3.2- Ordre de cristallisation

4.4- COMPOSITION DES MINERAUX ET CONDITIONS P-T-fO₂

- 4.4.1- Rappel des principaux caractères des minéraux
- 4.4.2- Thermobarométrie

4.5- LA LIGNÉE MAGMATIQUE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

- 4.5.1- Aspects généraux
- 4.5.2- Caractérisation de la lignée magmatique du Complexe Granitique Estrela
- 4.5.3- Les granites de type A - un problème de taxonomie
- 4.5.4- Comparaison avec d'autres granites "alcalins" d'âge Archéen

4.6- PETROGENESE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

4.7- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

CHAPITRE 5 - EVOLUTION STRUCTURALE ET MICROSTRUCTURALE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

5.1- LES STRUCTURES MAJEURES

- 5.1.1- La forme du massif
- 5.1.2- Les trajectoires de foliation
- 5.1.3- La répartition spatiale des faciès pétrographiques
- 5.1.4- La répartition géographique des xénolites
- 5.1.5- Les anomalies aëroradiométriques et l'imagerie satellite
- 5.1.6- Synthèse: vers une cartographie du Complexe Granitique Estrela

5.2- LES STRUCTURES MESOSCOPIQUES

5.2.1- Rubanements et schistosités

5.2.1.1- *Le rubanement primaire (S₀)*

5.2.1.2- *Le rubanement secondaire et la schistosité associée (S₁)*

5.2.1.3- *Les traits microscopiques de la schistosité S₁*

5.2.1.4- *La schistosité mylonitique (S_{1m})*

5.2.1.5- *La schistosité méridienne (S₂)*

5.2.2- Les linéations

5.2.3- Les plis

5.2.4- Dykes et veines

5.2.5- Les cisaillements

5.2.6- La schistosité de dissolution

5.2.7- Les failles et joints

5.3- ANALYSE DE LA DÉFORMATION

5.4- MICROSTRUCTURES. LES CAS PARTICULIERS DES SYMPLECTITES ET PERTHITES

5.4.1- Les symplectites à sphène-plagioclase

5.4.1.1- *Description des textures*

5.4.1.2- *Composition des phases et réactions*

5.4.1.3- *Les symplectites et les contraintes tectoniques*

5.4.2- Les perthites

5.4.2.1- *Description des textures*

5.4.2.2- *Relations entre perthites et microstructures tectoniques*

5.4.2.3- *Rôle des contraintes tectoniques sur la formation des perthites en flammes*

5.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

5.5.1- Le caractère composite du Complexe Granitique Estrela

5.5.2- La structure interne du Complexe Granitique Estrela

5.5.2.1- *Les structures*

5.5.2.2- *La signification de veines et filons d'aprites et pegmatites*

5.5.2.3- *Le caractère syntectonique du Complexe Granitique Estrela*

5.5.3- Le régime de contraintes tectoniques régionales

5.5.4- Les mécanismes de mise en place du Complexe Granitique Estrela

CONCLUSIONS GENERALES

1- Le Complexe Granitique Estrela

2- Le magmatisme alcalin fini-archéen dans la région de Carajás

3- Les formations métavolcano-sédimentaires encaissant le Complexe Granitique Estrela

4- Aspects régionaux liés aux formations volcano-sédimentaires

Les séquences métavolcano-sédimentaires

Les roches mafiques de 2.6 Ga

Les âges de 2.5 Ga

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ANNEXES

- Annexe 1 - Carte mobile montrant les sites géographiques de la région de Carajás.
- Annexe 2 - Carte géologique de l'aire étudiée.
- Annexe 3 - Carte de points et d'échantillonnage PSV.
- Annexe 4 - Carte de points et d'échantillonnage CN et CRN
- Annexe 5 - Carte de points et d'échantillonnage CAP et CD.
- Annexe 6 - Limites de détection des analyses chimiques de roche faites au CRPG.
- Annexe 7 - Tableaux d'analyses de minéraux.

LISTE DE FIGURES

- Introduction

1. Carte de localisation et d'accès de l'aire étudiée.

Chapitre 1 - Géologie régionale

- 1.1a. Les grandes subdivisions du continent Sud-Américain (Almeida et al., 1981).
- 1.2. Compartimentage géotectonique de l'Amérique du Sud.
- 1.1b. Les subdivisions du craton Amazonien (Hasui et Almeida, 1985).
- 1.2. Les subdivisions de la Sous-Province Carajás selon Hasui et al. (1984).
- 1.3. Les subdivisions de la Sous-Province Carajás selon Cordani et al. (1979).
- 1.4. L'organisation structurale de la Sous-Province Carajás selon Araújo et al. (1988).
- 1.5. Carte géologique schématique de la région de Carajás modifiée d'après DOCEGEO (1988).
- 1.6. Isochrone Rb-Sr du Complexe Granitique Estrela.
- 1.7 Synthèse des données géochronologiques (Macambira et Lafon, 1995).

Chapitre 2 - Caractérisation texturale, minéralogique et chimique et des formations encaissantes

- 2.1. Métabasites recoupées par des filons aplitiques.
- 2.2. Amphibolites.
- 2.3. Amphibolites.
- 2.4. Amphibolites.
- 2.5. Veines d'amphiboles.
- 2.6. Veines d'amphiboles.
- 2.7. (a-f) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.
- 2.8. (a-f) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.
- 2.9. (a-b) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.
- 2.10. (a-b) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.
- 2.11. (a-c) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.
- 2.12. Spectres des éléments terres rares des roches métabasiques.
- 2.13. (a-b) Diagrammes chimiques de roches métabasiques.

Chapitre 3 - Évolution structurale et métamorphique des formations encaissantes du Complexe Granitique Estrela

- 3.1a. Les domaines structuraux de la région de Carajás selon Araújo et al. (1991).
- 3.1b. Modèle structural de la région de Carajás proposé par Araújo et al; (1988).
- 3.2. Carte structurale du Complexe Granitique Estrela selon Costa et al. (1990).
- 3.3. Modèle structural de la région de Carajás proposé par Pinheiro et Holdsworth (1997).
- 3.4. Photographie d'image satellite de la région de Carajás.
- 3.5. Esquisse de l'image satellite de la Fig. 3.4.
- 3.6. Carte de foliations et linéations du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant immédiat.
- 3.7. Carte de trajectoires de foliations du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant immédiat.
- 3.8a. Stéréogramme de foliations des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.
- 3.8b. Stéréogramme de linéations des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.
- 3.9. Schiste ultrabasique, mica schiste et amphibolites.
- 3.10. Carte de textures et paragenèses des roches encaissant le Complexe Granitique Estrela.
- 3.11. Photomicrographies d'amphibolite à hbl-pl à texture ignée préservée. Diagrammes chimiques des amphiboles.
- 3.12. Photomicrographies d'amphibolite à hbl-pl à texture transitionnelle. Diagrammes chimiques des amphiboles.
- 3.13. Photomicrographies d'amphibolite à cpx-hbl-pl et hbl-pl à texture granoblastique.. Diagrammes chimiques des amphiboles.
- 3.14. Carte de teneurs en Al_2O_3 des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.
- 3.15. Carte de teneurs en TiO_2 des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.
- 3.16. Carte de teneurs en FeO des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.
- 3.17. Carte de teneurs en Na_2O+K_2O des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.
- 3.18. Diagrammes chimiques montrant les substitutions des amphiboles.
- 3.19. Carte de teneurs en Anorthite des plagioclases des roches encaissantes et des enclaves.
- 3.20. Diagrammes chimiques des amphiboles.
- 3.21. Diagramme P-T.

Chapitre 4 - Caractérisation pétrographique et chimique du Complexe Granitique Estrela

- 4.1. Diagrammes QAP et Q(A+P)M des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.2. Carte de faciès du Complexe Granitique Estrela.
- 4.3. Photomicrographies des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.4. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 4.5. Diagrammes comparant XFe roche vs. XFe amphibole..
- 4.6. Diagrammes chimiques des biotites appartenant au Complexe Granitique Estrela.
- 4.7. Diagramme $T(^{\circ}C)$ vs. fO_2 montrant les champs de stabilité de l'annite, de la ferro-pargasite et de l'hédenbergite.

- 4.8. Diagrammes des Harker des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.9. Diagrammes comparant Al₂O₃ vs. Zr, Y et Rb.
- 4.10 Spectres de terres rares des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.11 Diagrammes chimiques des biotites du Complexe Granitique Estrela.
- 4.12 Diagrammes chimiques des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.13. Diagrammes chimiques des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.14 Diagrammes Nb - Y - Zr/4 des roches du Complexe Granitique Estrela.

Chapitre 5 - Évolution structurale et microstructurale du Complexe Granitique Estrela

- 5.1. Carte de foliations et linéations du Complexe Granitique Estrela.
- 5.2. Photographie montrant le relief en colline du Complexe Granitique Estrela.
- 5.3. Carte de faciès du Complexe Granitique Estrela.
- 5.4. Carte montrant la distribution des xénolites dans le Complexe Granitique Estrela.
- 5.5. Carte aéroradiométrique du Complexe Granitique Estrela.
- 5.6.
- 5.7. Carte de trajectoires de foliations du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant immédiat.
- 5.8. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 5.9. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 5.10. (a-b) Stéréogrammes des foliations et des linéations du Complexe Granitique Estrela.
- 5.11. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 5.12. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 5.13. Photomicrographies des monzogranites.
- 5.14. Photomicrographies des monzogranites.
- 5.15. Affleurements du Complexe Granitique Estrela.
- 5.16. Diagrammes de Flinn.
- 5.17. Photomicrographies montrant des simplectites, des perthites et myrmékites.
- 5.18. Schéma montrant l'évolution des perthites en flammes dans les roches du Complexe Granitique Estrela.
- 5.19. Stades de déformation du Complexe Granitique Estrela.
- 5.20. Schéma de l'histoire de déformation du Complexe Granitique Estrela.

Conclusions Générales

- 1. Colonne stratigraphique de la région de Carajás.

LISTE DE TABLEAUX

Chapitre 1 - Géologie régionale: la Sous-province Carajás

1.1. Les principales colonnes stratigraphiques proposées pour la région de Carajás.

Chapitre 2 - Caractérisation texturale, minéralogique et chimique des formations encaissantes du Complexe Granitique Estrela

- 2.1. Analyses modales (vol %) des roches de la série encaissant le Complexe Granitique Estrela.
- 2.2. Chimie minérale des amphibolites à cpx-hbl-pl.
- 2.3. Chimie minérale des amphibolites à cpx-hbl-pl..
- 2.4. Chimie minérale d'amphibolites à hbl-pl.
- 2.5. Chimie minérale d'amphibolites à hbl-pl.
- 2.6. Chimie minérale d'amphiboles de metabasites recoupées par des veines aplitiques.
- 2.7. Chimie minérale d'amphibolites à hbl-bt-pl.
- 2.8. Chimie minérale d'amphiboles appartenantes aux amphibolites à hbl-bt-pl.
- 2.9. Chimie minérale de minéraux d'amphibolite à hbl-bt-pl-grt.
- 2.10. Chimie minérale de minéraux d'amphibolite à hbl-bt-pl-chl.
- 2.11. Chimie minérale de minéraux d'amphibolite à hbl-pl-ep-chl.
- 2.12. Chimie minérale de minéraux de schistes ultrabasiques.
- 2.13. Chimie minérale de minéraux de métapélites.
- 2.14. Chimie minérale des roches calco-silicatées.
- 2.15. Chimie minérale d'amphiboles remplissant des veines.
- 2.16. Chimie minérale des metabasites.
- 2.17. Comparaison des données chimiques des metabasites.

Chapitre 3 - Évolution structurale et métamorphique des formations encaissantes du Complexe Granitique Estrela

- 3.1. Sommaire des textures et des compositions des minéraux des roches encaissant le Complexe Granitique Estrela
- 3.2. Données utilisées pour le calcul des pressions par le baromètre amphibole-chlorite.
- 3.3. Données utilisées pour le calcul des pressions par le thermomètre amphibole-grenat.
- 3.4. Données utilisées pour le calcul des pressions par le thermomètre biotite-grenat.
- 3.5. Comparaison de la géologie des domaines de Curionópolis et de Salobo.
- 3.6. Comparaison de l'évolution des domaines de Salobo et de l'encaissant du Complexe Granitique Estrela.

Chapitre 4 - Caractérisation pétrographique et chimique du Complexe Granitique Estrela

- 4.1. Analyses modales (%) des roches du Complexe Granitique Estrela
- 4.2. Chimie minérale de monzogranite à hbl.
- 4.3. Chimie minérale de monzogranite à hbl - cpx.
- 4.4. Chimie minérale des monzogranites à hbl - bt.
- 4.5. Chimie minérale des monzogranites à hbl - bt.
- 4.6. Chimie minérale des monzogranites à bt.-hbl
- 4.7. Chimie minérale de monzogranites à bt.

- 4.8. Chimie minérale de granodiorite à hbl.
- 4.9. Chimie minérale de tonalite à hbl-bt.
- 4.10. Chimie minérale de syénogranite à hbl-bt.
- 4.11. Chimie minérale de monzogranite à bt - faciès fin.
- 4.12. Chimie minérale de pegmatite à hbl.granodiorite à hbl.
- 4.13. Données thermométriques du Complexe Granitique Estrela.
- 4.14. Données barométriques du Complexe Granitique Estrela.
- 4.15. Chimie minérale - éléments majeurs en pds%, traces en ppm - des roches du Complexe Granitique Estrela.
- 4.16. Données chimiques des granites archéens de tendance alcaline.

Chapitre 5 - Évolution structurale et microstructurale du Complexe Granitique Estrela

- 5.1. Sommaire des textures des roches du Complexe Granitique Estrela.

REMERCIEMENTS

Je voudrais avant tout demander des excuses aux personnes éventuellement oubliées dans ma liste de remerciements, puisque elles ont été nombreuses à m'aider pendant ce long chemin.

Initialement je remercie beaucoup le Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pour m'avoir concédé une bourse avec laquelle nous avons vécu dignement en France. Je dis merci au CNPq pour m'avoir offert la possibilité de la très riche expérience qui est celle de vivre à l'étranger surtout en France, un pays si beau et si intéressant.

Je remercie l'Université Henri Poincaré - Nancy 1 pour m'avoir accepté dans le doctorat et le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG-CNRS) pour m'avoir accueilli et offert toutes les conditions pour la réalisation de mon travail. Je voudrais remercier ces deux institutions pour les sources financières offertes lors des mes missions sur le terrain.

Je voudrais remercier l'Universidade Federal do Pará et son Centre de Géosciences pour avoir mis à ma disposition toutes les conditions logistiques nécessaires pour la réalisation de mon travail de terrain.

Je remercie Pierre Barbey et Anne-Marie Boullier pour m'avoir accueilli au CRPG et pour l'orientation toujours très efficace. Je remercie en particulier Pierre Barbey pour m'avoir conduit, avec sa compétence et son esprit ouvert, dans un chemin de clarté, de sécurité et de liberté (trois mots qui devront continuer à me suivre dans ma carrière).

Je voudrais remercier les rapporteurs et les examinateurs (Mme. A-M Boullier, Mme. N. Le Breton, M. P. Barbey, M. M. Cuney, M.R. Dall'Agnol, M. P. Ledru) pour la gentillesse d'avoir accepté de participer à mon jury.

Je remercie Deborah pour m'avoir beaucoup aidé dans ma croissance personnelle pendant ces dernières années. Je te remercie pour être avec moi et pour ton courage et ton énergie de vivre.

Je remercie Roberto Dall'Agnol pour m'avoir montré les premiers pas du monde des granites et pour m'avoir ouvert les portes de la belle géologie de Carajás. Sans sa très présente collaboration mon travail aurait été rendu énormément plus difficile.

A Roberto Vizeu Pinheiro (Conexão Tigre) je dois remercier pour l'amitié agrandie pendant ces dernières années. Les discussions "électroniques", presque quotidiennes, sur la géologie de Carajás ont été très précieuses et m'ont beaucoup aidé à comprendre les mystères géologiques de cette région.

Beaucoup d'idées de ce travail sont venues des données d'analyses de minéraux. Je garderai le souvenir de la gentillesse de M. Jean Marie Claude lors des séances de microsonde. Je remercie aussi toute l'équipe du service d'analyse de minéraux de l'Université Henri Poincaré.

Je remercie José Pons pour m'avoir accueilli à l'Université d'Orléans pendant quelques journées et pour les très précieuses discussions et suggestions. Les suggestions faites par M. Angel Fernandez, que je remercie, ont été également très importantes.

Je remercie mes parents, mes frères et toute ma famille pour le support toujours présent dans mon chemin.

Je voudrais remercier beaucoup à notre marraine Cristina Pinto Coelho pour l'amitié et pour le soutien toujours encourageant.

Je remercie beaucoup M. Champenois pour m'avoir appris à travailler sur l'analyseur d'image et pour les suggestions et discussions sur l'analyse de la déformation.

Je ne peut pas oublier de remercier de l'enorme patience et de la grande gentillesse dont Annie Jeannot et Chantal Lehmann ont eu envers moi ont pendant mon séjour au CRPG.

La très bonne qualité de lames minces faites au CRPG ont facilité énormément la quête du métamorphisme caché. Je tien à remercier fort les messieurs Lucien Sandrin et Robert Lehmann

Je voudrais remercier M. J.P. Blanchard, C. Français et B. Porcu pour leur gentillesse et pour leur collaboration.

Sans l'aide toujours disponible de J. Jabbori et H. Ait Malek je n'aurait pas pu m'introduire si rapidement dans le monde Macintosh. Je leur dis merci aussi pour l'échange culturel très enrichissant qui a fait orienter mes regards vers le monde Arabe.

Je remercie L. Aillières, B. Gérard, C. Le Carlier de Veslud, J. Sterpenich pour la gentillesse, l'amitié et pour les innombrables récupérations de disquettes cassées. Je remercie aussi C. Mahé pour les innombrables références bibliographies sur la mise en place de granites.

Merci également à Michel et Véronique Dubois pour la gentillesse et pour quelques leçons d'orthographe.

Comme ce travail est la poursuite de ma thèse de "mestrado" je tiens mes remerciements aux personnes qui m'y ont accompagné premièrement sur le terrain (J.W. Ribeiro et N.P. Teixeira) ainsi qu'aux chauffeurs (W. Pompeu et W. Neves) qui m'ont conduit sur les petites routes amazoniennes.

Mes remerciements s'adressent aussi M. J Letierrier pour les mots toujours encourageants.

Je remercie à A. Leite et R. Silva Jr. pour les grands faveurs lors de ma mission de terrain au Brésil l'année de 1995.

Je remercie tout le personnel du CRPG et du Centre de Géosciences de l'Universidade Federal do Pará.

L'hospitalité de Fernando, Ana Maria e Carolina Althoff a été très importante dans mes premiers jours en France.

Je dis merci à Dominique Rakotomanana et Dereje Ayaleh pour l'amitié et pour les discussions afro-brésiliennes.

A Mme. Danielle Bernadini qui m'a soigneusement remit mes jenous à nouveaux à leur place et mon corps dans mon âme, je dis un grand merci beaucoup.



RESUME

La Province Métallifère de Carajás, située au Sud-est du craton Amazonien, renferme une extensive séquence métavolcano-sédimentaire d'âge archéen (~2.76 Ga) recoupée par des granites fini-archéens (~2.57 Ga). Nous avons caractérisé pétrologiquement et structuralement le Complexe Granitique Estrela et son encaissant métavolcano-sédimentaire immédiat.

La séquence métavolcano-sédimentaire est constituée essentiellement de metabasites auxquelles sont subordonnées des ultrabasites, formations ferrifères, quartzites, métapélites et roches calco-silicatées. Les metabasites présentent la signature chimique des tholéiites riches en fer. Cette association lithologique est comparable aux ceintures de roches vertes archéennes.

L'évolution métamorphique de cette séquence comprend trois phases. La première phase (M_0) correspond à des transformations hydrothermales de faciès schiste-vert ou plus bas, sans destruction des textures magmatiques initiales. La phase M_1 se traduit par des transformations minéralogiques de faciès schiste-vert et le développement d'une schistosité ~EW localisée. La phase M_2 est liée à l'auréole de contact du Complexe Granitique Estrela. Trois domaines de métamorphisme croissant ont été reconnus: auréole externe (450-550°C), auréole interne (550-650°C) et zone d'enclaves (650-750°C). Les roches de l'auréole interne montrent une fabrique forte à l'opposé des enclaves présentant une texture granoblastique. L'ubiquité des veines à amphibole est attribuée à la phase M_2 . Différents critères indiquent que l'auréole de contact s'est formée sous des conditions de basse pression (< 4.5 kbar) et de basse fugacité d'oxygène.

Le Complexe Granitique Estrela a une forme grossièrement elliptique allongée selon la direction E-W. Cependant, les structures et la répartition spatiale des types pétrographiques montrent que le massif est constitué de plusieurs plutons. Les monzogranites sont prédominants (parmi lesquels plusieurs faciès ont été distingués en fonction des proportions de minéraux mafiques) sur des syénogranites, granodiorites et tonalites. Ces roches ont une signature subcalcaire avec des rapports FeO^*/MgO et Ga/Al et des teneurs en Zr, Ce, Nb, Y et terres rares (Eu excepté) élevés. Deux groupes contrastés sont identifiés: l'un métalumineux (roches riches en hornblende) et l'autre faiblement peralumineux (roches riches en biotite). Les caractéristiques chimiques sont celles des granites de type A post-archéens. Les conditions de mise en place sont estimées à: $P \leq 4.5$ kbar, $T = 750-850^\circ C$, basse fugacité d'oxygène (avec oxydation au cours de la consolidation).

Deux surfaces principales ont été reconnues dans les plutons constitutifs du Complexe Granitique Estrela. Une première surface (S_0), subhorizontale au centre et subverticale en périphérie est marquée par un rubanement et une fabrique. Une seconde surface (S_1) marquée par un rubanement et/ou une schistosité subverticaux reprend la surface initiale. S_1 est associée à des plis dont les axes sont proches de EW (sauf dans la partie NE) mais dont le plongement est variable (horizontal à vertical). Des zones mylonitiques (S_{1m}) se développent postérieurement. S_0 est considérée comme liée au premiers stades de la mise en place des plutons, S_1 est interprétée comme résultant d'une interférence entre la mise en place et un contexte régional compressif NS, au moment de la consolidation et S_{1m} correspond à la création de zones d'instabilité mécanique en fin de consolidation du massif.

La présence plus à l'Ouest de granites semblables (Old Salobo) par leur âge (2.57 Ga), leur chimisme (granites de type A) et l'évolution métamorphique de leur encaissant (BP, HT), suggère que cet épisode magmatique n'est pas localisé mais qu'il a une extension régionale. Ceci semble d'autant plus réel que les régions de Carajás et de Rio Maria ont subi une reprise des systèmes isotopiques Rb-Sr et K-Ar à la même époque. Enfin, cette similitude pétrographique, chimique, géochronologique et métamorphique entre le domaine Estrela et le domaine Old Salobo permet de considérer que les différentes séquences volcano-sédimentaires (Salobo, Pojuca, Grão Para et Rio Novo) appartiennent à une seule et même unité.

Mots-clés: Carajás; "greenstone-belts"; Archéen; métamorphisme thermique; Complexe Granitique Estrela; granites de type A; granites syntectoniques.

ABSTRACT

The Carajás Mining Province, southeastern of the Amazonian craton, is composed of a widespread Archean metavolcano-sedimentary sequence (~2.76 Ga). Late-Archean granites (~2.57 Ga) crosscut these supracrustal sequences.

The metavolcano-sedimentary sequence is mainly composed of metabasites and subordinate ultrabasic schists, ironstones, quartzites, metapelites and calc-silicate rocks. Metabasites present an iron-rich tholeiitic signature. This lithological association is comparable to those from the Archean greenstone belts.

Three metamorphic phases can be distinguished in the metavolcano-sedimentary sequence. The first phase (M_0) corresponds to the transformations of greenschist facies or lower. The igneous textures are preserved. The second phase (M_1) displays mineralogical transformations of greenschist facies and by the development of a local ~E-W schistosity. The third phase (M_2) is associated to the contact aureole around the Estrela Granite Complex. Three domains of progressive metamorphism are identified: an external aureole (450-550°C), an internal aureole (550-650°C) and a zone of enclaves (650-750°C). Internal aureole rocks show a strong fabric whereas the rocks from the zone of enclaves have granoblastic textures. The widespread amphibole-bearing veins in the metabasites are related to the M_2 phase. Several criteria indicate the contact aureole have been formed under low pressure (< 4.5 kbar) and low oxygen fugacity.

The Estrela Granite Complex has a broad elliptical shape oriented in the E-W direction. Internal structures and the spatial distribution of the petrographic facies show that the massif is composed of several plutons. Monzogranites predominate over syenogranites, granodiorites and tonalites. Among the monzogranites one can distinguish several petrographic types in the basis of the mafic mineral proportion. These rocks have a subalkaline signature, high FeO^*/MgO and Ga/Al ratios as well as elevated Zr, Ce, Nb, Y and earth-rare elements (excepted Eu) concentrations. Two groups of rocks are identified: a metaluminous one (hornblende-rich rocks) and a peraluminous one (biotite-rich rocks). These characteristics are similar to those from the Post-Archean A-type granites. The emplacement conditions are estimated as: $P < 4.5$ kbar, $T = 750-850^\circ C$ and low oxygen fugacity (with oxygen fugacity increasing during the consolidation).

Two main surfaces are described in the Estrela Granite Complex. The first one (S_0) is outlined by an igneous layering and by a mineral fabric. The S_0 foliation is flat in the central parts of the massif and subvertical in its peripheral zones. The second surface (S_1) is marked by a subvertical igneous layering and/or foliation. S_1 is associated to folds of ~EW axes. The dipping of these folds is variable. Late mylonitic zones (S_{1m}) are observed. S_0 has been formed in the initial emplacement stages of the plutons. S_1 is interpreted as the result of the interference between emplacement and N-S compressional constraints during the consolidation of the massif. S_{1m} corresponds to the formation of mechanical instabilities at the late stages of massif consolidation.

The presence westwards of granites (Old Salobo) showing similar ages (2.57 Ga), chemical signature (A-type granites) and metamorphic history (high temperature and low pressure) of their host rocks suggests that this granite magmatism has a regional extension. Opening of the Rb-Sr and K-Ar isotopic systems near 2.5 Ga in Carajás region is very probably related to this Late-Archean magmatism. The petrographic, chemical, geochronological and metamorphic data of the Old Salobo and Estrela domains suggest that the different volcano-sedimentary sequences (Salobo, Pojuca, Grão-Pará and Rio Novo) belong to the same lithostratigraphic unity.

Keywords: Carajás; greenstone-belts; Archean; contact metamorphism; Estrela Granite Complex; A-type granites; syntectonic granites.

RESUMO

A Província Mineral de Carajás, situada na parte sudeste do Cráton Amazônico, abriga uma extensa sequência metavulcano-sedimentar de idade arqueana (~ 2.76 Ga) que é cortada por granitos tardi-arqueanos.

A sequência metavulcano-sedimentar é constituída essencialmente de rochas metabásicas às quais são subordinados xistos ultrabásicos, formações ferríferas, quartzitos, metapelitos e rochas calco-silicáticas. As rochas metabásicas apresentam uma assinatura química comparável àquela dos tholeítos ricos em ferro. Esta associação litológica é comparável às descritas em "greenstone belts" arqueanos.

A evolução metamórfica desta sequência compreende três fases: a primeira (M_0) corresponde às transformações hidrotermais de fácies xisto verde ou de condições mais suaves, sem destruição das texturas ígneas iniciais. A fase M_1 é traduzida por transformações mineralógicas de fácies xisto verde e pelo desenvolvimento de uma xistosidade localizada de direção ~E-W. A fase M_2 se associa à auréola de contato do Complexo Granítico Estrela. Três domínios de metamorfismo progressivo foram reconhecidos: auréola externa (450-550°C), auréola interna (550-650°C) e zona de enclaves (650-750°C). As rochas da auréola interna mostram uma trama forte, diferente das rochas da zona de enclaves que apresentam uma textura granoblástica. A grande ocorrência de veios de anfibólio é atribuída à fase M_2 . Diferentes critérios indicam que a auréola de contato se formou sob condições de baixa pressão (< 4.5 MPa) e de baixa fugacidade de oxigênio.

O Complexo Granítico Estrela tem uma forma grosseiramente elíptica e alongada na direção E-W. As estruturas e a distribuição espacial das fácies petrográficas mostram que o maciço é constituído de vários plútons. Os monzogranitos predominam sobre os tonalitos, granodioritos e sienogranitos. Dentre os monzogranitos, diferentes tipos petrográficos foram distinguidos em função da proporção dos minerais máficos. Estas rochas apresentam uma assinatura subcalina, altas razões FeO^*/MgO e Ga/Al e teores elevados de Zr, Ce, Nb, Y e terras raras (exceto Eu). Dois grandes grupos foram distinguidos: um metaluminoso (rochas ricas em hornblenda) e outro fracamente peraluminoso (rochas ricas em biotita). Estas características químicas são comparáveis àquelas dos granitos do tipo A pós-arqueanos. As condições de colocação são as seguintes: $P < 4.5$ MPa, $T = 750-850^\circ C$, baixa fugacidade de oxigênio (com oxidação ao longo da consolidação).

Duas superfícies principais foram reconhecidas nos plútons que constituem o Complexo Granítico Estrela. A primeira (S_0), subhorizontal no centro e subvertical na periferia é marcada por um bandamento ígneo e por uma trama de intensidade moderada. A segunda (S_1) é definida por uma xistosidade de plano axial e por um bandamento ígneo secundário. S_1 é associada a dobras de eixos próximos de E-W (exceto na parte norte do complexo) e de mergulhos variáveis (horizontal a vertical). Zonas miloníticas (S_{1m}) se desenvolveram posteriormente à formação destas superfícies. S_0 é considerada como sendo ligada aos primeiros estágios de colocação dos plútons enquanto que S_1 é interpretada como o resultado da interferência entre os esforços de colocação e os esforços compressivos regionais de direção N-S no momento da consolidação. As zonas miloníticas traduzem a formação de zonas de instabilidade mecânica no final da consolidação do Complexo Granítico Estrela.

A presença mais a oeste de granitos (Old Salobo) similares geoquimicamente (granitos do tipo A), geocronologicamente (2.57 Ga), e estruturalmente (colocação sintectônica e evolução tectono-metamórfica de suas rochas encaixantes), sugere que este episódio magmático não seja localizado, mas que ele tenha uma extensão regional. O aquecimento ligado à colocação dos granitos foi, muito provavelmente, responsável pela reabertura dos sistemas isotópicos Rb-Sr et K-Ar. Estas semelhanças petrográficas, geoquímicas, geocronológicas e metamórficas entre os domínios Estrela e Old Salobo permitem considerar que as sequências vulcano-sedimentares (Salobo, Pojuca, Grão-Pará e Rio Novo) pertencem a uma mesma unidade litoestratigráfica.

Palavras-chave: Carajás; "greenstone-belts"; arqueano; metamorfismo de contato; Complexo Granítico Estrela; granito tipo A; granito sintectônico.



Introduction Générale

1- But du travail

L'étude de ce massif avait été amorcée lors d'un mémoire de "mestrado" que j'avais réalisé en 1991 sous la direction de R. Dall'Agnol. Dans cette étude nous avons montré que l'ensemble antérieurement considéré comme gneissique et nommé "Gneiss Estrela", correspondait en fait à un complexe granitique. Une caractérisation pétrographique et chimique préliminaire avait été entreprise. Il était donc nécessaire de reprendre l'ensemble de ce massif dans une optique nouvelle. Le but initial de cette thèse était donc de caractériser les mécanismes de mise en place du Complexe Granitique Estrela et d'en étudier l'évolution pétrologique. Néanmoins, au cours des travaux de terrain, nous nous sommes rendu compte qu'il était fondamental de comprendre la nature et l'évolution métamorphique des formations métavolcano-sédimentaires encaissant le complexe granitique. Ceci nous a conduit à travailler sur un terrain de taille considérable (48x35km), à adapter notre approche et à répartir nos efforts entre l'étude du granite et celle de son encaissant métavolcano-sédimentaire. Ceci est donc à la fois un travail de reconnaissance et d'approfondissement. Ceci est un approche essentiellement fondamental avec peu d'application immédiate en particulier à la métallogénie. Cependant, cette caractérisation est un passage obligé pour comprendre la métalogenèse de la région de Carajás. Contenu de l'importance du travail de caractérisation nous n'avons pas eu le temps matériel d'aborder les problèmes de métalogenèse. Nous n'aborderons pas les problèmes de la géologie, celle-ci est maintenant bien connue et disponible dans différents ouvrages (Condie, 1994; Nesbit, 1987; Windley, 1984)

Nous disposons de cartes géologiques préliminaires et d'une quantité importante de lames minces dans la partie centre-est du secteur étudié (massif et son encaissant). Ce matériel a été acquis lors des travaux de cartographie réalisés par les étudiants du Cours de Géologie de l'Université Fédérale de l'Etat de Pará (discipline "Estágio de Campo III" - 1988).

2- Partenaires et support financier

Ce travail est réalisé dans le cadre d'une coopération binationale comprenant une partie brésilienne et une partie française. Le côté brésilien est représenté d'une part par le Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), l'un des organismes d'Etat

responsables pour les affaires scientifiques et, d'autre part, par le Centre de Géosciences de l'Université Fédérale de l'Etat de Pará. Le côté français est représenté par l'Université Henri Poincaré (Nancy I) et par le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Centre National de la Recherche Scientifique).

Le "Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq" m'a fourni les billets aller-retour et m'a concédé une bourse. Le Centre de Géosciences de l'Université de l'Etat de Pará a pris en charge les frais de séjour des chercheurs pendant les travaux de terrain. L'Université Henri Poincaré (Nancy I) et le Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) ont pris en charge les billets d'avion relatifs aux missions sur le terrain et les dépenses d'analyses chimiques (minéraux et roches) sans lesquelles ce travail n'aurait pas été possible.

3- Localisation, conditions d'accès et de travail sur le terrain

Le Complexe Granitique Estrela se situe dans la partie sud-est du craton Amazonien, plus précisément dans la Province Métallifère de Carajás, à l'Est de la "Serra" éponyme (Fig. 1). La principale voie d'accès est une route à peine goudronnée (PA-275) qui relie la ville de Marabá à la Serra dos Carajás. Cette route traverse d'Est en Ouest la portion nord de l'aire étudiée à la hauteur des kilomètres 30 (village de Curionópolis) et 60 (village de Parauapebas). Quelques routes non goudronnées sortant de l'axe principal (PA-275) constituent les voies d'accès nord-sud secondaires.

En raison des conditions climatiques amazoniennes, les travaux de terrain sont limités à la saison non pluvieuse (mai - octobre). Pendant cette saison les températures minimales et maximales varient de 25°C à 35°C, respectivement.

La présence d'un relief faible à modérément ondulé crée de bonnes conditions d'exposition exprimées par une quantité considérable d'affleurements, surtout sur les domaines déboisés. Cependant, ce sont des affleurements discontinus, dispersés et en dos de baleines. La découverte des affleurements nécessite donc un travail important de recherche, l'échantillonnage n'est pas toujours très facile et la troisième dimension n'est pas toujours très facilement appréhendable. En outre, compte tenu du réseau routier très réduit et de la couverture forestière importante, l'accès à certains endroits n'a pas été possible (partie nord-ouest du massif granitique).

Dans la deuxième moitié des années soixante-dix la région de Carajás est devenu un pôle de colonisation, motivé au départ par l'exploitation du bois et postérieurement par l'élevage de bovins. L'opposition entre les immenses fermes et les agriculteurs "sans-terre" a fait que cette région soit devenue querelleuse. Je profite de l'occasion pour manifester ma solidarité avec ces agriculteurs sans-terre et dénoncer les actes meurtriers successifs contre eux. A cela s'ajoute le développement des recherches et les activités minières qui entrent également en conflit avec

les intérêts des grands propriétaires terriens. Cette situation explosive a rendu l'accès au terrain parfois assez compliqué.

Pour terminer, signalons que la totalité du temps consacré aux levés de terrain est inférieure à 2 mois, pour le mestrado et pour la thèse de doctorat. Deux missions ont été réalisées dans le cadre du doctorat en octobre 1993 et octobre 1995. Les données cartographiques présentées dans ce mémoire doivent donc être considérées comme un dégrossissage.

4- Méthodologie et nomenclature

Travaux de terrain - description des affleurements, échantillonnage et obtention de mesures de structures planaires et linéaires, cartographie. Ces données ont été complétées par l'interprétation d'image de satellite (radar) aimablement mises à ma disposition par R. Vizeu Pinheiro et de levés aéroradiométriques (Andrade, 1991).

Etude pétrographique - description des lames minces au microscope optique, caractérisation des textures, analyses modales, cartographie des faciès pétrographiques. Les analyses modales présentées ont été faites soit sur un compteur de points Swift (1500 points), soit sur un analyseur interactif d'images (~4000 points) (Lapique et al., 1988). Comme la majorité des roches sont orientées, le comptage a été réalisé selon une direction perpendiculaire à la fabrique planaire.

Les teneurs en Anorthite des plagioclases ont été obtenues, soit à partir d'analyses chimiques à la microsonde, soit au microscope (sections normales à [100]), selon la méthode décrite par Roubault (1963). Sur quelques exemples nous avons fait la comparaison entre les teneurs obtenues par les deux méthodes et nous avons constaté des valeurs très similaires.

Analyses chimiques sur roche totale - Les analyses chimiques d'éléments majeurs et traces ont été faites au Service d'Analyse de Roches et Minéraux du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG). Les éléments majeurs, mineurs et Sc ont été analysés par ICP-AES tandis que les concentrations en autres éléments traces ont été déterminées par ICP-MS. Une vingtaine d'analyses de roches (éléments majeurs, Rb, Sr, Zr, Nb, Y) a été faite aux laboratoires du Centre de Géosciences de l'Université Fédéral de l'Etat de Pará selon une méthodologie décrite par Barros et al. (1997). Les deux ensembles d'analyses ont été contrôlés avec des géostandarts internationaux. Les limites de détection des analyses faites au CRPG sont fournies dans les annexes.

Analyses chimiques des minéraux - Les analyses chimiques de minéraux (microsonde et microscope électronique à balayage) ont été effectuées au Service de Microanalyse de l'Université Henri Poincaré. Les conditions d'analyse à la microsonde ont été les suivantes: courant 10A; voltage 15kV; temps de comptage: 10s; . Les tableaux avec les compositions des minéraux dans les chapitres 2 et 4 montrent les analyses les plus représentatives, la totalité des analyses se trouvant en annexe.

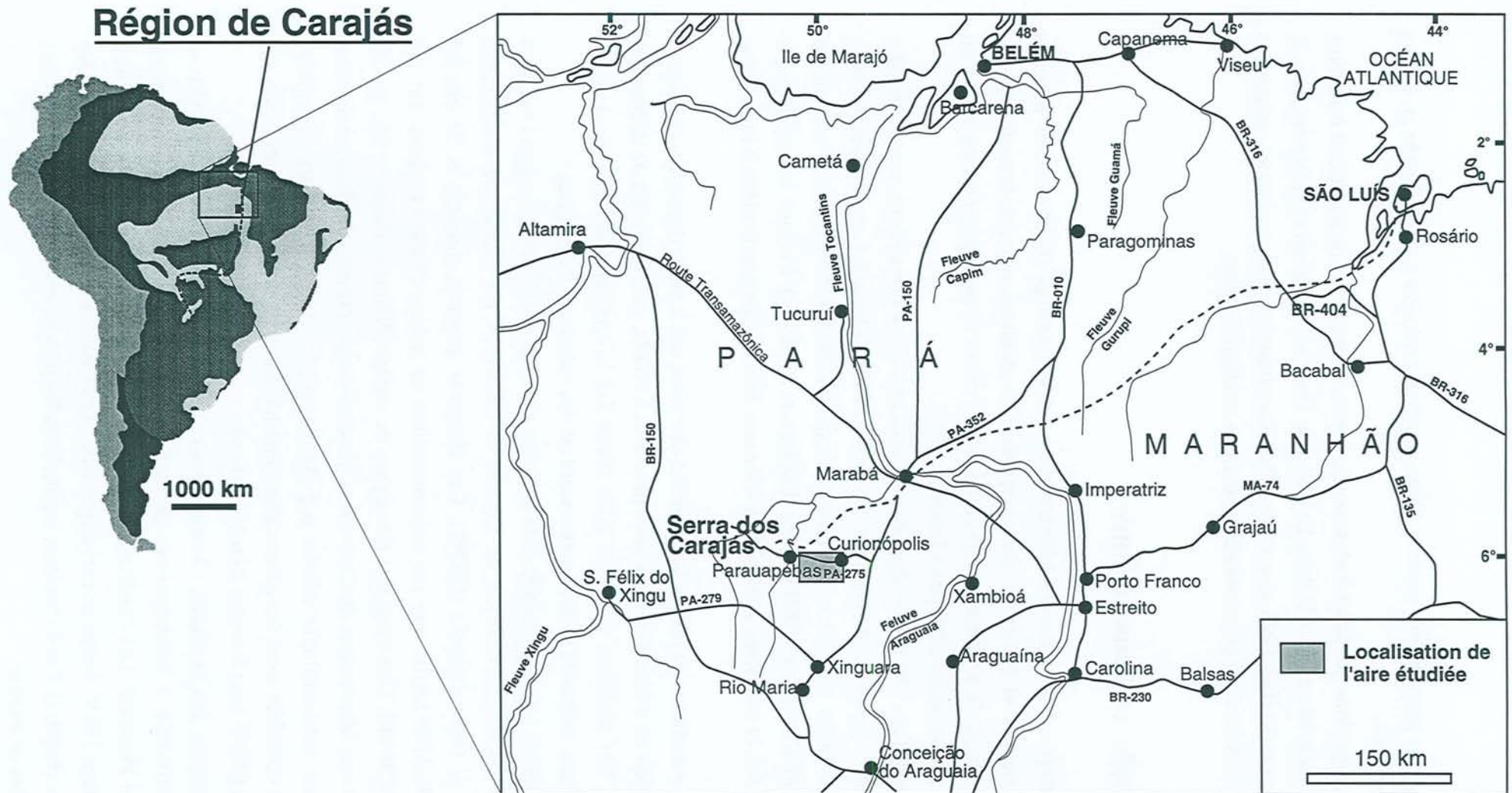


Figure 1 - Carte de localisation et d'accès de l'aire étudiée.

Analyse de la déformation - Pour l'acquisition des données d'analyse de la déformation des roches du Complexe Granitique Estrela, on a utilisé l'analyseur interactif d'images selon la méthode de Lapique et al. (1988).

Nomenclature - Nous avons suivi autant que possible les nomenclatures courantes: celle de Bard (1994) et Passchier et Trouw (1996) pour les textures; celle de Leake (1978), modifiée par Hawthorne (1981) pour les amphiboles; celle de Morimoto (1988) pour les clinopyroxènes et celle de Streckeisen (1976) pour les roches plutoniques. Pour décrire les différents types de plis on a adopté les classifications de Mattauer (1973) et de Ramsay et Huber (1987).

Complexe Granitique Estrela - Nous avons pris le parti d'utiliser le terme "Complexe Granitique Estrela" pour les granites sujets de ce mémoire dans le but (i) de faire ressortir le caractère composite de cette unité, (ii) d'éliminer tous les termes anciens inadéquats (cf. gneiss Estrela) ou susceptibles de confusion avec des interprétations antérieures erronées (granitoïdes protérozoïques). Cette appellation est en accord avec le Code Brésilien de Nomenclature Stratigraphique (Petri et al., 1986).

5- Plan de la thèse

Ce mémoire est divisé en 5 chapitres suivis d'une conclusion générale. La répartition en est la suivante:

(i) Le chapitre 1 est consacré à la présentation de la géologie régionale et à la discussion des travaux antérieurs. L'accent est mis sur l'existence de lacunes dans la connaissance de la lithostratigraphie, de problèmes quant aux modèles tectoniques, et d'une sous-estimation de l'importance des granites alcalins fini-archéens dans l'évolution structurale et métamorphique de la région de Carajás.

(ii) Les chapitre 2 et 3 sont consacrés à la caractérisation pétrographique chimique et structurale des formations volcano-sédimentaires encaissant le Complexe Granitique Estrela, dans le but de comprendre les conditions de mise en place du massif granitique. L'évolution des textures et des assemblages minéralogiques vers le massif granitique témoignent d'un métamorphisme de contact et d'une déformation associée. Il ressort que cette déformation ne résulte pas simplement de l'effet de la mise en place du complexe granitique mais correspond bien à une tectonique régionale.

(iii) Les chapitres 4 et 5 sont consacrés à la caractérisation pétrographique, chimique et structurale des formations granitiques du Complexe Estrela. Ceci nous a conduit à reconstituer la nature composite de ce complexe ainsi que son architecture, comprenant non seulement différents faciès pétrographiques mais également plusieurs plutons; le caractère syntectonique de la mise en place de ces granites; leurs conditions de mise en place, les mécanismes de la déformation et leur nature alcaline.

(iv) Une conclusion générale synthétise les données acquises et replace l'évolution du Complexe Granitique Estrela dans la géologie de la province métallifère de Carajás.

Si les descriptions des lithologies présentées dans les chapitres 2 et 4 peuvent paraître très longues et de lecture fastidieuse, il nous a semblé important de donner une description aussi complète que possible des faciès pétrographiques dans la mesure où cela n'avait jamais été réalisé. Néanmoins, un lecteur "pressé" pourra se reporter directement aux discussions-conclusions où est présenté un sommaire des données du chapitre.

Chapitre 1

Chapitre 1 —

Géologie Régionale: la Sous-Province Carajás

Ce chapitre synthétise les données disponibles sur la Sous-Province de Carajás. Les principales formations volcano-sédimentaires et plutoniques sont passées en revue. Le lecteur non intéressé par la géologie régionale trouvera en fin de ce chapitre un sommaire des principaux acquis et une discussion des problèmes en suspens.

1.1- Introduction

1.1.1- Les grandes subdivisions du continent sud-américain

Dans une première division des grandes unités de l'Amérique du Sud, Almeida et al. (1981) ont distingué (Fig. 1.1a): la plate-forme sud-américaine, la plate-forme patagonienne et la chaîne andine. La plate-forme sud-américaine a presque la même dimension que le territoire brésilien et comprend le socle précambrien et la couverture sédimentaire phanérozoïque. Le socle est constitué du bouclier des Guyanes, du bouclier Central du Brésil et du bouclier Atlantique. Le bouclier Central du Brésil est formé par les provinces de Tapajós et de Tocantins (Almeida et al., 1981).

1.1.2- Le craton Amazonien

Le craton Amazonien comprend une grande partie du continent sud-américain, cratonisée dès le Protérozoïque Inférieur (Hasui et Almeida, 1985) ou dès le Protérozoïque Moyen (Cordani et al., 1979). Il s'est comporté comme un socle par rapport à la ceinture Paraguai-Araguaia (Province Tocantins) datée du Protérozoïque Supérieur, et par rapport aux bassins sédimentaires phanérozoïques Amazonas, Parnaíba et Paraná (Almeida et al. op cit.; Amaral, 1984).

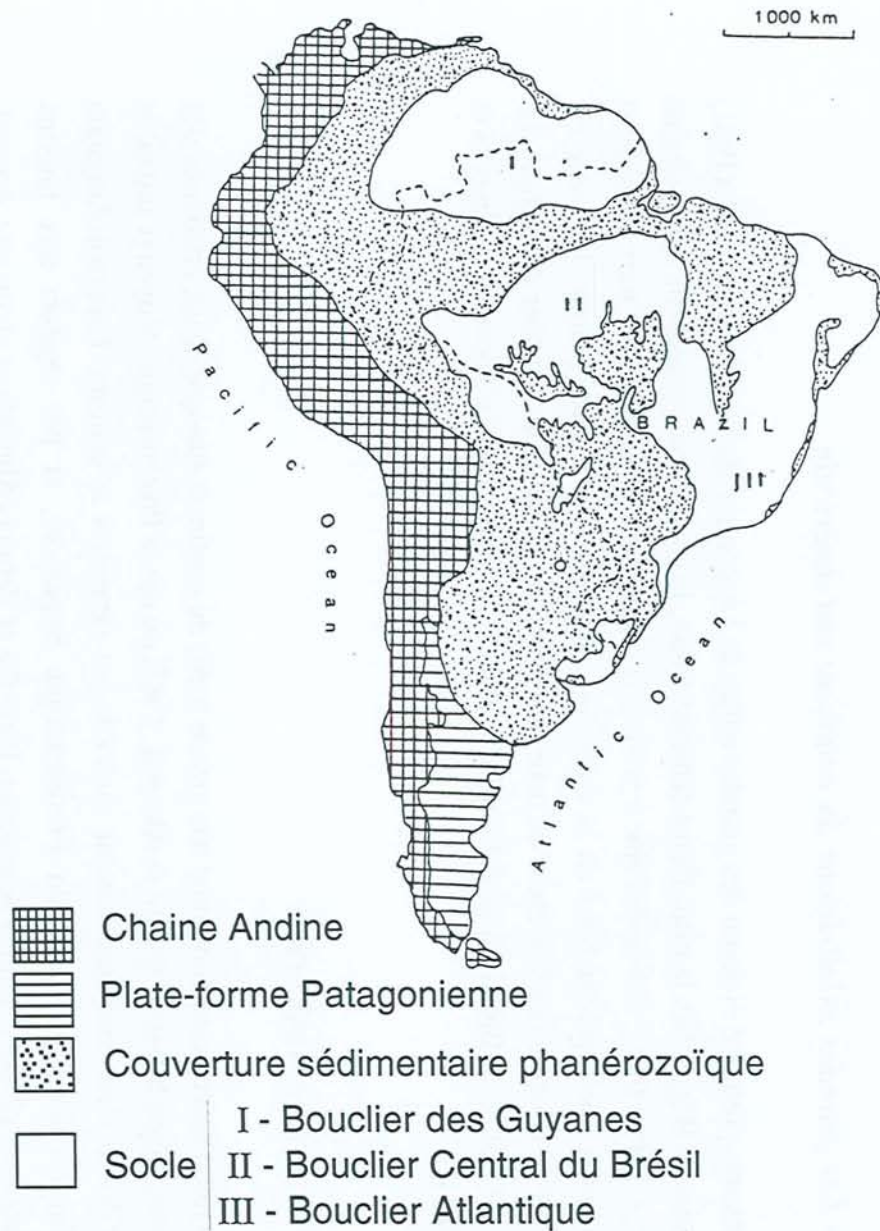


Figure. 1.1a - Les grandes subdivisions du continent sud-américain (Almeida et al., 1981).

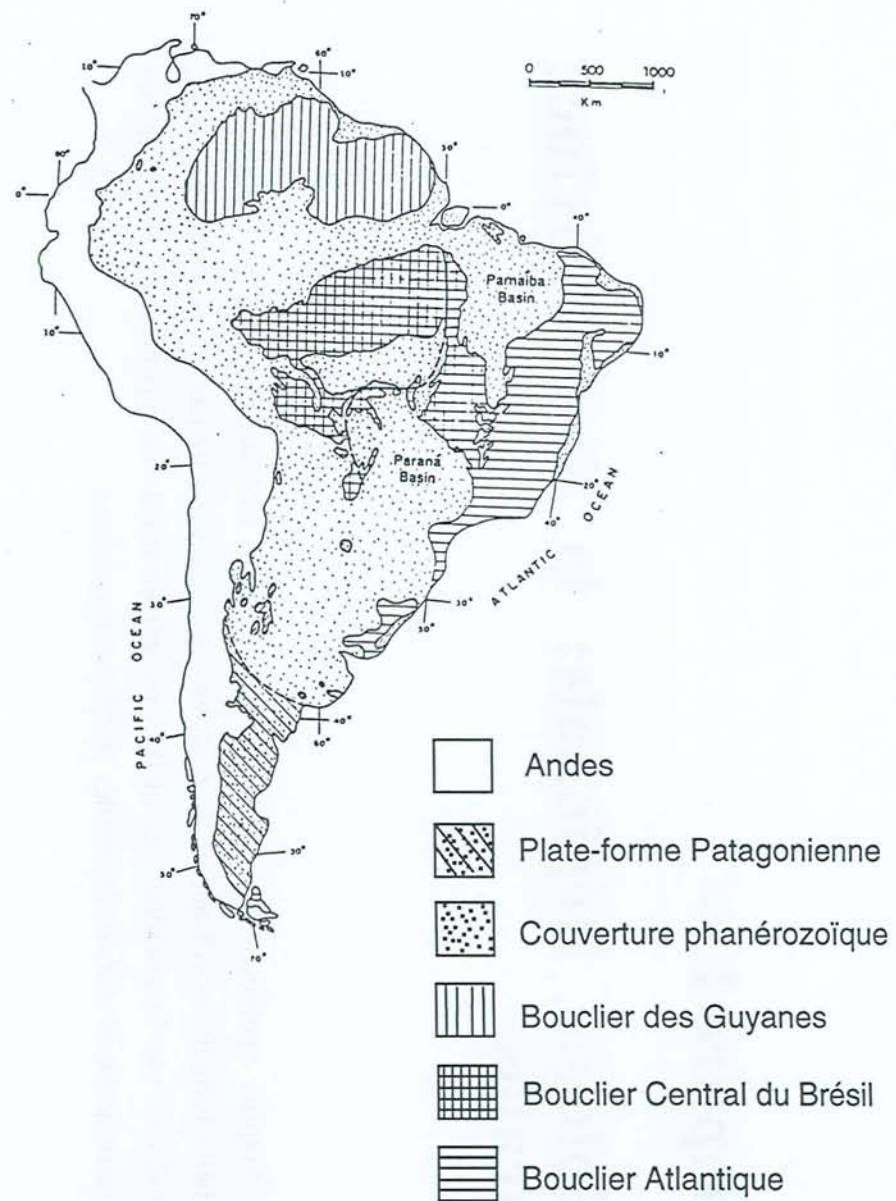


Figure. 1.1b - Les grandes subdivisions du continent sud-américain (Hasui et Almeida, 1985).

Le craton Amazonien a été subdivisé en deux domaines localisés au Sud et au Nord de la synéclyse de l'Amazone (Fig. 1.1b). Le domaine nord, dans le territoire brésilien a reçu de nom de bouclier des Guyanes ou Province Rio Branco (Almeida et al., 1981). Le domaine sud a été nommé Province Tapajós (Almeida et al. op cit.) ou bouclier Guaporé (Montalvão, 1976; Issler, 1977).

Trois modèles différents ont été proposés dans le cadre de l'évolution tectonique du craton Amazonien. Nous les présentons ci-dessous de façon succincte.

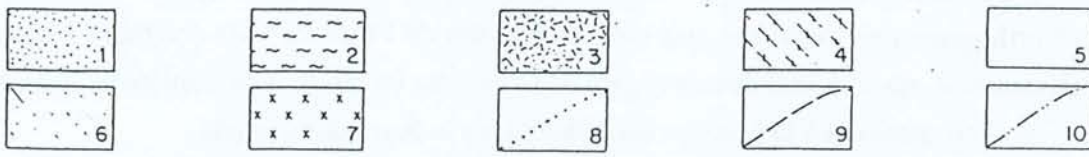
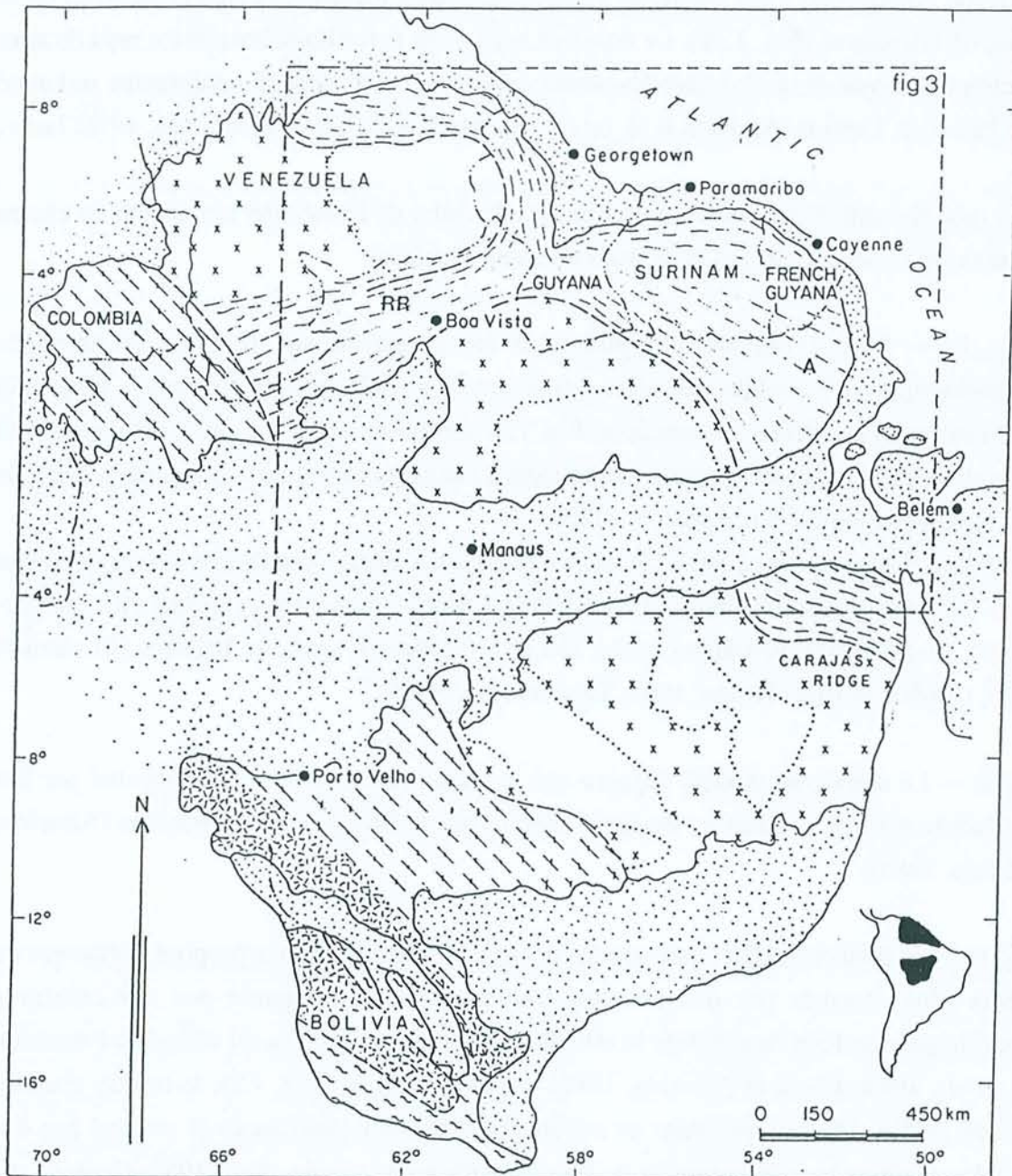
Modèle 1 — Une évolution polyphasée a été proposée sur la base de données géochronologiques. Ce modèle considère l'existence d'un socle archéen (Province Amazonie Centrale) entouré par différentes ceintures (Fig. 1.2) correspondant soit à des zones d'accrétion verticale et latérale constituées par des roches formées dans le manteau (roches vertes), soit à de terrains ensialiques repris (Cordani et al., 1979).

La ceinture la plus ancienne serait la ceinture Maroni-Itacaiúnas dont l'évolution aurait eu lieu au cours du cycle Transamazonien (2.25-1.9 Ga). Ensuite viennent les ceintures Rio Negro-Juruena (1.75-1.5 Ga), Rondonian (1.45-1.25 Ga) et Sunsas en territoire bolivien (Cordani et al., 1979; Cordani et Brito-Neves, 1982; Teixeira et al., 1989).

Modèle 2 — Le deuxième modèle suggère que le craton Amazonien serait constitué par des terrains archéens repris pendant les cycles Transamazonien, Uruaçuanien et Brésilien (Almeida, 1978; Lima, 1984).

Modèle 3 — Un dernier modèle, basé sur des données de télédétection, a proposé l'existence de différents blocs formés par des terrains granite-greenstone séparés par des ceintures métamorphiques de haut degré dont le développement aurait eu lieu au début de l'Archéen (Hasui et al., 1984; Hasui et Almeida, 1985). Dans ce modèle (Fig. 1.2), le terrain granite-greenstone de Rio Maria représente un noyau préservé (bloc Araguacema) entouré par des orthogneiss produits lors de la reprise du bloc Araguacema (Araújo et al., 1988; Costa et al., 1990). Ces orthogneiss se localisent soit dans le Sud-Est de l'Etat du Pará (ceinture Médio Tapajós) (Hasui et al. op cit.), soit dans la région de Marajoara (ceinture Alto Tapajós) (Costa et al. op. cit.), ou correspondent à la ceinture Itacaiúnas dans la Serra dos Carajás.

Selon Araújo et al. (1992) la ceinture Itacaiúnas représenterait le produit de la collision oblique entre les blocs Araguacema et Belém, le dernier situé au Nord par rapport au premier. Dans le domaine de la feuille Serra dos Carajás (Fig. 1.4), la ceinture Itacaiúnas serait constituée par les linéaments Cinzento et Carajás (Araújo et al., 1988; Araújo et al., 1992; Costa et al., 1990). Ce modèle a été remis en question par Althoff et al. (1991) dans la région de Marajoara.



- | | |
|--------------------------------|--|
| 1 - Sédiments phanérozoïques | 6 - Ceinture Maroni-Itacaiúnas |
| 2 - Ceinture Sunsas | 7 - Province Amazonie Centrale |
| 3 - Ceinture Rondonienne | 8 - Zone transitionnelle entre ceintures |
| 4 - Ceinture Rio Negro-Juruena | 9 - Contacts approximatifs entre ceintures |
| 5 - Couvertures de Plate-forme | 10 - Limites nationales |

Fig. 1.2 - Les subdivisions de la Sous-Province Carajás selon Cordani et al. (1979).

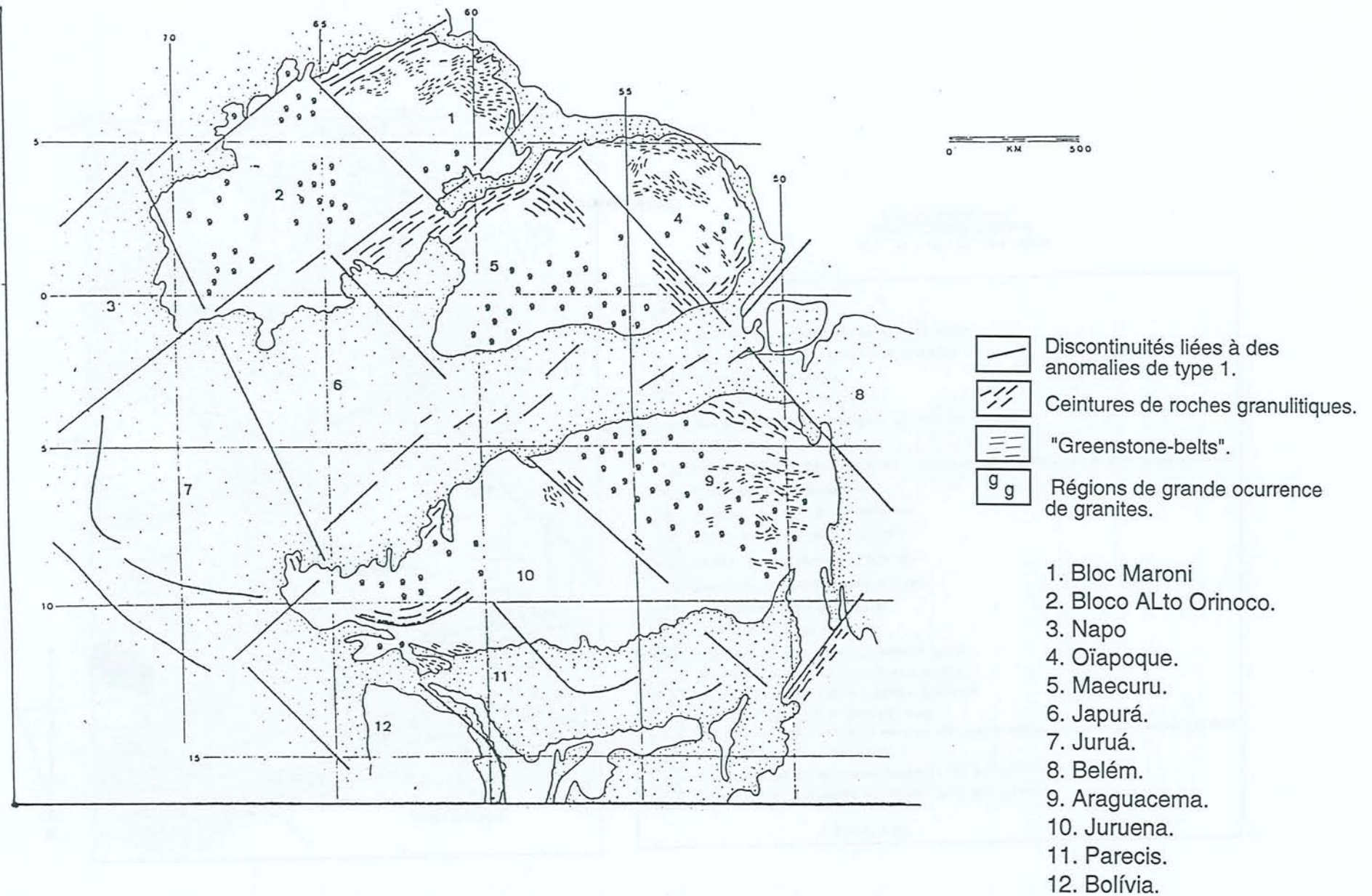


Figure 1.3 - Les subdivisions de la Sous-Province Carajás selon Hasui et al. (1984).

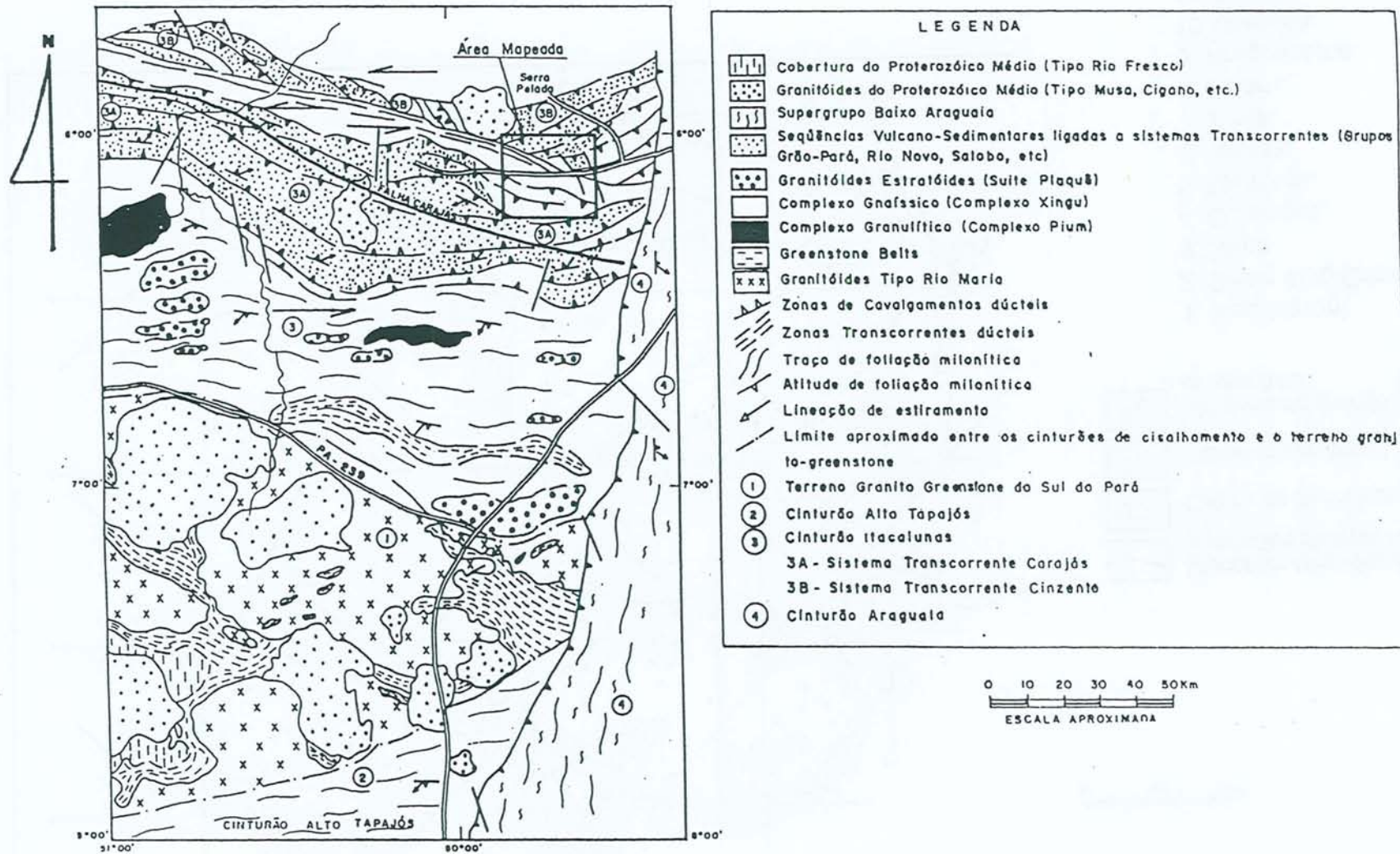


Figure 1.4 - L'organisation structurale de la Sous-province Carajás selon Araújo et al. (1988).

1.2- La Sous-Province Carajás

Dans un but didactique, Amaral (1984) a subdivisé la Province Tapajós en trois sous-provinces. La plus occidentale a été nommée Sous-Province Madeira; celle située dans la partie centrale a reçu le nom de Sous-Province Xingu et la partie la plus orientale a été nommée Sous-Province Carajás. Cette dernière sera plus détaillée car elle abrite le terrain étudié dans cette thèse.

Notre connaissance de la géologie en Amazonie n'est pas très homogène, car elle a été essentiellement guidée par l'intérêt économique de certains domaines. La région de Carajás, située dans le Sud-Est du craton Amazonien a été bien étudiée comparativement aux autres parties de l'Amazonie, bien qu'il reste beaucoup d'études à faire. Les premiers travaux systématiques de cartographie géologique en Amazonie ont été réalisés dans la décennie soixante-dix, lors du Projet Radam (Silva et al., 1974). Postérieurement, une grande quantité de données est venue s'y ajouter, en liaison avec des programmes de cartographie géologique régionale réalisés par des entreprises de l'Etat (CPRM/DNPM) avec des entreprises privées et avec des programmes d'enseignement et de recherche, réalisés au sein des Universités Brésiliennes.

Nous allons maintenant présenter les différentes unités lithostratigraphiques qui constituent la Sous-Province Carajás (Fig. 1.5). On montre à l'annexe 1 les sites géographiques les plus importants de la région de Carajás mentionnés dans le texte pour que lecteur puisse se localiser.

1.2.1- Complexe Pium

Cette unité, initialement considérée comme appartenant au Complexe Xingu, comprend des roches granulitiques basiques, qui affleurent au Sud de la Serra dos Carajás (Hirata et al., 1982), sous la forme de corps allongés selon une direction E-W à proximité des fleuves Cateté et Pium (Araújo et al., 1988).

Les différents types pétrographiques identifiés sont représentés par des pyriclasites, enderbites, charno-enderbites et granoblastites qui peuvent avoir d'importantes évidences de mylonitisation postérieurement à la granulitisation (Renne et al., 1988; Araújo, 1991). Ces ceintures granulitiques auraient été mises en place sous la forme d'écaillés de croûte lors du développement des zones de cisaillement ductile de direction E-W, liées à la ceinture Itacaiúnas (Araújo et al., 1988).

Les premières datations sur ces granulites ont été réalisées par Renne et al (op cit.) avec la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Les datations sur des cristaux de biotite ont fourni les âges de 1963 ± 17 Ma (granulites acides) et 1986 ± 37 Ma (fractions amphibolitiques) qui ont été interprétés comme l'effet de températures plus basses que 400°C (cycle Transamazonien). D'autres datations

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur des cristaux de hornblende ont fourni un âge de 2.5 Ga. Des âges de 2.7 Ga ont été obtenus sur des cristaux de hornblende, dans les fractions gazeuses libérées à 1200°C. Des datations Rb-Sr ont fourni les âges de 2556±97 Ma et de 1894±136 Ma, la dernière étant douteuse (Araújo, 1991). Pereira (1992) en utilisant la méthode Rb-Sr a obtenu l'âge de 2018±25 Ma, semblable à celui fourni par la méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Renne et al., 1988). Un âge de 3050±57 Ma a été obtenu par la méthode Pb-Pb et a été interprété comme l'âge de cristallisation des protolites des granulites (Rodrigues et al., 1992). D'après cette dernière datation on peut dire que le Complexe Pium renferme les roches les plus anciennes décrites jusqu'à présent dans la région de Carajás.

1.2.2- Le Complexe Xingu

Le Complexe Xingu a été défini par Silva et al. (1974) comme le socle régional, lequel comprendrait un ensemble de migmatites, de gneiss, de granulites ainsi que d'amphibolites et de granodiorites. Avec les travaux successifs, la caractérisation et la cartographie des différentes unités lithostratigraphiques ont énormément progressé et les limites du Complexe Xingu (qui est un complexe indifférencié) se sont réduites graduellement. Probablement dans l'avenir cette unité ou bien disparaîtra ou bien sera interprétée comme un ensemble de roches plus anciennes trouvées dans la région.

La présence de zircons hérités trouvés dans le granite Musa (Machado et al., 1991) et dans le métasédiments de Lagoa Seca (Macambira et Lancelot, 1991b), les deux donnant des âges U-Pb plus anciens que 3.0 Ga, suggère l'existence de matériel crustal plus ancien, qui pourrait représenter le socle régional. Ceci semble confirmé par la découverte d'enclaves métasédimentaires dans la Tonalite Arco Verde, suggérant l'existence d'une croûte plus ancienne que 2.96 Ga (Althoff, 1996).

Machado et al. (1991) décrivent deux épisodes de migmatisation sur des roches considérées comme appartenantes au Complexe Xingu, dans une carrière localisée au km 16 de la route PA-275 qui relie le village de Marabá à la Serra dos Carajás. Ces auteurs décrivent des amphibolites, des gneiss felsiques, des gneiss mésocrates et des granulites retromorphosées. Un âge de 2856±3 Ma a été obtenu par la méthode U-Pb sur zircon de fractions amphibolitiques riches en leucosome.

Particulièrement dans notre aire d'étude, des roches considérées comme appartenant au Complexe Xingu sont décrites entre les domaines du Complexe Granitique Estrela et les roches métavolcano-sédimentaires (Séquences Salobo et Pojuca) (Meireles et al., 1984; DOCEGEO, 1988; Araújo et al., 1994). Cela est remis en question dans notre travail.

Parfois les roches situées dans le domaine d'occurrence du Complexe Granitique Estrela sont attribuées au Complexe Xingu (Costa et al., 1990; Araújo et al., 1992). Cette interprétation mérite aussi d'être revue.

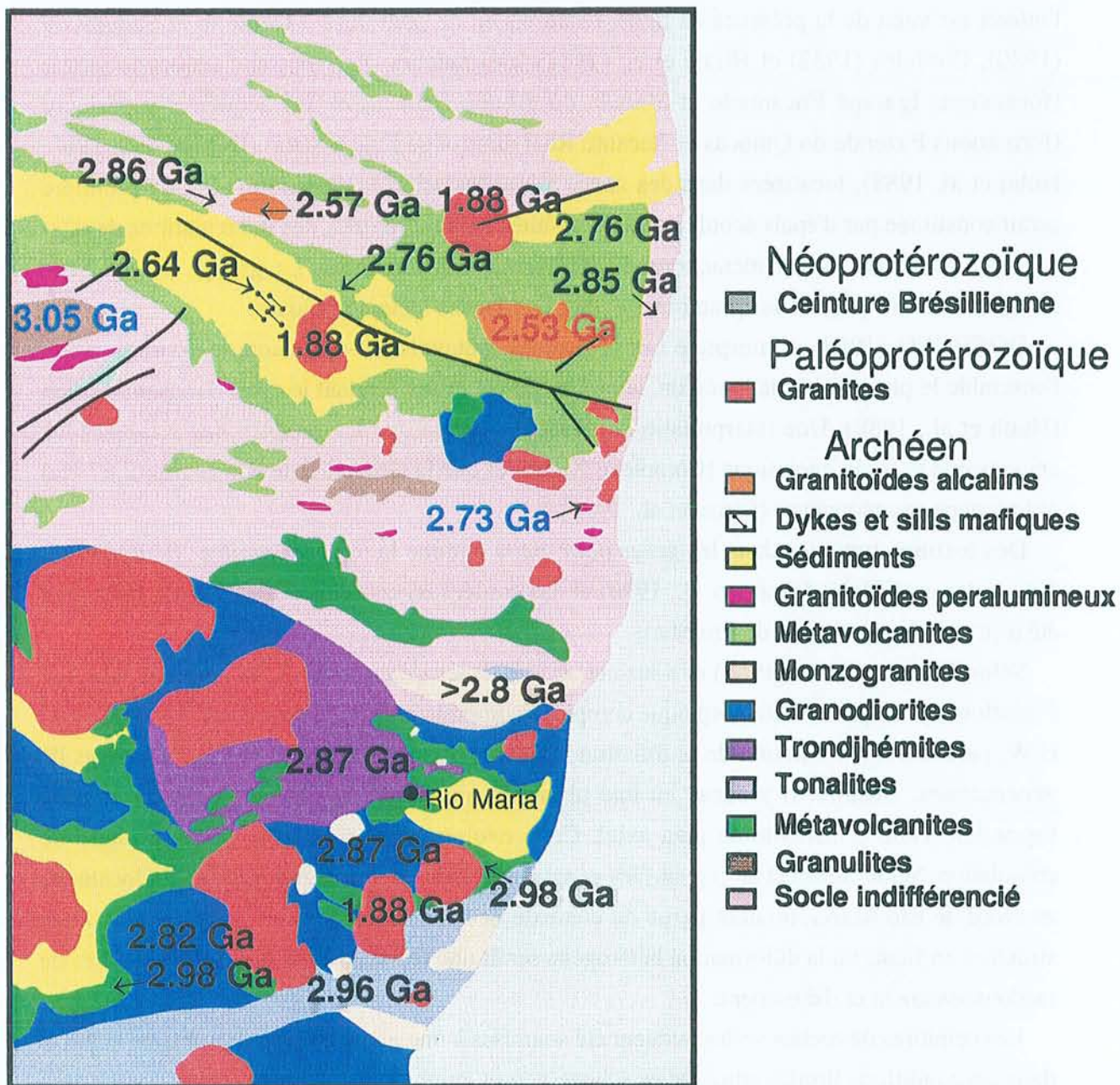


Figure 1.5 - Carte géologique de la région de Carajás Modifié d'après Docegeo (1988); Araújo et al. (1988); Leite et Dall'Agnol (1994); Macambira et Lafon (1995); Althoff (1996); Macambira et al. (1996); Barros et al. (1997).

1.2.3- Ceinture de roches vertes de la région de Rio Maria

Les premières données sur l'existence de *greenstone-belts* dans la région de Rio Maria, dont l'intérêt est venu de la présence de minéralisations en or, sont dues à Cordeiro et Saueressig (1980), Cordeiro (1982) et Hirata et al. (1982). Ces auteurs décrivent une séquence basale (formations Igarapé Encantado et Mamão du groupe Babaçu) et une séquence supérieure (formations Fazenda do Quincas et Recanto Real du groupe Lagoa Seca) (DOCEGEO, 1988; Huhn et al. 1988), localisées dans des zones allongées selon la direction E-W. La première serait constituée par d'épais écoulements de basaltes métamorphisés, des intercalations de talcschistes, de métatufs, de métacherts et des formations ferrifères. Le groupe Lagoa Seca comprendrait des pélites, des psammites et des rhyodacites métamorphiques.

DOCEGEO (1988) a interprété ces séquences métavolcano-sédimentaires comme étant l'ensemble le plus ancien de la région, lequel aurait été repris pendant le cycle Transamazonien (Huhn et al., 1988). Une interprétation différente suggère que les *greenstones* seraient plus anciens que le socle gneissique (Complexe Xingu) et que la Granodiorite Rio Maria (2.87 Ga) qui recoupe ces séquences (Souza et al., 1990).

Des textures typiques dans les *greenstone-belts* comme la texture *spinifex* (Huhn et al., 1986), des amygdales (Souza et al., 1990) et des coulées en coussins (DOCEGEO, 1988) ont été trouvées dans la région de Rio Maria.

Selon Medeiros et al. (1987) et Souza et al. (1990) les *greenstones-belts* auraient subi une évolution tectonique et métamorphique complexe comprenant le développement d'une foliation E-W, parallèle à l'orientation de la foliation régionale et à l'allongement de ces séquences de *greenstones*. Ensuite, il y aurait eu une phase de plissement fermé ou isoclinale avec la formation d'une schistosité de plan axial. Cette évolution se terminerait par une phase de crénulation. Selon Souza et al. (op cit.) les *greenstone-belts* de la ceinture Identidade, localisées au Nord de Rio Maria, feraient partie du contexte des zones compressives appartenant à une structure en fleur, où la déformation hétérogène serait une réponse aux différentes intensités de raccourcissement et d'étirement.

Les ceintures de roches vertes auraient été soumises à une phase de métamorphisme statique dans les conditions limites entre faciès schiste-vert et amphibolite, suivie d'une mylonitisation dans le faciès schiste-vert (zone à biotite). Dall'Agnol et al. (1985) décrivent un métamorphisme de contact dans les roches du groupe Lagoa Seca provoqué par le granite anorogénique Jamon.

1.2.4-Plutonites de la région de Rio Maria

La Tonalite Arco Verde — Cette unité affleure au Sud de Rio Maria, dans la région de Marajoara, elle a été initialement attribuée au Complexe Xingu (Silva et al., 1974; Hirata et al., 1982; Medeiros et al., 1987), et décrite comme des gneiss tonalitiques et granodioritiques

(Gastal, 1987; Medeiros, 1987). L'évolution de ces roches a été interprétée selon deux hypothèses.

Huhn et al. (1988), DOCEGEO (1988) et Costa et al. (1990) ont considéré que ces gneiss seraient le produit de la reprise des granodiorites de Rio Maria. Cette reprise aurait eu lieu pendant le cycle Transamazonien. Cependant, selon Costa et al. (op cit.), cette reprise aurait eu lieu à la fin de l'Archéen.

Althoff et al. (1991), Althoff (1996) et Macambira et Lancelot (1991a) ont écarté cette hypothèse, en utilisant des données pétrologiques/structurales et des données géochronologiques. Ces roches sont interprétées comme des tonalites syntectoniques, déformées depuis leur mise en place jusqu'à leur consolidation à basse température. L'âge de 2.97 Ga (U/Pb sur zircon), donné par Macambira et Lancelot (1991a), est considéré comme l'âge de mise en place de ces tonalites.

Le Granite Guarantã — Au Sud du village de Marajoara affleure un ensemble de roches monzogranitiques fortement déformées nommé Granite Guarantã (Althoff et al., 1991, 1995). Ces roches présentent une déformation de haute température semblable à celle de la tonalite Arco Verde qu'elles recoupent. Les données pétrologiques et structurales suggèrent que la mise en place du granite Guarantã a suivi de près celle de la tonalite (Althoff, 1996).

La Granodiorite Rio Maria — Initialement considérée comme appartenant au Complexe Xingu (Silva et al., 1974), cette unité a été nommée Granodiorite Rio Maria par Dall'Agnol et al (1986; Medeiros, 1987). Cordeiro (1982) signalait déjà l'existence de roches granitoïdes recoupant des gneiss, des migmatites et des *greenstone-belts* au Sud de la feuille Serra dos Carajás. DOCEGEO (1988) a montré que ces roches affleurent sur une grande surface et qu'elles peuvent être retrouvées jusqu'au Sud de la Serra dos Carajás.

La Granodiorite Rio Maria renferme des variétés pétrographiques représentées par des granodiorites à hornblende et biotite, des granodiorites à biotite et hornblende, des granodiorites à biotite, des monzogranites ainsi que par des enclaves quartz-dioritiques, tous appartenant à une suite calco-alcaline. Cette association aurait été métamorphisée sous les conditions du faciès schiste-vert (Medeiros, 1987; Medeiros et Dall'Agnol, 1988). Althoff et al. (1991) décrivent des roches semblables pétrographiquement à la Granodiorite Rio Maria au Sud du village de Marajoara.

La première datation sur ces roches a été obtenue par Montalvão et al. (1984) en utilisant la méthode Rb-Sr sur des roches considérées cogenétiques (2660 ± 80 Ma - $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7009 \pm 0.0008$). Plus tard, Montalvão et al. (1988) ont obtenu l'âge de 2675 ± 130 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7009 \pm 0.0012$) sur des échantillons de la granodiorite Rio Maria. Un âge semblable de 2604 ± 150 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70243 \pm 0.00128$), aussi obtenu par la méthode Rb-Sr (roche totale), a été présenté par Gastal et al. (1987). Une datation faite par la méthode U-Pb

sur zircon a fourni un âge de $2874 \pm 9/-10$ Ma, lequel a été interprété comme l'âge de cristallisation de la Granodiorite Rio Maria (Macambira, 1992).

Des effets de métamorphisme de contact sur la granodiorite, provoqués par les granites anorogéniques ont été décrits par plusieurs auteurs (Dall'Agnol et al., 1986; Medeiros et al., 1987; Souza et al., 1988).

La Trondhjémite Mogno — Au Nord du village de Rio Maria, des trondhjémites faiblement foliées et localement mylonitisées (Dall'Agnol et al., 1987; Medeiros et al., 1987) ont été nommées Trondhjémite Mogno (DOCEGEO, 1988). Des variétés à composition tonalitique ainsi que des enclaves mafiques ont été décrites par Medeiros (1987) et par Macambira (1992).

Des analyses chimiques sur un nombre réduit d'échantillons de la Trondhjémite Mogno ont permis à Medeiros (op cit.) d'écarter l'hypothèse de cogenétisme entre ces roches et la Granodiorite Rio Maria.

La Trondhjémite Mogno a été datée par la méthode Rb-Sr (roche totale) par Montalvão et al. (1988) et ensuite par Macambira (1992). Les premiers ont obtenu l'âge de 2680 ± 120 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7017$) et les derniers celui de 2614 ± 482 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7025 \pm 0.0020$). Les rapports initiaux n'ont pas de signification pétrologique puisque dans le premier cas la valeur du MSWD n'a pas été fournie et dans le second elle est très élevée (96.6).

La Tonalite Parazônia — La Tonalite Parazônia affleure comme un petit corps à proximité de la Trondhjémite Mogno (Huhn et al., 1988; DOCEGEO, 1988). Selon Medeiros et al. (1987) et Souza et al. (1990) ces tonalites sont des variations de faciès appartenant aux trondhjémites, tous comprenant la même association. Cette tonalite est considérée comme plus jeune que la Granodiorite Rio Maria.

Le Granite Mata-Surrão — Gastal (1987) a décrit initialement des roches monzogranitiques au Sud-Ouest du Granite Musa. Ces monzogranites ont été nommés Granite Mata-Surrão par Duarte (1991). Cet auteur a montré l'existence des variations granodioritiques et tonalitiques associées aux monzogranites. Le granite Mata-Surrão a une signature peralumineuse, potassique, riche en silice et pauvre en Zr, Y et en Nb, comparable à celle des granites calco-alcalins (Duarte et Dall'Agnol, 1992).

Duarte et al. (1991) ont daté ces monzogranites en utilisant la méthode Rb-Sr (roche totale) à 2541 ± 74 Ma. Cet âge a été interprété comme sans signification géologique par Lafon et al. (1994) qui ont proposé un âge de 2875 ± 20 Ma, obtenu par la méthode Pb-Pb.

Le Granite Xinguara — Ce massif granitique constitue un corps irrégulier allongé selon la direction E-W. Selon Macambira et al. (1990) le granite Xinguara a une composition prédominante monzogranitique. Des variations syénogranitiques et granodioritiques sont subordonnées. Ces roches montrent une faible foliation et parfois des signes de mylonitisation.

Ces auteurs ont daté ce granite par la méthode Rb-Sr (roche totale) à 2528 ± 42 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70438 \pm 0.00074$). Macambira (1992) a obtenu l'âge minimum de $2800 \text{ Ma} \pm 18$ Ma en adoptant la méthode U-Pb sur le zircon.

Plus récemment d'abondantes roches pegmatoïdes associées aux Granite Xinguara ont été décrites (Leite, 1995; Leite et Dall'Agnol, 1996). Selon Leite (1995) la mise en place du Granite Xinguara a été contrôlée par une tectonique cisailante de cinématique dextre. Leite (op. cit.) décrit de fortes évidences de déformation aux bordures du corps.

1.2.5- Séquences métavolcano-sédimentaires de la région de Carajás

Dans la région de la Serra dos Carajás affleurent d'extensives séquences de roches supracrustales métamorphisées (groupes Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará et Rio Novo) englobées dans le supergroupe Itacaiúnas (DOCEGEO, 1988). Nous présentons tous ces groupes ensemble car, comme il sera discuté ensuite, il y a encore des problèmes d'attribution stratigraphique et d'évolution tectonique. Les différentes hypothèses rapportées ci-dessous sont regroupées dans le Tableau 1.1.

Le groupe Grão-Pará a été décrit par Beisiegel et al. (1973) comme deux séquences volcaniques basiques, Inférieure et Supérieure, dans lesquelles s'intercalent les niveaux ferrifères de la formation Carajás. La séquence Inférieure a été nommée formation Parauapebas (Maireles et al., 1984).

Selon Silva et al. (1974) les roches du groupe Grão-Pará montrent des paragenèses minéralogiques de faciès schiste-vert en réponse au développement de la faille Carajás. Hirata et al. (1982) interprètent les roches mafiques hydrothermalisées du groupe Grão-Pará comme le résultat d'un volcanisme tholéïitique sous-marin qui s'est mis en place sur la séquence Salobo-Pojuca, plus ancienne.

Hutchinson (1979, In Medeiros et Villas, 1984) a interprété les séquences Salobo-Pojuca et le groupe Grão-Pará comme différents faciès de la même séquence volcano-sédimentaire. La même idée est partagée par Lindenmayer et Fyfe (1992) à partir de la comparaison du comportement géochimique des roches basiques de la formation Parauapebas (groupe Grão-Pará) et du groupe Salobo. Ces séquences ont été considérées comme contemporaines et formées dans un environnement continental, mais métamorphisées différemment; les roches du groupe Salobo ayant subi des conditions plus sévères (faciès amphibolite hornfels). Cette question sera discutée avec plus de détail au Chapitre 3.

Gibbs et al. (1986) ont suggéré que les basaltes et les rhyolites de la Serra dos Carajás constituent une association bimodale continentale attribuée au groupe Grão-Pará. Selon un autre modèle évolutif, proposé par Dardenne et al. (1987) et Maireles et Dardenne (1991), le volcanisme du groupe Grão-Pará aurait des caractères shoshonitiques. Ces auteurs prétendent que ces roches se sont formées dans un arc magmatique associé à une zone de subduction.

DOCEGEO (1988) englobe les groupes Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Grão-Pará, Igarapé Bahia et Buritirama, ainsi que les greenstone-belts de Rio Maria dans le supergroupe Itacaiúnas. Les deux premiers groupes ont été mis au même niveau stratigraphique, au-dessous du groupe Grão-Pará. Les groupes Igarapé Bahia et Buritirama ont été considérés comme les unités les plus anciennes du supergroupe.

Araújo et al. (1988) englobent la séquence Salobo-Pojuca, le groupe Rio Novo, la formation Carajás et la formation Rio Fresco dans la même unité (groupe Grão-Pará) en considérant que leur style de déformation est le même. L'évolution structurale de ces roches aurait eu lieu à la fin de l'Archéen lors de l'implantation des linéaments Cinzento et Carajás, les deux appartenant à la ceinture Itacaiúnas (Araújo et al., 1988; Costa et Siqueira, 1990).

L'évolution du linéament Cinzento serait contrôlée par une cinématique de décrochement sénestre à laquelle s'associeraient des mouvements obliques. Cette organisation structurale serait une réponse à une phase initiale de translation avec la formation de bassins en extension (duplex distensif Igarapé Salobo), suivie d'une phase compressive (faciès amphibolite) avec l'inversion des bassins (duplex compressif Cururu) et finalement d'une phase distensive (faciès schiste-vert) (*horse-tail* compressif de la Serra Pelada). Cette dernière phase serait vérifiée seulement dans la structure de Salobo. On décrit aussi des zones de cisaillement dextres de direction NW-SE, lesquelles ont été interprétées comme des structures antithétiques de Riedel (Costa et al., 1990; Costa et Siqueira, 1990; Araújo et al., 1992).

Rivalenti et al. (1992) proposent, basés sur des données géochimiques, que le volcanisme Grão-Pará serait constitué de basaltes tholéïitiques, d'andésites et de basaltes transitionnels, ainsi que de latibasaltes et de basaltes andésitiques d'affinité calco-alkaline. Ces auteurs considèrent que ces roches se sont formées sur un environnement ensialique. Selon Oliveira et al. (1993) ces roches ont une signature bimodale qui témoigne des processus liés à l'assimilation de matériel continental par des basaltes dérivés du manteau dans un environnement de rift continental.

Les données géochronologiques disponibles jusqu'à maintenant sur les roches mafiques de Carajás suggèrent l'existence de plusieurs émissions de magma basique dans la région. Les premiers âges, obtenus par la méthode K-Ar, sont 1900 Ma (Silva et al., 1974), 1905 ± 59 Ma sur roche totale et 1488 ± 13 Ma sur feldspath (Gomes et al., 1975). Ces auteurs ont interprété la valeur de 1905 ± 59 Ma comme l'âge d'un événement métamorphique. Hirata et al. (1982) ont obtenu des âges semblables sur des roches basiques (1949 ± 38 Ma) et sur des roches metabasiques, ainsi que des âges un peu plus jeunes sur des dykes de diabase (1475 Ma).

Des datations par la méthode Rb-Sr sur des basaltes de la Serra dos Carajás ont fourni un âge de 2687 ± 54 Ma, et la méthode U-Pb sur zircon de rhyolite l'âge de 2758 ± 39 Ma (Wirth et al., 1986). Ferreira et al. (1987) ont obtenu par la méthode Rb-Sr sur des roches basiques du groupe Igarapé Bahia l'âge de 2577 ± 72 Ma et par la méthode K-Ar sur des amphiboles un intervalle de 2274 ± 67 Ma à 2268 ± 41 Ma.

Machado et al. (1991) fournissent l'âge de 2851 ± 4 Ma pour des amphibolites considérées comme appartenant au groupe Salobo (U-Pb sur zircon et sphène). Cette datation a conduit ces auteurs à placer les roches du groupe Salobo dans l'ensemble des roches du socle (Complexe Xingu). Postérieurement, cette idée a été remise en question par Lindenmayer et al. (1994b).

Des amphibolites des groupes Salobo et Pojuca ont été datées par Machado et al. (1991) par la méthode U-Pb sur zircon. Les âges obtenus sont respectivement de 2761 ± 3 Ma et 2732 ± 2 Ma. Ces âges sont très proches de celui fourni par la même méthode sur des roches du Complexe Mafique Luanga (2763 ± 6 Ma), localisé au Nord-Est du Complexe Granitique Estrela, près de la Serra Pelada (Machado et al., op. cit.).

Des effets du métamorphisme de contact sur des roches du groupe Pojuca, provoqués par la mise en place du granite anorogénique Cigano, ont été décrits par Gonçalves et al. (1988).

1.2.6- La Suite Plaquê

La Suite Plaquê, située principalement au Sud de la Serra dos Carajás, renferme un ensemble de corps granitiques stratoïdes disposés selon l'orientation E-W, parallèlement à la ceinture Itacaiúnas (Araújo et al., 1988). Cette suite est composée par des leucogranites à muscovite-biotite. Chimiquement ces roches se distinguent par une nature métalumineuse à peralumineuse, par un fort fractionnement des terres rares, par une anomalie négative en Eu modérée et par un enrichissement en Zr, Ba et Rb (Jorge-João et al. 1991; Macambira et al., 1996).

L'origine de ces roches est attribuée à un événement magmatique syncisaillement lors du développement de la ceinture Itacaiúnas (Jorge-João et al. op. cit.; Jorge-João et Araújo, 1992). Ces auteurs ont considéré que la génération de la chaleur, responsable de l'anatexie, serait due à la montée d'écaillés tectoniques ("shear heating"). Macambira et al. (1996) suggèrent que la source de ces granites peralumineux sont ou bien des roches du socle ou bien des roches sédimentaires (grauwakes). Selon Jorge-João et al. (op. cit.), ces granites se sont déformés d'une façon hétérogène étant possible d'y identifier des protomylonites et des ultramylonites.

Un âge de 2727 ± 29 Ma fourni par la méthode Pb-Pb (roche totale) a été obtenu par Avelar (1996) sur la Suite Plaquê. Machado et al. (1991) ont, par ailleurs, daté des veines granitiques (2758 Ma, U-Pb zircon) qui recoupent des amphibolites du groupe Salobo, au Nord de la Serra dos Carajás. Cependant, le manque d'études pétrologiques plus détaillées sur ces roches granitiques empêche leur corrélation plus exacte avec les roches de la Suite Plaquê.

Des corps granitiques allongés selon la direction E-W ont été cartographiés au Nord de la Serra dos Carajás, entre les cibles de Salobo et Pojuca. Ces roches ont été corrélées à la Suite Plaquê. Cependant, il paraît plus probable que ces roches appartiennent à l'ensemble de granites alcalins tardi-archéens (Old Salobo et Complexe Granitique Estrela, voir discussion plus loin).

1.2.7- La couverture de plate-forme (Rio Fresco/Águas Claras)

Des formations de plate-forme ont été décrites lors des premiers travaux de cartographie régional en Amazonie, plus précisément dans les régions de la Serra dos Carajás et de la Serra das Andorinhas (à l'Est de Rio Maria) (Beisiegel et al., 1973; Silva et al., 1974).

Hirata et al. (1982) ont décrit ces formations de plate-forme comme étant constituées par des roches sédimentaires clastiques grossières (conglomérats) à fines (siltites et grauwackes), par des roches d'origine chimique (cherts et dolomites), anchymétamorphisés, et montrant des structures primaires. Les roches reposant en discordance sur les terrains *granite-greenstones* ont été considérées comme appartenant au membre Azul de la formation Rio Fresco (Silva et al., 1974).

Des études détaillées ont montré que ces formations sédimentaires présentent une variation faciologique transitionnelle qui témoigne des conditions de plate-forme, en environnements de plage et fluvial contrôlés par de tempêtes et par de marées (Nogueira, 1995; Nogueira et al., 1995). Ces roches antérieurement nommées Rio Fresco sont maintenant regroupées sous la dénomination "formation Águas Claras".

Dans le cadre de l'évolution structurale de ces sédiments, deux types de déformation ont été décrits, l'un correspondant à des mouvements de banc à banc, et l'autre lié à la partie compressive de la faille de Carajás (Pinheiro et al., 1991) où l'on trouve des plis décamétriques, des plis parasites et aussi de *kinks* dans les parties pélitiques.

Les sédiments de la formation Águas Claras sont recoupés par des granites anorogéniques protérozoïques avec métamorphisme thermique au contact (Beisiegel et al., 1973, Meireles et al., 1984; Barros et al., 1995b).

1.2.8- Les dykes et sills mafiques

Les dykes et sills de roches mafiques sont très nombreux dans la Serra dos Carajás, notamment dans la formation Águas Claras où l'on trouve d'importants gisements d'or et de cuivre (Soares et al., 1994). Selon Soares et al (op. cit.) ces dykes et sills recoupent les sédiments anchymétamorphosés de la formation Águas Claras.

Barros et al. (1994b) décrivent des roches gabbroïques affectées par deux phases d'altération hydrothermale. La première phase comprendrait des transformations de caractère essentiellement statique, comme l'atteste la préservation des textures sub-ophitiques originelles, tandis que la seconde phase serait liée au développement de zones de mouvement cassant/cassant-ductile et de dimensions décimétriques à centimétriques.

Les températures estimées à partir des transformations minéralogiques de la première phase, seraient d'à peu près 700°C, tandis que celles liées à la seconde phase seraient proches de 450°C. Une évolution métamorphique similaire a été envisagée par Meireles pour les roches de

la cible Bahia, situées à l'Ouest de la cible d'Águas Claras, ce qui suggère que cet ensemble de dykes peut également se répandre dans les parties les plus occidentales de la Serra dos Carajás.

Chimiquement les roches gabbroïques de Águas Claras ressemblent aux basaltes tholéitiques et aux basaltes andésitiques, subalcalins et continentaux (Barros et al., 1994b).

Les premières datations sur ces roches (U-Pb zircons) ont été faites par Mougeot et al. (1996) qui ont obtenu l'intervalle de 2556 ± 219 Ma à 2708 ± 37 Ma. Parallèlement Dias et al. (1996), avec la même méthode, ont obtenu l'âge de 2645 ± 12 Ma pour les roches gabbroïques d'Águas Claras. Ces datations ont permis d'établir l'âge archéen des sédiments de la formation Águas Claras (Mougeot et al. op. cit.; Dias et al. op. cit.).

1.2.9- Les granites tardi-archéens de Carajás

Le Granite Old Salobo — Dans le nord de la Serra dos Carajás on a décrit un ensemble de roches granitoïdes déformées, syntectoniques, avec une signature chimique alcaline, sodique et métallumineuse (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer et Fyfe, 1991). Machado et al. (1988, 1991) ont daté ces granites par la méthode U-Pb sur zircon et ont obtenu l'âge de 2573 ± 2 Ma. Plus récemment une autre datation (Pb-Pb) sur des roches granitiques situées au Sud du Granite Old Salobo a fourni un âge de 2525 ± 38 Ma (Souza, 1996). On reviendra sur la nature du Granite Old Salobo lors des comparaisons des granites alcalins archéens.

Le Complexe Granitique Estrela — Le Complexe Granitique Estrela affleure à l'Est de la Serra dos Carajás et au Nord de la Serra da Estrela comme un corps grossièrement elliptique, allongé selon la direction E-W. Ce massif a été nommé initialement comme Granite Estrela par Hirata et al. (1982) qui l'ont comparé avec des granites anorogéniques de 1,88 Ga. Par la suite, Meireles et al. (1984) et DOCEGEO (1988) maintiennent cette comparaison mais ils observent que ce massif pourrait être plus ancien. Cette même idée est partagée par Dall'Agnol et al. (1986) qui ont observé des structures liées à la déformation, absentes dans les granites protérozoïques. Cette vision a été confirmée par Araújo et al. (1988) qui ont nommé ce massif "**Gneiss Estrela**" en se basant sur des évidences de déformation ductile. Toujours selon ces derniers auteurs, le "Gneiss" Estrela ferait partie de l'évolution de la ceinture Itacaiúnas, à la fin de l'Archéen, où il y aurait eu le développement des structures directionnelles et obliques.

Au cours de l'année 1988, le "Gneiss" Estrela et son encaissant ont été étudiés lors d'un stage de Cartographie Géologique ("Estágio de campo III") de la Faculté de Géologie de l'Université Fédérale du Pará. En résultat de cette cartographie, Costa et al. (1990) ont défini les systèmes de décrochement de Curionópolis et interprété l'évolution structurale du "Gneiss" Estrela dans un contexte d'une structure en fleur positive. Ces auteurs considèrent que les roches encaissantes situées au Nord du Complexe Granitique Estrela seraient à rattacher au groupe Rio Novo et qu'elles feraient partie de la structure en *horse-tail* de Serra Pelada.

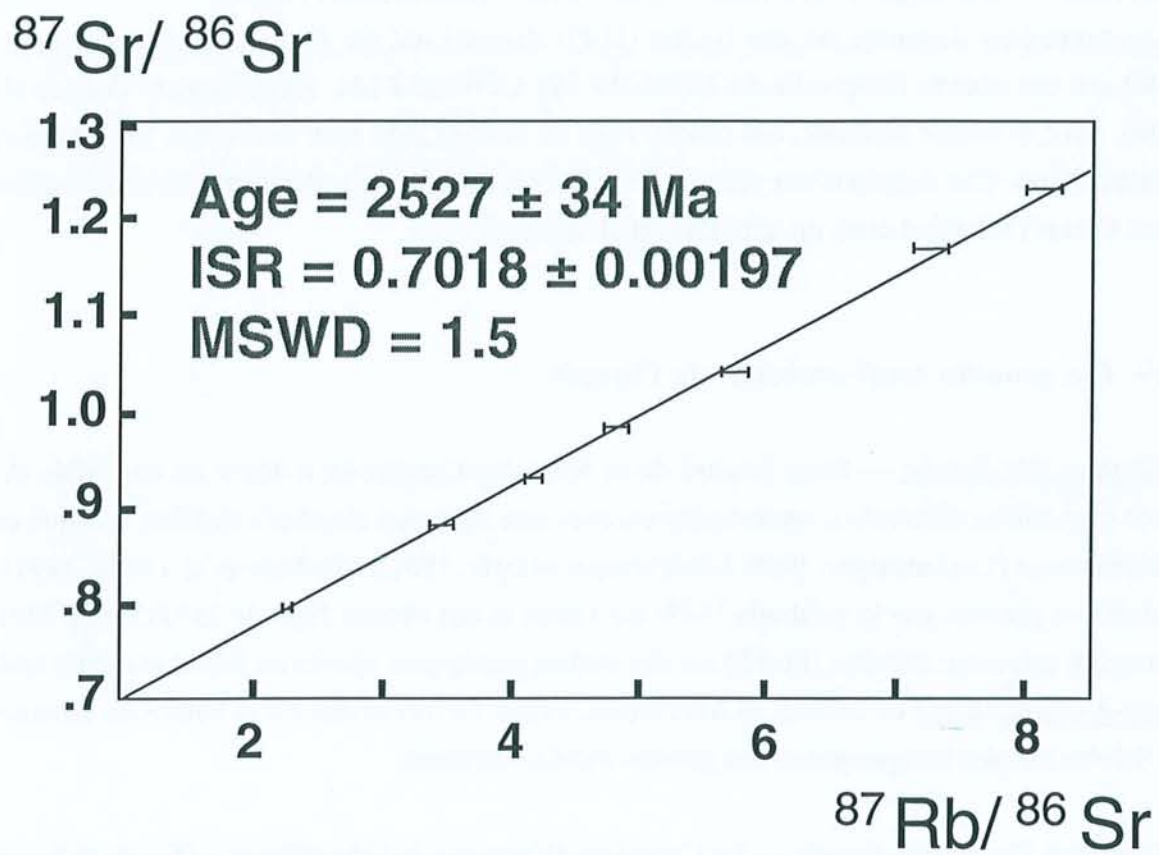


Figure 1.6. Isochrone Rb-Sr du Complexe Granitique Estrela (Barros et al., 1992).

Barros (1991), en étudiant la portion centre-est de cette unité, a vérifié qu'il s'agissait en fait d'un massif granitique déformé. A ce moment-là Barros (op. cit.) a pu caractériser les grands faciès pétrographiques (monzogranites prédominants). Plusieurs évidences microstructurales, par exemple la recristallisation du quartz, des feldspaths et des amphiboles ont permis d'établir un comportement ductile des granitoïdes pendant la déformation, dont les conditions de température seraient supérieures à 500°C (Barros, 1991; Barros et Dall'Agnol, 1994). Des microstructures semblables ont été décrites par Jorge-João (1991).

La datation de ces monzogranites (Fig. 1.6) par la méthode Rb-Sr (roche totale) a fourni l'âge de 2527 ± 34 Ma ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.70188 \pm 0.00197$), interprété comme l'âge minimum du massif et qui pourrait enregistrer le cisaillement ductile (Barros et al., 1992).

Une caractérisation chimique préliminaire de ces roches a démontré leur caractère métalumineux à faiblement peralumineux, leur affinité alcaline et une signature chimique comparable à celles des granites de type A (Barros, 1991; Barros et Dall'Agnol, 1993; Barros et al., 1997).

Plus récemment, Barros et al. (1994a, 1995a) et Pinheiro (1997) ont décrit d'une façon préliminaire des structures planaires d'origine magmatique (rubanements) dans le Complexe Granitique Estrela.

1.2.10- Les granites anorogéniques

L'intérêt économique lié aux minéralisations à cassitérite et l'intérêt scientifique, dû à la grande extension du magmatisme anorogénique du Protérozoïque en Amazonie, ont motivé les études sur ces roches. Ce sont notamment celles de Silva et al. (1974), Hirata et al. (1982), Dall'Agnol et al. (1986, 1987) et Issler et Lima (1987).

Des données géochronologiques ont été fournies par Beisiegel et al. (1973), Gomes et al. (1975), Tassinari et al. (1982), Dall'Agnol et al. (1984), Wirth et al. (1986), Gastal (1987), Gonçalves et al. (1988), Macambira et al. (1990) et Machado et al. (1991). Cet ensemble de données géochronologiques confirme l'âge de 1.88 Ga pour ces granites.

La pétrologie et la géochimie de ces granites anorogéniques ont été étudiées par Gastal (1987), Dall'Agnol (1980), Dall'Agnol et al. (1993, 1994), Rios (1991), Rios et Villas (1992) et Rios et al. (1992). Ces auteurs établissent une signature alcaline comparable à celle des granites de type A.

1.2.11- Le magmatisme basique du Protérozoïque Supérieur

La connaissance sur le magmatisme basique du protérozoïque supérieur dans la Sous-Province Carajás peut être considérée comme préliminaire par rapport à d'autres unités

lithostratigraphiques. Ce magmatisme est représenté par des dykes de diabase et de petits corps de gabbro, non déformés ni métamorphisés. Les études sur ces roches sont pour l'essentiel des descriptions pétrographiques et, plus rarement, géochronologiques (Silva et al. 1974). Jusqu'à présent l'absence d'études détaillées empêche que soit établie leur signification tectonique. Hirata et al. (1982) rapportent, dans la région de Salobo, la présence de micrograbos âgés de 561 ± 16 Ma. Gomes et al. (1975) ont daté des diabases non-métamorphosées par la méthode K-Ar sur roche totale, laquelle a fourni un âge de 550 ± 30 Ma dans des échantillons de la Serra Buritirama et un âge de 495 ± 15 Ma dans ceux du fleuve Parauapebas. Ces datations paraissent fournir les âges minimums pour ces roches.

1.2.12- Le magmatisme basique phanérozoïque

Les études sur le magmatisme basique phanérozoïque en Amazonie sont également très peu développées. Quelques datations ont été obtenues par Hirata et al. (1982) sur des diabases de l'Igarapé Aquiri (203 ± 6 Ma).

Il est très probable que les dykes de diabase orientés selon la direction N-S et aussi les petits corps de gabbro qui recoupent le Complexe Granitique Estrela appartiennent à cette association basique phanérozoïque.

1.3. Discussion

A partir des données présentées ci-dessus et glanées dans la littérature, on peut présenter une vue synthétique de l'évolution géologique de la Sous-Province de Carajás et en faire ressortir un certain nombre de problèmes non résolus.

1.3.1- Les grands ensembles de la Sous-Province Carajás

La Sous-Province Carajás renferme d'abondantes roches d'âge archéen dont les principales unités sont les suivantes:

- des roches granulitiques âgées de 3.0 Ga appartenant au Complexe Pium;
- une séquence de type *greenstone belt* (> 2.87 Ga) située dans la région de Rio Maria;
- d'abondantes plutonites âgées de 2.96 à 2.87 Ga qui se situent surtout dans la région de Rio Maria et Xinguara;
- des roches gneissiques de 2.8 Ga situées dans la région de Carajás et qui sont considérées jusqu'à présent comme appartenant au Complexe Xingu;

- une grande séquence volcano-sédimentaire de type *greenstone belt* âgée de 2.78-2.74 Ga située dans la région de Carajás;
- une suite de granitoïdes peralumineux (> 2.73 Ga) affleurant entre les domaines de Carajás et Rio Maria;
- une séquence de couverture (> 2.65 Ga) représentée par des sédiments clastiques;
- un ensemble de dykes et sills de roches mafiques situé surtout dans la région de Carajás;
- des plutons granitiques alcalins tardi-archéens (2.57 Ga) décrits jusqu'à présent seulement dans le région de Carajás;
- un ensemble de corps granitiques anorogéniques âgés de 1.88 Ga;
- un magmatisme basique de la fin du Protérozoïque;
- un magmatisme basique phanérozoïque.

1.3.2- Le cycle Transamazonien (2.0 Ga)

Les données géochronologiques et pétrologiques disponibles actuellement nous permettent d'écarter certains modèles tectoniques proposés pour la région de Carajás. Parmi ces modèles figurent notamment ceux qui défendent l'idée de la présence d'un cycle géotectonique à environ 2.0 Ga (cycle Transamazonien). L'ensemble des datations obtenues tant par les méthodes Rb-Sr que U-Pb ou Pb-Pb indique qu'il n'y a pas eu à 2.0 Ga de déformation et de métamorphisme régionaux dans la Sous-Province Carajás, caractéristiques d'un cycle orogénique. Les seules manifestations attribuables à cette période, au sens très large, sont les granites anorogéniques (1.88 Ga) et des manifestations hydrothermales liées à la faille de Carajás.

Les travaux antérieurs sur la géologie de Carajás montrent que les âges proches de 2.0 Ga sont très fréquents. Cependant, lorsqu'on vérifie les méthodes employées (Ar-Ar ou K-Ar sur biotite) il paraît clairement que ces âges traduisent une ouverture du système dans les fractions de basse température. Cela a été très bien démontré par Renne et al. (1988) lors des datations des roches du Complexe Pium. Cette ouverture à basse température doit très probablement être une réponse à l'intense activité hydrothermale associée à la Faille de Carajás.

Les formations volcano-sédimentaires, le magmatisme, les épisodes de déformation et de métamorphisme de cette Sous-Province sont donc imputables à l'Archéen.

1.3.3- La colonne lithostratigraphique de la région de Carajás

Les données publiées antérieurement et concernant la région de Carajás (Hirata et al., 1982 et Meireles et al., 1984; DOCEGEO, 1988; Araújo et al., 1988) ont été synthétisées en trois colonnes lithostratigraphiques (Tableau 1.1). La lecture de ce tableau montre qu'il n'y a pas de

consensus sur une colonne stratigraphique unique et que l'attribution des formations volcano-sédimentaires reste assez incertaine.

Les données acquises au cours de notre étude sur le Massif Estrela et son encaissant volcano-sédimentaire ainsi que les données géochronologiques publiées récemment nous conduiront à discuter les attributions antérieures et à proposer une nouvelle colonne lithostratigraphique (cf. Conclusion générale).

1.3.4- Les problèmes de cartographie: le Complexe Granitique Estrela et son encaissant

Dans ce travail nous proposons que le granite Estrela soit nommé **Complexe Granitique Estrela**. Nous détaillerons plus tard les éléments justifiant cette appellation nouvelle (cf. Chapitres 4 et 5).

Des problèmes apparaissent lorsque l'on compare les différentes cartes géologiques où des lithologies identiques peuvent être attribuées à des unités lithostratigraphiques différentes. A cela s'ajoute les dimensions variables des certaines unités lithostratigraphiques dans les différentes cartes. Les roches encaissant le Complexe Granitique Estrela illustrent très bien les problèmes mentionnés ci-dessous. En voici quelques exemples:

(i) Araújo et al. (1992) — Le Complexe Granitique Estrela est attribué au socle gneissique et il est encadré au Sud comme au Nord par une séquence supracrustale (Ceinture Itacaiúnas).

(ii) Araújo et al. (1988); Costa et al. (1990) — Le Complexe Granitique Estrela appartient au socle (Complexe Xingu) et est recouvert par des roches volcano-sédimentaires (Groupe Rio Novo au Nord, Groupe Grão-Pará au Sud).

(iii) Hirata et al. (1982) — Le Complexe Granitique Estrela recoupe des roches du socle (Complexe Xingu) et de la Séquence Salobo-Pojuca (Ceinture Itacaiúnas).

(iv) Meireles et al. 1984; DOCEGEO, 1988 — Le Complexe Granitique Estrela est corrélé aux granites protérozoïques, mais il est recouvert par des sédiments clastiques de la Formation Rio Fresco dont l'âge minimum est de 2.67 Ga.

Ces incohérences dans l'interprétation de la position lithostratigraphique du Complexe Granitique Estrela nous amènent donc à mettre en relief quelques questions pour l'instant non résolues:

(i) Le Complexe Granitique Estrela appartient-il au socle (Complexe Xingu) ou représente-t-il un ensemble intrusif plus jeune?

(ii) Son encaissant volcano-sédimentaire correspond-il à une seule unité ou à plusieurs unités d'âges différents? Quelles sont ses relations avec le Complexe Granitique Estrela: en particulier, y-a-t-il des évidences d'un métamorphisme au contact du Complexe?

(iii) Le Complexe Granitique Estrela correspond-il à un ensemble homogène ou composite? Existe-t-il des formations équivalentes dans la Sous-Province de Carajás?

Mesozoïque	Jurassique	Gabbro Santa Inês						
	Supérieur			Dykes mafiques et acides				
Protérozoïque	Moyen	Groupe Uatumã						
	Inférieur	Formation Rio Fresco	Granite Central de Carajás	Granites: Central de Carajás, Cigano et Borrachudo		Granites Anorogéniques		
		Groupe Grão-Pará	Formation Supérieure Formation Carajás Formation Parauapebas	Gabbro Santa Inês		Intrusions Ultramafiques Anorogéniques		
				Groupe Rio Fresco				
Séquence Salobo-Pojuca	Granite Estrela ↘	Granite Estrela ↘						
Archéen	Complexe Xingu et "greenstone-belts"		Supergroupe Itacaiúnas	Groupes Buritirama et Igarapé Bahia	Formation Sumidouro Formation Grotta do Vizinho	Ceinture Itacaiúnas	Groupe Grão-Pará	Form. Águas Claras
				Groupe Grão-Pará	Formation Paleovolcanique Supérieure Formation Carajás Formation Parauapebas			Form. Carajás
				Groupes Igarapé Salobo et Igarapé Pojuca	Formations Cinzento et Corpo Quatro Formation Três Alfa Gneiss Cascata			Form. Parauapebas
				Complexes Pium, Xingu et Luanga			Groupe Sapucaia	
						Gneiss Estrela		
						Complexes Xingu et Pium		
Hirata et al. (1992) et Meireles et al. (1984)			DOCEGEO (1988)			Araújo et al. (1988)		

Tableau 1.1 - Les principales colonnes stratigraphiques proposées pour la région de Carajás.

1.3.5- Les âges à 2.5 Ga

Une autre question concernant les données géochronologiques est liée à la signification des âges Rb-Sr (roche totale) des granitoïdes archéens, notamment ceux localisés dans la région de Rio Maria (Tonalite Arco Verde, Granodiorite Rio Maria, granites Mata Surrão et Xinguara). Les âges obtenus par la méthode Rb-Sr (roche totale), sont en effet systématiquement plus jeunes (~2.5 Ga) que les âges U-Pb sur zircon (2.8-2.9 Ga). Cela est très bien souligné dans la révision des données géochronologiques (Tableau 1.2) de la région de Carajás faite par Macambira et Lafon (1995). La signification de ces âges à 2.5 Ga n'a pas encore reçu d'explication satisfaisante jusqu'à présent.

Nous verrons que ces âges à 2.5 Ga peuvent être interprétés de façon cohérente dans le cadre d'un épisode magmatique dont le Complexe Granitique Estrela pourrait être un témoin.

1.3.6 - Présentation de l'aire étudiée

Le Complexe Granitique Estrela se présente sous la forme d'un massif de dimensions batholitiques, allongé selon la direction E-W. Dans ce massif les monzogranites prédominent largement sur les syénogranites, sur les granodiorites et sur les tonalites. De petits corps granitiques pétrographiquement similaires au Complexe Granitique Estrela affleurent à Nord et à Nord-Est de celui-ci (Annexe 2 - Carte mobile).

La séquence de roches volcano-sédimentaires archéennes encaissant le Complexe Granitique Estrela est formée par des metabasites auxquelles s'associent subordonnement des méta-ultrabasites. Ces roches sont accompagnées par des bandes des quartzites ferrugineux auxquels s'intercalent de quartzites et des micaschistes. Localement on y trouve de rares métapélites ainsi que de roches calco-silicatées (Annexe 2 - Carte mobile).

On décrira d'abord les types lithologiques appartenant les séries volcano-sédimentaires pour montrer l'existence d'un métamorphisme de contact autour du massif Estrela, montrant sans ambiguïté son caractère intrusif dans les séries volcano-sédimentaires.

Les autres unités lithostratigraphiques affleurant dans la région étudiée sont représentées par le Granite Cigano du Paléoproterozoïque et par de dykes de diabase et de petits corps de gabbro âgés probablement du Phanérozoïque (Annexe 2 - Carte mobile).

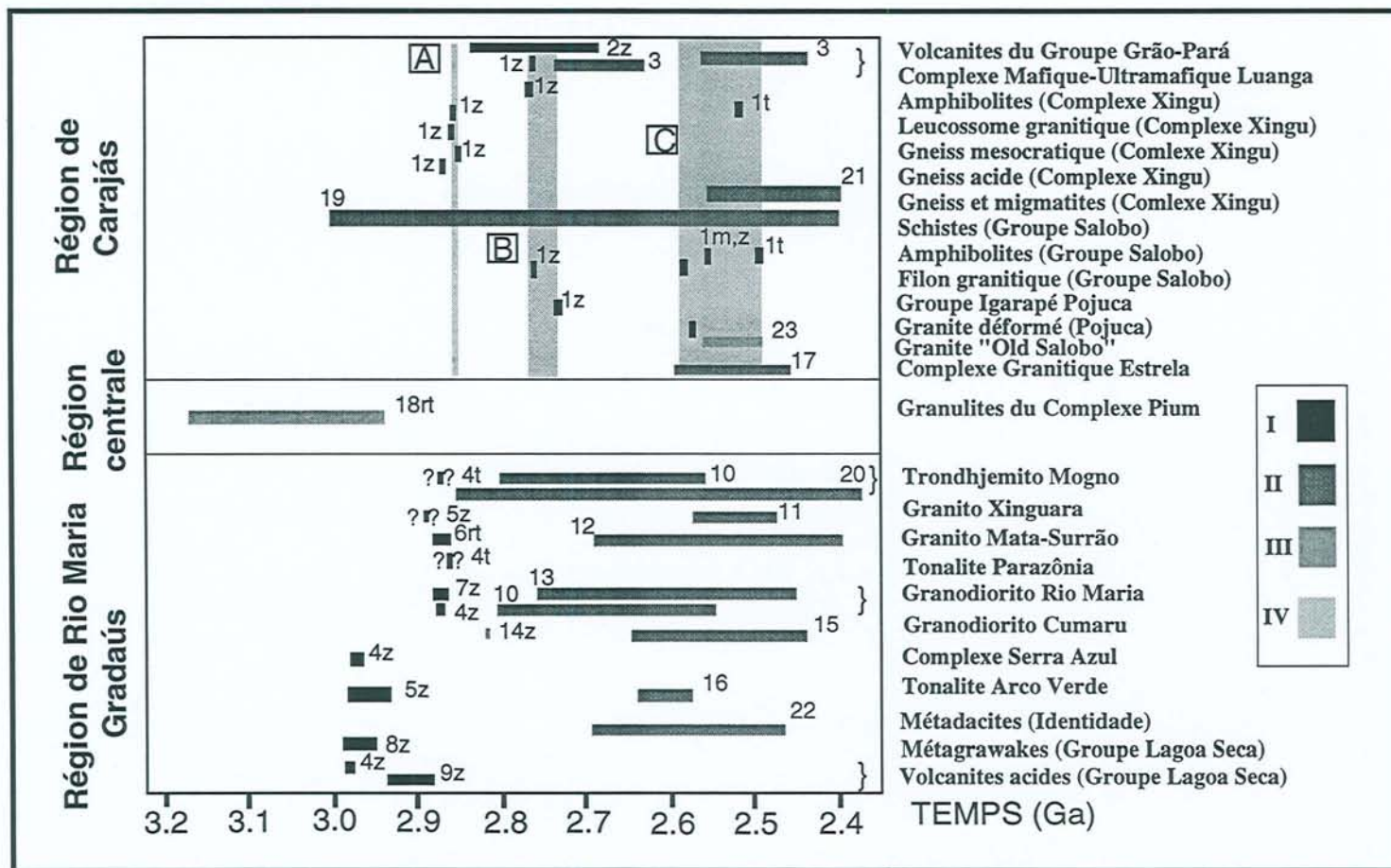


Figure 1.7 - Synthèse des données géochronologiques U-Pb, Pb-Pb et Rb-Sr des roches archéennes de la Province Métallifère de Carajás d'après Macambira et Lafon (1995). I. U-Pb sur minéraux; II. Rb-Sr sur roche totale; III. Pb-Pb sur minéraux et roche totale; IV. Les principaux événements métamorphiques proposés par Machado et al. (1991) dans la région de la Serra dos Carajás. A. 2861-2847 Ma; B. 2764-2730 Ma; C. 2586-2492.; z-zircon; m-monazite; t-titanite; rt-roche totale. 1. Machado et al. (1991); 2. Wirth et al. (1986); 3. Gibbs et al. (1986); 4. Pimentel et Machado (1994); 5. (Macambira (1992); Lafon et al. (1994); 7. Macambira et Lancelot (1991b); 8. Macambira et Lancelot (1991a); 9. Macambira et Lancelot (1992); Montalvão et al. (1988); 11. Macambira et al. (1991); 12. Duarte et al. (1991); 13. Gastal et al. (1987); 14. Lafon et Scheller (1994); Lafon et al. (1990); 16. Macambira et al. (1993); 17. Barros et al. (1992); 18. Rodrigues et al. (1992); 19. Tassinari et al. (1982); 20. Macambira et al. (1988); 21. Montalvão et al. (1984); 22. Souza et al. (1992); 23. Souza (1996).

Chapitre 2

Chapitre 2 —

Caractérisation texturale, minéralogique et chimique des formations encaissantes du Complexe Granitique Estrela

2.1- INTRODUCTION

Ce chapitre présente au lecteur l'ensemble des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela dans le but de comprendre leur histoire tectono-métamorphique. Nous décrirons, en premier lieu, la nature pétrographique et chimique des principaux faciès. Comme les textures sont, en général, similaires dans les différents faciès, il nous a paru préférable de les décrire à part, de façon à éviter les répétitions fastidieuses et de montrer leur évolution spatiale. La composition chimique des minéraux ne sera que brièvement mentionnée ici, dans la mesure où elle sera abordée en détail dans la partie suivante consacrée au métamorphisme.

Ce chapitre est organisé en trois parties: (i) descriptions lithologiques, (ii) variations texturales, (iii) discussion et conclusions. C'est un chapitre très long, mais le lecteur pourra simplement se reporter à la partie discussion et conclusion où les données sont synthétisées et discutées.

L'encaissant du Complexe Granitique Estrela correspond à une importante séquence de metabasites et méta-ultrabasites dans lesquelles sont intercalés des métasédiments d'âge archéen (Machado et al., 1988, 1991; Wirth et al., 1986), l'ensemble contenant de nombreux gisements métallifères (Beisiegel et al., 1973; Bernardelli, 1982; Meireles et Teixeira, 1982; DOCEGEO, 1988). Aux alentours du complexe granitique prédominent plus particulièrement les roches metabasiques auxquelles sont associées des formations ferrifères; on y rencontre, de façon subordonnée, des quartzites, métapélites, schistes ultrabasiques et roches calco-silicatées. Nous verrons qu'il existe également des variations texturales importantes à l'approche du complexe granitique.

2.2- DESCRIPTIONS LITHOLOGIQUES

2.2.1- Les roches métabasiques

Les roches métabasiques se caractérisent par des couleurs gris foncé, gris foncé verdâtre et, moins souvent, gris clair. Leur grain varie de fin à moyen, néanmoins, des roches à grain grossier peuvent être trouvées localement. Leurs textures sont variables et s'étendent des textures ignées préservées aux textures métamorphiques (roches foliées complètement recristallisées). Entre ces deux extrêmes, tous les intermédiaires sont observés.

A proximité du Complexe Granitique Estrela, les metabasites sont parcourues par des veines aplitiques ou bien par des veines à amphibole grossière. Elles peuvent être également rencontrées en enclaves dans le massif granitique lui-même.

Dans les metabasites, la richesse des types texturaux est accompagnée d'une importante variation faciologique représentée par les assemblages des minéraux suivants:

- clinopyroxène - hornblende - plagioclase;
- hornblende - plagioclase;
- hornblende - plagioclase - biotite;
- hornblende - biotite - plagioclase - grenat;
- hornblende - plagioclase - chlorite;
- hornblende - plagioclase - chlorite - épidote;
- hornblende - scapolite;

Chaque variété sera décrite séparément ci-dessous (Tableau 2.1). Les textures seront rapidement mentionnées, leur description détaillée sera faite dans la section 2.3.

2.2.1.1- Amphibolites à clinopyroxène - hornblende - plagioclase

Gisement — Les amphibolites à clinopyroxène se trouvent près du contact avec le Complexe Granitique Estrela, mais aussi à l'intérieur de celui-ci sous la forme de xénolites. En général, ces metabasites ont un aspect massif (cas des xénolites) ou faiblement à fortement folié (encaissant au contact du granite). Dans ce faciès, les roches à texture primaire préservée sont absentes. Des textures transitionnelles coexistent avec des textures métamorphiques (*cf.* § 2.3), attestant de l'origine magmatique de ces roches et de leur recristallisation plus ou moins importante.

lithologie	amphibolites						calco-sil. métapélite		
	CD 22	CD 66	CD 65	CD 62	CD 67	IV- 26	CAP 3°	CAP 45	CN 121
faciès	hb	hb	hb-bt	hb-chl-ep	hb-chl-ep	hb-bt	hb-bt-gr		
texture	TP	TR	TR	TP	TR	GNB	GLB-PB	GNB	GB
plagioclase	15.48	22.10	30.62	46.87*	26.17	13.53	22.42	53.81	13.33
pyroxène								3.51	
amphibole	63.59	71.28	55.63	47.16	65.80	28.86	22.89		
biotite			7.17			57.01	30.94		21.80
chlorite				1.70					
opaques	5.36	2.32	2.69	1.95	2.52	0.30	1.85		0.02
sphène			0.02					1.45	
quartz	13.26	3.75	3.17	0.30			21.41	35.71	38.94
Fk								4.09	
séricite	1.78 ***								25.48
épidote	0.54	0.45	0.29	2.00	5.43		0.37	0.90	
zircon		0.02	tr	0.02		0.12	0.02		0.22
apatite		0.05				0.02	0.10	0.02	
allanite			tr			0.15			
tourmaline							traces		0.28

° matrice

lithologie	amphibolites							
	CAP 46	CAP 15	CAP 47	VI - 89	VIII - 59	CN 39	CRN 32	IV - 90
faciès	hb-chl	hb-bt	hb-bt	hb	hb	cpx-hb	cpx-hb	cpx-hb
texture	GNB	GNB	GNB	GNB	GNB	TR	GNB	GNB
plagioclase	44.12	32.52	42.10	50.77	23.8	31.14	27.80	35.70
pyroxène						16.07	12.27	12.89
ouralite								6.37
amphibole	34.81	56.02	43.60	49.23	66.29	50.01	57.93	43.16
biotite		5.56**	2.94					
chlorite	10.42							
opaques		0.77	1.28		0.37	1.85	0.17	0.22
scapolite	3.48	2.57	0.59					
sphène								
quartz	1.42	1.93	7.63		5.44	0.47	1.01	0.57
séricite	5.06		1.06 ***					
épidote		0.64	0.77		4.07***		0.79	
saussurite	3.88							1.09
zircon		traces	0.02					
apatite					0.02	0.10	0.02	

* plagioclase altéré

** biotite chloritisée

*** altération de plagioclase

TP= texture primaire

TR = texture transitionnelle

GNB = texture grano-nématoblastique

GLB-PB = texture grano-lépidoblastique porphyroblastique

GB = texture granoblastique

Tableau 2.1 - Analyses modales (vol %) des roches de la série encaissant le Complexe Granitique Estrela.

Pétrographie — La minéralogie de ces amphibolites ne varie pas beaucoup: amphibole, plagioclase et clinopyroxène pour les minéraux principaux; quartz, ilménite, apatite et zircon comme minéraux accessoires. Les minéraux d'altération peuvent apparaître sous la forme d'épidote et d'actinote. Les minéraux de deux échantillons d'amphibolite à clinopyroxène ont été analysés à la microsonde: le premier (CN 39) a une texture transitionnelle, le deuxième (CRN 32) illustre le cas où la recristallisation est intense.

Les faciès à texture transitionnelle se caractérisent par une texture intergranulaire à sub-ophitique héritée, coexistant avec des zones à tendance granoblastique. Cela s'exprime principalement par la présence de lattes de plagioclase disposées aléatoirement entre des grains d'amphibole et/ou clinopyroxène plus fins et recristallisés. Sur certains grains de plagioclase, on observe une zonation concentrique modérée à forte (Tableau 2.2), continue et normale (An_{61} à An_{51} du coeur vers la bordure). Toutefois, des grains à zonation faiblement inverse (An_{49} à An_{53} du coeur vers la bordure) sont aussi trouvés localement. Les néoblastes de plagioclase sont nettement plus petits et leur forme, à tendance polygonale, présente des joints de grains courbes à rectilignes. Localement, il est possible d'observer des agrégats allongés de grains de plagioclase recristallisés, dont la morphologie rappelle beaucoup la forme des lattes de la texture magmatique originelle. Les traces de déformation sont rares et exprimées par l'extinction ondulante ou, plus localement, par des bandes de déformation dans les plagioclases.

Les amphiboles, de couleur châtain rougeâtre pâle, sont poeciloblastiques ou bien forment des agrégats de grains polygonaux. Les néoblastes d'amphibole sont en général associés aux néoblastes de clinopyroxène bâtissant une matrice granoblastique. La composition de l'amphibole (Tableau 2.2) est relativement variable: hornblende ferro-pargasitique ($Al_2O_3= 11.13-11.28\%$, $TiO_2= 1.51-1.65\%$, $MgO= 7.59-8.37\%$ et $XMg= 0.40-0.43$), ferro-pargasite ($Al_2O_3= 11.23\%$, $MgO= 11.53\%$, $TiO_2= 1.61\%$ et $XMg= 0.41$), ferro-hornblende ($Al_2O_3= 9.04\%$, $TiO_2= 0.43\%$, $MgO= 7.80\%$ et $XMg= 0.35$) et ferro-hornblende édénitique ($Al_2O_3= 9.92\%$, $TiO_2= 1.31\%$, $MgO= 8.67\%$ et $XMg= 0.45$).

Les clinopyroxènes se présentent comme de fins néoblastes subautomorphes transparents à jaune clair qui ont des teneurs basses en Al_2O_3 (0.50-1.49%) et des valeurs de FeO (10.61-12.93%) et MgO (11.74-12.11%) les classant dans les diopsides (Tableau 2.2). Parfois le clinopyroxène est altéré en ouralite sur ses bordures.

Dans les faciès recristallisés, l'amphibole devient brune (pléochroïsme faible, vert brunâtre, brun verdâtre à vert olive) et sa proportion semble augmenter (Tableau 2.1). La composition de l'amphibole est homogène (Tableau 2.3), avec des fourchettes de valeurs restreintes pour Al_2O_3 (9.05-10.12%), TiO_2 (1.39-1.50%) et MgO (9.14-10.09%). Ces amphiboles se situent dans le champ de la ferro-hornblende, près de la limite avec la magnésio-hornblende.

Clinopyroxènes			Amphiboles				Plagioclases			
N°Ech	cn39	cn39	hb fer parg	ferroan parg	ferro hb	hb ferro edenit	N°Ech	cn39	cn39	
N°Anal.	59	68					N°Anal.	71	60	
	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur		coeur	coeur	
SiO2	53.09	51.20	SiO2	42.72	42.19	41.15	42.03	SiO2	54.82	53.16
Al2O3	0.48	1.49	Al2O3	11.13	11.23	9.04	9.92	Al2O3	25.91	28.76
TiO2	0.07	0.10	TiO2	1.51	1.61	0.43	1.31	TiO2	0.01	0.01
FeO	11.20	12.84	FeO	18.53	19.47	26.08	18.97	FeO	0.04	0.05
MnO	0.26	0.25	MnO	0.18	0.16	0.40	0.22	MnO		0.01
MgO	11.90	11.74	MgO	8.37	7.80	7.80	8.67	MgO		0.01
CaO	22.92	21.36	CaO	11.61	11.53	8.04	11.66	CaO	10.41	12.56
Cr2O3			Cr2O3		0.06		0.08	Cr2O3		
NiO	0.06		NiO	0.09		0.04	0.05	NiO	0.18	
ZnO			Na2O	1.80	1.83	0.78	1.49	Na2O	6.03	4.37
Na2O	0.25	0.17	K2O	0.84	0.95	0.50	0.91	K2O	0.03	0.07
K2O		0.01								
TOTAL	100.23	99.16	TOTAL	96.78	96.83	94.26	95.31	TOTAL	97.43	99.00
FS (6 Oxygènes)			FS (23 Oxygènes et 15 cations)					FS (8 Oxygènes)		
Si	2.001	1.956	Si	6.272	6.214	6.531	6.551	Si	0.000	0.000
AlIV	0.000	0.044	AlIV	1.728	1.786	1.469	1.449	Al	3.877	3.949
T	2.001	2.000	T	8.000	8.000	8.000	8.000	Fe	0.004	0.005
AlVI	0.021	0.023	AlVI	0.198	0.163	0.221	0.373	Ca	1.416	1.568
Ti	0.002	0.003	Fe3+	0.000	0.000	0.794	0.115	Na	1.484	0.987
Cr	0.008	0.000	Ti	0.167	0.178	0.051	0.154	K	0.005	0.010
Fe3+	0.000	0.028	Cr	0.000	0.007	0.000	0.010	SOMME	6.786	6.520
Mg	0.669	0.668	Ni	0.011	0.000	0.005	0.006	%An	48.741	61.115
Fe2+	0.300	0.277	Mg	1.832	1.712	1.845	2.014	%Ab	51.092	38.479
Mn	0.000	0.000	Fe2+	2.383	2.516	2.667	2.358	%Or	0.167	0.406
M1	0.992	1.000	Mn	0.022	0.020	0.054	0.029			
Mg	0.000	0.000	C	4.612	4.597	5.638	5.059			
Fe	0.053	0.105	Ca	1.826	1.820	1.367	1.947			
Mn	0.008	0.008	Na (M4)	0.174	0.180	0.240	0.053			
Ca	0.926	0.874	B	2.000	2.000	1.607	2.000			
Na	0.018	0.013	Na (A)	0.339	0.342	0.000	0.397			
K	0.000	0.000	K	0.157	0.178	0.101	0.181			
Ni	0.002	0.000	A	0.496	0.521	0.101	0.578			
M2	1.007	1.000	TOTAL	15.108	15.118	15.346	15.637			
FeO	11.200	11.951	FeO	18.530	19.470	20.098	18.089			
Fe2O3	0.000	0.988	Fe2O3	0.000	0.000	6.648	0.979			
%En	34.188	34.088	XMg	0.435	0.405	0.348	0.449			
%Fs	18.478	21.330								
%Wo	47.333	44.582								
xFe	0.654	0.646								

Tableau 2.2 - Données chimiques représentatives de minéraux d'amphibolite à clinopyroxène, hornblende et plagioclase.

Clinopyroxène			Ferro hornbl			Plagioclase		
N°Ech	CRN32	CRN32	N°Ech	CRN32	N°Ech	CRN32	CRN32	
N°Anal.	31	42	N°Anal.	28	N°Anal.	34	40	
	bordure	bordure		coeur		bordure	centre	
SiO2	51.78	52.91	SiO2	44.92	SiO2	56.52	53.27	
Al2O3	0.66	0.79	Al2O3	9.18	Al2O3	27.69	29.97	
TiO2	0.12	0.09	TiO2	1.39	TiO2			
FeO	12.51	11.27	FeO	17.59	FeO	0.09		
MnO	0.36	0.57	MnO	0.32	MnO	0.03	0.14	
MgO	10.98	10.99	MgO	9.48	MgO	0.01	0.02	
CaO	23.29	23.91	CaO	11.51	CaO	10.67	13.06	
Cr2O3	0.04		Cr2O3	0.17	Cr2O3			
NiO	0.11		NiO	0.09	NiO		0.05	
ZnO			Na2O	1.21	Na2O	5.71	4.36	
Na2O	0.19	0.23	K2O	0.89	K2O	0.06	0.08	
K2O								
TOTAL	100.04	100.76	TOTAL	96.75	TOTAL	100.78	100.95	
FS (6 Oxygènes)			FS(23 Oxygènes et 15 cations)		FS (8 Oxygènes)			
Si	1.968	1.992	Si	6.611	Si	0.000	0.000	
AlIV	0.030	0.008	AlIV	1.389	Al	3.951	3.955	
T	1.998	2.000	T	8.000	Fe	0.009	0.000	
AlVI	0.000	0.027	AlVI	0.204	Ca	1.384	1.567	
Ti	0.003	0.003	Fe3+	0.000	Na	1.340	0.947	
Cr	0.001	0.018	Ti	0.154	K	0.009	0.011	
Fe3+	0.040	0.000	Cr	0.020	SOMME	6.694	6.480	
Mg	0.622	0.617	Ni	0.011	%An	50.630	62.057	
Fe2+	0.334	0.336	Mg	2.080	%Ab	49.031	37.491	
Mn	0.000	0.000	Fe2+	2.243	%Or	0.339	0.453	
M1	0.999	0.982	Mn	0.040				
Mg	0.000	0.000	C	4.751				
Fe	0.024	0.019	Ca	1.815				
Mn	0.012	0.018	Na (M4)	0.185				
Ca	0.949	0.964	B	2.000				
Na	0.014	0.017	Na (A)	0.160				
K	0.000	0.000	K	0.167				
Ni	0.003	0.000	A	0.327				
M2	1.002	1.018	TOTAL	15.078				
FeO	11.265	11.270	FeO	17.590				
Fe2O3	1.384	0.000	Fe2O3	0.000				
%En	31.421	31.558	XMg	0.481				
%Fs	20.671	19.088						
%Wo	47.908	49.354						
xFe	0.649	0.635						

Tableau 2.3 - Données chimiques (% pds) et formules structurales représentatives de minéraux d'amphibolite à clinopyroxène, hornblende et plagioclase.

Le clinopyroxène (Tableau 2.3) a également une composition assez peu variable de type diopside (En= 31.40-34.50%, Fs= 17.40-21.30%, et Wo= 46.20-49.40%). Il n'y a pas beaucoup de différence entre les compositions des clinopyroxènes et des amphibolites des faciès à texture transitionnelle et celles des faciès à texture granoblastique.

Les plagioclases, totalement recristallisés, présentent une zonation concentrique modérée à forte, continue et normale (coeurs à An₆₂ et bordures à An₅₁). Cependant, la composition du plagioclase est très variable dans ces roches, les teneurs en Anorthite variant de An₂₁ à An₆₂.

Composition chimique — Deux échantillons d'amphibolite à clinopyroxène ont été analysés. L'un correspond à une roche à texture transitionnelle (CN 39) qui appartient à la population d'enclaves, et l'autre à une roche à texture granoblastique orientée (CRN 32) qui se trouve près du contact avec le massif granitique (Tableau 2.16).

Le comportement des éléments majeurs de l'amphibolite à texture transitionnelle est marqué par une valeur de SiO₂ de 47.65%, par des teneurs élevées en Fe₂O₃ (14.75%), Al₂O₃ (14.90%), CaO (11.06%) et Na₂O (2.45%), ainsi que par des concentrations relativement basses en MgO (6.59%), TiO₂ (0.98%) et K₂O (0.54%). Le rapport XMg [Mg/(Mg+Fe)] de cette roche est de 0.60.

Les éléments traces ont des concentrations relativement basses en Cr (190), Ni (100) et Co (50), ainsi que des valeurs modérées de Zr (59) et Y (23) et une haute teneur en V (280). Les teneurs en Rb sont hautes (58) et quand il est comparé au contenu en Sr (92) il en résulte un rapport Rb/Sr de 0.64.

Cette amphibolite présente des concentrations relativement élevées en terres rares (Σ REE= 47.33) dont l'abondance varie de 13 à 24 fois celles des chondrites (*cf.* Evensen et al., 1978). Le spectre des terres rares est, par rapport aux chondrites, marqué par un fractionnement très faible des terres rares légères [(La/Sm)_N= 1.49] d'une part et des terres rares lourdes d'autre part [(Gd/Yb)_N= 1.18]. L'enrichissement relatif en terres rares légères par rapport aux lourdes reste faible (La/Yb)_N= 1.77. Le rapport Eu/Eu* (1.09) traduit une légère anomalie positive (Fig. 2.12).

La composition chimique du second échantillon (CRN 32) est très semblable à celle décrite au-dessus, en dépit de teneurs plus faibles en Fe₂O₃ (13.01%) et plus élevées en CaO (12.47%). Le rapport XMg de cet échantillon est de 0.65. Parmi les éléments traces on observe que, comparativement à l'amphibolite à texture transitionnelle, cette roche montre une hausse des teneurs en Cr (357), Ni (177) et Sr (137), ainsi que des teneurs plus basses en Rb (18). Le comportement de ces deux derniers éléments conduit à un rapport Rb/Sr (0.13) plus bas. Le spectre des terres rares est aussi semblable (Σ REE= 54.15) à celui de l'amphibolite à texture transitionnelle (Fig. 2.12).

2.2.1.2- Amphibolites à hornblende - plagioclase

Gisement — Les amphibolites à hornblende-plagioclase sont des roches ubiquistes, à grain fin ou moyen et de couleur gris à gris verdâtre. Cependant, différentes variétés et répartitions peuvent être reconnues en fonction des textures:

- variétés à texture ignée préservée dans lesquelles on peut reconnaître facilement l'arrangement subophitique initial; un exemple de ces roches est celui de l'affleurement CD 22, situé à deux kilomètres au Sud du massif;

- variétés à texture transitionnelle dans lesquelles on peut localement identifier les fines lattes de plagioclase de la texture sub-ophitique mais qui commencent également à montrer une foliation très discrète; l'affleurement CD 11, localisé à un kilomètre et demi au Sud du massif illustre bien ce type textural;

- variétés à texture recristallisée (CD 5) se trouvant aux alentours du contact avec le Complexe Granitique Estrela et à l'intérieur de celui-ci; une roche (CAP 17) située à 1,5 kilomètres au Nord du Complexe Granitique Estrela et qui se caractérise par une structuration très forte en crayons parallèles constitués d'agrégats d'amphibole et de plagioclase (tectonite de type L) en est un exemple particulier.

Pétrographie — La composition de ces roches est assez monotone (essentiellement plagioclase et amphibole) avec quelques variations de faciès à quartz et ilménite plus abondants (Tableau 2.1).

Dans les variétés à texture ignée préservée (CD 22), où la texture est subophitique, les lattes de plagioclase sont relativement limpides, mais parfois saussuritisées. Une nette zonation de type continue et concentrique est observée sur quelques sections. Les teneurs en Anorthite varient de An₇₅ à An₄₀ (Tableau 2.4).

Les amphiboles apparaissent en cristaux ou en agrégats de cristaux finement recristallisés pseudomorphosant des cristaux antérieurs (pyroxène?). Elles sont de couleur vert clair avec de fines bordures vert olive (Fig. 3.11). Les amphiboles vert clair appartiennent au type actinote avec des valeurs très basses de Al₂O₃ (2.24%), des valeurs variables de FeO (11.89- 12.99%) et de TiO₂ (0.05-0.16%) et des rapports XMg élevés (0.68-0.70). Les amphiboles vert olive situées sur les bordures sont de type ferro-tschermakite et hornblende ferro-tschermakitique, avec des teneurs plus élevées en Al₂O₃ (14.05-14.81%), FeO (17.37-18.04%) et TiO₂ (0.33-0.47%) (Tableau 2.5).

Les minéraux accessoires sont représentés par la titanomagnétite en grains d'aspect squelettique, fréquemment associés aux amphiboles. De petits cristaux xénomorphes de chalcopryrite peuvent être décrits à proximité des cristaux squelettiques de titanomagnétite.

Les metabasites à texture transitionnelle possèdent des grains allongés de plagioclase, exhibant fréquemment une zonation continue et normale très forte. Sur certaines sections les

teneurs en Anorthite sont très variables au coeur du cristal (An_{69-40}), avec des bordures à An_{15} (Tableau 2.4).

Les amphiboles sont vert bleuâtre à vert olive et forment généralement des agrégats modérément orientés. Dans l'échantillon CD 11, les teneurs en Al_2O_3 (10.25-14.64%), FeO (13.05-15.03%) et TiO_2 (0.27-0.42%) sont peu variables, avec des XMg qui varient de 0.52 à 0.61 (Tableau 2.5). Parmi ces amphiboles, les types magnésio-hornblende et hornblende tschermakite prédominent sur le type tschermakite. Parfois, on peut noter que quelques grains ont une zonation modérée à forte qui est exprimée par des tonalités vert clair au coeur, contrastant avec les bordures plus sombres (Fig. 3.12).

Dans ce cas, les coeurs sont de type actinote, nettement plus pauvres en Al_2O_3 (2.26-3.68%), FeO (10.06-10.81%) et TiO_2 (0-0.12%), et avec des XMg de 0.73 à 0.75.

L'ilménite appartient à la paragenèse accessoire et apparaît en cristaux squelettiques. Parfois de petits cristaux de chalcopyrite s'associent à l'ilménite.

Les amphibolites à texture recristallisée présentent fréquemment une structure litée où des horizons millimétriques sombres riches en amphibole alternent avec des niveaux plus clairs où plagioclase et amphibole sont en proportions équivalentes. L'amphibole a une couleur homogène vert châtain avec un fort pléochroïsme (vert olive, vert jaunâtre, et jaune verdâtre clair). Sa composition chimique (Tableau 2.5) la classe dans ferro-pargasite, hornblende ferro-pargasitique et ferro-tschermakite. Les teneurs en principaux oxydes sont peu variables ($Al_2O_3= 11.71-12.13\%$, $FeO= 18.47-20.44\%$ et $TiO_2= 1.31-1.65\%$). Les rapports XMg sont également homogènes (0.40-0.43).

Le plagioclase a des teneurs en Anorthite qui varient sur l'ensemble des cristaux de An_8 à An_{48} (Tableau 2.4). Sur certains grains on peut caractériser une zonation concentrique, continue, normale et faible (An_{38-35}). Quelques traces de déformation sont parfois visibles (extinction ondulante, bandes de déformation).

Le quartz est accessoirement présent en position interstitielle, sans orientation préférentielle très marquée. Les traces de déformation sont une extinction ondulante discrète, parfois des bandes de déformation et, moins fréquemment, des sous-grains.

Les grains d'ilménite, très fins et modérément orientés, se trouvent, en général, associés aux cristaux d'amphibole sous la forme d'inclusions, mais plutôt dans les roches où le quartz est, lui aussi, un minéral accessoire (Tableau 2.1).

L'amphibolite à hornblende et plagioclase CAP 17, outre une forte structuration (tectonite L), se distingue par des plagioclases avec des teneurs en Anorthite plus basses (An_{0-8}), et des amphiboles avec une zonation parfois très nette.

- des agrégats d'amphibole vert pâle correspondant à des ferro-actinotes, avec des teneurs plus faibles en Al_2O_3 (1.22-2.79%), FeO (22.94-25.00%) et TiO_2 (0.01-0.13%);

Amphiboles

Roches à texture ignée préservée				Roches transitionnelles						Roches recristallisées	
N°Ech	CD22-1	CD22-2	CD22-2	CD11-3	CD11-2	CD11-1	CD-66	CD-66	CD-66	CD5-5	CD5-2
N°Anal.	85	86	87	31	22	14	53	49	50	5	7
	bordure	coeur	interm	coeur	bordure	coeur	coeur	interm	coeur	bordure	coeur
SiO ₂	53.53	49.72	48.81	58.43	54.19	50.58	65.08	57.58	53.39	59.43	59.75
Al ₂ O ₃	23.74	31.11	32.13	26.20	28.92	31.04	25.95	27.03	29.08	25.80	25.56
TiO ₂	0.00	0.00	0.02	0.03	0.01	0.03	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
FeO	0.20	0.42	0.07	0.41	0.13	0.31	0.24	0.05	0.05	0.14	0.06
MnO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.02	0.03	0.00	0.00	0.00
MgO	0.00	0.17	0.05	0.05	0.07	0.10	0.00	0.00	0.03	0.00	0.03
CaO	10.06	14.67	15.33	8.41	11.49	13.91	5.84	8.95	12.03	7.80	7.29
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.01	0.07	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.08
Na ₂ O	8.27	3.54	2.84	6.91	5.23	3.45	6.23	6.45	4.63	7.08	7.48
K ₂ O	0.23	0.05	0.06	0.02	0.13	0.06	0.00	0.02	0.03	0.09	0.16
TOTAL	96.04	99.68	99.32	100.53	100.18	99.49	103.37	100.15	99.24	100.35	100.42
FS (8 Oxygènes)											
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	3.664	3.922	3.976	3.947	3.962	3.975	4.189	3.997	3.98	3.986	3.982
Fe	0.022	0.037	0.006	0.044	0.013	0.029	0.028	0.005	0.005	0.016	0.007
Ca	1.411	1.682	1.725	1.151	1.430	1.619	0.857	1.203	1.497	1.095	1.033
Na	2.098	0.735	0.578	1.713	1.179	0.727	1.656	1.569	1.043	1.801	1.917
K	0.039	0.006	0.008	0.003	0.019	0.008	0.000	0.004	0.004	0.015	0.027
SOMME	7.235	6.382	6.293	6.859	6.602	6.357	6.73	6.779	6.528	6.913	6.966
%An	39.8	69.4	74.6	40.2	54.4	68.8	34.1	43.3	58.8	37.6	34.7
%Ab	59.1	30.3	25.0	59.7	44.9	30.9	65.9	56.5	41.0	61.9	64.4
%Or	1.1	0.3	0.3	0.1	0.7	0.3	0.0	0.1	0.2	0.5	0.9

Tableau 2.4 - Analyses chimiques représentatives de plagioclases d'amphibolites à hornblende et plagioclase.

Amphiboles

Roches à texture ignée préservée

Roches transitionnelles

Roches recristallisées

N°Ech	Actinote			Ferro tsch			Hb fe tsch			Actinote	mg hornbl	Hb fe tsch	Hb tscherr	Tscherm	ferro hb	hb fe tsch	hb ferro pg	fe actinot	hb fe eden	fe parg	hb fe pg	hb hastingshb	ferro pc	fe tsch	ferroan pg										
	CD22	CD22	CD22	CD11	CD11	CD11	CD11	CD11	CD66																	CD66	CD66	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	CD5	CD5	CD5
	N°Anal.	93	89	100	32	29	23	38	26																	37	38	39	64	61	72	60	66	1	2
N°Anal.	interm.	bordure	bordure	coeur	coeur	bordure	bordure	bordure	bordure	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur												
SiO2	53.24	39.52	42.52	54.73	45.54	44.58	44.91	42.67	42.46	43.09	42.21	52.59	40.85	40.60	39.62	40.04	41.83	42.10	41.43																
Al2O3	2.86	16.35	14.05	2.26	12.20	13.65	13.65	14.83	11.40	11.83	11.66	1.22	9.03	9.11	9.41	9.39	11.75	11.99	11.71																
TiO2	0.12	0.40	0.33	0.00	0.34	0.40	0.30	0.42	0.86	0.91	0.90	0.08	1.03	1.11	1.08	1.22	1.66	1.60	1.57																
FeO	12.27	18.04	17.83	10.06	14.08	14.90	15.10	15.03	19.47	19.19	19.74	22.94	28.67	27.95	28.34	29.72	19.18	20.04	19.69																
MnO	0.02	0.20	0.04	0.53	0.43	0.35	0.25	0.37	0.52	0.13	0.16	0.20	0.22	0.16	0.10	0.18	0.00	0.15	0.26																
Mg	15.68	6.51	8.42	17.24	11.27	10.01	10.42	9.26	8.18	8.13	8.15	9.05	3.63	3.40	3.17	3.13	7.69	8.23	7.75																
CaO	11.96	11.62	11.91	11.81	11.89	11.90	11.52	11.78	11.37	11.51	11.48	12.01	11.37	11.23	11.28	11.13	11.82	11.46	11.55																
Cr2O3	0.06	0.00	0.27	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																
NiO	0.18	0.22	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00																
Na2O	0.24	1.59	1.23	0.26	1.11	1.38	1.26	1.44	1.53	1.47	1.71	0.31	1.95	1.76	1.71	1.79	1.48	1.61	1.46																
K2O	0.00	0.68	0.47	0.04	0.29	0.26	0.32	0.36	0.58	0.54	0.56	0.03	1.44	1.57	1.61	1.42	1.37	1.45	1.53																
TOTAL	96.63	95.13	97.12	96.94	97.14	97.44	97.76	96.17	96.43	96.79	96.75	98.43	98.19	96.89	96.32	98.02	96.77	98.63	96.95																
FS (23 Oxygènes et 15 cations)																																			
Si	7.692	5.891	6.392	7.806	6.707	6.405	6.427	6.212	6.523	6.346	6.470	7.854	6.517	6.202	6.451	6.415	6.169	6.081	6.104																
AlIV	0.308	2.109	1.608	0.194	1.293	1.595	1.573	1.788	1.477	1.654	1.530	0.146	1.483	1.640	1.549	1.585	1.831	1.919	1.896																
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.842	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000																
AlVI	0.179	0.763	0.881	0.185	0.825	0.717	0.729	0.756	0.587	0.399	0.577	0.069	0.215	0.000	0.257	0.188	0.211	0.123	0.137																
Fe3+	0.000	0.000	0.155	0.000	0.020	0.000	0.000	0.000	0.107	0.000	0.106	0.000	0.125	0.000	0.152	0.256	0.000	0.000	0.000																
Ti	0.013	0.045	0.037	0.000	0.038	0.043	0.032	0.046	0.100	0.101	0.104	0.009	0.124	0.128	0.132	0.147	0.184	0.174	0.174																
Cr	0.007	0.000	0.031	0.004	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																
Ni	0.021	0.027	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000																
Mg	3.378	1.447	1.886	3.665	2.473	2.144	2.222	2.010	1.872	1.785	1.862	2.015	0.863	0.774	0.769	0.747	1.690	1.772	1.702																
Fe2+	1.491	2.345	2.086	1.206	1.715	1.843	1.858	1.890	2.394	2.448	2.424	2.883	3.700	3.779	3.707	3.726	2.478	2.543	2.545																
Mn	0.003	0.025	0.005	0.063	0.053	0.042	0.031	0.046	0.067	0.017	0.021	0.025	0.030	0.021	0.014	0.024	0.000	0.018	0.033																
C	5.091	4.653	5.090	5.124	5.124	4.790	4.876	4.748	5.135	4.750	5.115	5.001	5.057	4.701	5.032	5.089	4.564	4.630	4.591																
Ca	1.852	1.855	1.919	1.805	1.876	1.832	1.767	1.838	1.872	1.816	1.885	1.922	1.943	1.838	1.968	1.911	1.867	1.773	1.824																
Na (M4)	0.066	0.145	0.081	0.071	0.124	0.168	0.233	0.162	0.128	0.184	0.115	0.078	0.057	0.162	0.032	0.089	0.133	0.227	0.176																
B	1.918	2.000	2.000	1.876	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000																
Na (A)	0.000	0.314	0.278	0.000	0.194	0.215	0.116	0.245	0.326	0.234	0.393	0.012	0.547	0.359	0.508	0.467	0.290	0.225	0.242																
K	0.000	0.129	0.089	0.007	0.054	0.048	0.058	0.066	0.114	0.101	0.110	0.006	0.293	0.306	0.334	0.290	0.259	0.266	0.287																
A	0.000	0.443	0.368	0.007	0.248	0.263	0.174	0.312	0.440	0.335	0.503	0.017	0.840	0.665	0.842	0.757	0.548	0.491	0.529																
TOTAL	15.009	15.096	15.458	15.006	15.372	15.053	15.050	15.060	15.575	15.085	15.618	15.018	15.896	15.208	15.874	15.846	15.113	15.122	15.120																
FeO	12.269	18.041	16.591	10.056	13.919	14.900	15.098	15.031	18.635	19.190	18.908	22.940	27.736	27.950	27.221	27.807	19.180	20.042	19.686																
Fe2O3	0.000	0.000	1.372	0.000	0.180	0.000	0.000	0.000	0.928	0.000	0.922	0.000	1.038	0.000	1.243	2.125	0.000	0.000	0.000																
XMg	0.694	0.382	0.457	0.752	0.588	0.538	0.545	0.515	0.428	0.422	0.424	0.411	0.184	0.170	0.166	0.158	0.405	0.411	0.401																

Tableau 2.5 - Analyses chimiques (% pds) et formules structurales représentatives d'amphiboles d'amphibolites à hornblende et plagioclase.



Figure 2.1 a et b - Filons aplitiques recoupant des métabasites. Notez le contraste de couleur dans les amphibolites marqué par des tonalités plus sombres le long des contacts avec les filons.

Amphibole

	hbl actinol	Mg hbl	Fe hbl	Fe hbl	Fe hbl	hbl fe-parg	hbl fe-parg	fe-parg
N°Ech	cap38	cap38	cap38	cap38	cap38	cap38	cap38	cap38
N°Anal.	12	11	13	6	5	9	7	8
	coeur	coeur	coeur	coeur	bordure	bordure	bordure	bordure
SiO2	48.49	46.66	43.99	43.62	44.03	40.64	40.58	39.30
Al2O3	5.64	7.17	8.77	8.86	9.49	11.96	12.42	13.39
TiO2	0.56	0.68	0.90	1.26	0.71	0.27	0.30	0.33
FeO	16.91	18.04	18.98	19.83	19.89	23.76	21.48	23.07
MnO		0.14	0.17	0.01	0.10	0.02	0.09	0.13
MgO	11.75	10.57	9.22	9.02	9.20	5.87	6.59	5.82
CaO	12.09	12.16	11.97	11.94	12.20	11.88	11.87	11.82
Cr2O3	0.07	0.01	0.06	0.09			0.10	
NiO	0.15	0.04		0.10				
Na2O	0.69	0.84	1.03	0.92	1.07	1.49	1.52	1.48
K2O	0.36	0.76	0.89	1.08	0.98	1.09	0.73	1.08
TOTAL	96.71	97.07	95.98	96.73	97.67	96.98	95.68	96.42
FS (23 Oxygènes et 15 cations)								
Si	7.257	7.026	6.758	6.683	6.654	6.330	6.334	6.136
AlIV	0.743	0.974	1.242	1.317	1.346	1.670	1.666	1.864
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.252	0.298	0.346	0.282	0.345	0.525	0.619	0.600
Fe3+	0.051	0.120	0.199	0.225	0.337	0.415	0.359	0.523
Ti	0.063	0.077	0.104	0.145	0.081	0.032	0.035	0.039
Cr	0.008	0.001	0.007	0.011	0.000	0.000	0.012	0.000
Ni	0.018	0.005	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	2.621	2.372	2.111	2.060	2.072	1.363	1.533	1.354
Fe2+	2.066	2.152	2.240	2.316	2.177	2.680	2.444	2.489
Mn	0.000	0.018	0.022	0.001	0.013	0.003	0.012	0.017
C	5.079	5.043	5.030	5.052	5.025	5.017	5.015	5.023
Ca	1.939	1.962	1.970	1.960	1.975	1.983	1.985	1.977
Na (M4)	0.061	0.038	0.030	0.040	0.025	0.017	0.015	0.023
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.139	0.207	0.277	0.233	0.289	0.433	0.445	0.425
K	0.069	0.146	0.174	0.211	0.189	0.217	0.145	0.215
A	0.208	0.353	0.452	0.444	0.478	0.649	0.590	0.640
TOTAL	15.287	15.396	15.481	15.497	15.502	15.667	15.605	15.663
FeO	16.502	17.088	17.432	18.076	17.222	20.576	18.726	19.062
Fe2O3	0.453	1.058	1.720	1.949	2.964	3.539	3.060	4.454
XMg	0.553	0.511	0.464	0.448	0.452	0.306	0.354	0.310

Tableau 2.6 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives d'amphiboles de metabasites recoupées par des veines aplitiques.

- des cristaux vert olive entourant les agrégats ou constituant la matrice correspondant à des hornblendes ferro-pargasites, ferro-édénitiques, hastingsitiques et à des ferro-hornblendes ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.67-10.44\%$, $\text{FeO} = 27.73-29.72\%$, $\text{TiO}_2 = 0.27-1.22\%$).

Parfois on peut observer une modification de couleur des roches métabasiques situées au contact sud du complexe granitique. Des fragments de metabasites, englobés ou recoupés par des mobilisats aplitiques venus du Complexe Granitique Estrela, montrent des bordures gris verdâtre foncé contrastant avec les parties intérieures de couleur vert clair (Figures 2.1 a et b). Dans les parties à couleur sombre (CAP 38) on remarque la prédominance d'amphiboles de type pargasitique sur celles de type actinolitique (Tableau 2.6).

Composition chimique – L'analyse chimique de l'échantillon CD 66 révèle une teneur en SiO_2 de 48.26%, des valeurs élevées de Fe_2O_3 (15.89%), Al_2O_3 (14.30%), CaO (10.31%), Na_2O (2.55) et TiO_2 (1.28%), et des teneurs basses en MgO (5.75%) et K_2O (0.41%). Le numéro mg est de 0.56 pour cet échantillon (Tableau 2.16).

Parmi les éléments traces on peut observer de basses concentrations en Cr (174), Ni (75), Co (47) et Rb (8), une valeur modérée de Y (29) et des teneurs relativement importantes en Zr (97) et Sr (112). Les terres rares sont modérément enrichies dans cette roche ($\Sigma\text{REE} = 52.97$) laquelle montre des concentrations entre 17 à 24 fois les chondrites (cf. Evensen et al., 1978). Cette amphibolite a un spectre plat avec un fractionnement très faible des terres rares [$(\text{La}/\text{Yb})_N = 1.36$], [$(\text{La}/\text{Sm})_N = 1.18$], [$(\text{Gd}/\text{Yb})_N = 1.16$] (Fig. 2.12).

2.2.1.3- Amphibolites à hornblende - plagioclase - biotite

Gisement — Les amphibolites à biotite apparaissent de façon discontinue parmi les autres faciès. Les roches plus fortement recristallisées et/ou structurées se situent à proximité du massif granitique tandis que celles à texture ignée préservée, relativement rares dans l'ensemble des metabasites, se trouvent à peu près dix kilomètres au nord du massif (CD 65).

Pétrographie — Ces roches de couleur gris foncé et à grain fin montrent des variations texturales importantes. Elles peuvent être notamment fortement schistosées (Fig. 2.2c) ou massives et dépourvues de schistosité. Les tableaux 2.7 et 2.8 présentent des exemples de compositions chimiques des minéraux décrits ci-dessous.

Dans les metabasites à texture ignée, l'amphibole (Tableau 2.8) montre localement des traces de zonation: des coeurs vert clair de composition actinolitique ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 3.47-3.62\%$, $\text{FeO} = 17.12-18.51\%$, $\text{XMg} = 0.33-0.54$) passent, dans les parties intermédiaires, à des magnésio-hornblendes ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 5.89-7.00\%$, $\text{FeO} = 17.22-18.56\%$, $\text{XMg} = 0.51-0.54$) puis à des bordures vert bleuâtre à composition de ferro-tschemakite ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 11.39-13.20\%$, $\text{FeO} = 20.97-22.83\%$, $\text{XMg} = 0.33-0.38$), de ferro-hornblendes ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 9.24-12.39\%$,

FeO= 19.84-22.18%, XMg= 0.36-0.45), ou encore de hornblende ferro-pargasitique (Al₂O₃= 13.32%, FeO= 21.95%, XMg= 0.34).

La biotite se présente en cristaux isolés ou agrégats associés aux amphiboles. Elle peut aussi apparaître en agrégats à tendance granoblastique entourant les squelettes de minéraux opaques ou remplissant les parties corrodées de ceux-ci (Fig. 2.2d). Sa composition (Tableau 2.7) est bien homogène et caractérisée par des valeurs peu variables de Al₂O₃ (15.10-16.10%), TiO₂ (1.30-1.90%) et MgO (10.40-10.90%). Les rapports XFe [Fe/(Fe+Mg)] sont dans une fourchette très étroite (0.51-0.53).

Le quartz apparaît dans ces metabasites en position interstitielle et avec un habitus graphique. Les évidences de déformation se résument à des extinctions ondulantes faibles.

Les plagioclase se présentent sous la forme de petites lattes subautomorphes non orientées dont les bordures corrodées sont généralement plus limpides que les coeurs. Les lattes de plagioclase sont partiellement englobées par de l'amphibole finement recristallisée (texture subophitique héritée). Une variation importante des teneurs en Anorthite (Tableau 2.7) y est observée (An₃₄ à An₆₀). Une zonation concentrique normale a été vérifiée sur certaines sections (coeur à An₆₀ et bordures à An₄₅).

Le sphène est le minéral accessoire dominant. Il est associé à la biotite.

Les faciès à texture transitionnelle, partiellement recristallisés, sont rares. Un exemple est celui de l'échantillon CAP 37. Ils ne montrent pas de différences significatives dans la nature des minéraux et leur composition est peu différente (Tableau 2.7). Notons la présence locale d'agrégats de chlorite associés à l'amphibole et à la biotite. Sa composition est relativement homogène (SiO₂= 26.34-27.75%, Al₂O₃= 18.14-18.55%, MgO= 14.49-15.94%, XFe= 0.47-0.50).

Aux alentours du contact avec le massif granitique, les amphibolites à hornblende et biotite recristallisent et présentent une foliation très marquée par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques (texture grano-nématoblastique; Fig. 2.2e).

Les cristaux d'amphiboles sont de couleur vert brunâtre. La zonation est presque toujours absente révélant le caractère homogène de ce minéral. La magnésio-hornblende prédomine largement dans les échantillons CD 20 (Al₂O₃= 9.57-9.67%, FeO= 15.93-16.73%, TiO₂= 0.52-0.73%, XMg= 0.53-0.55) et CAP 15 (Al₂O₃= 7.75-10.48%; FeO= 14.92-16.79%; TiO₂= 0.44-0.58%; XMg= 0.52-0.58). Dans l'échantillon CAP 8 coexistent hornblende ferroan-pargasitique, ferro-pargasite et hornblende ferro-édénitique (Tableau 2.8).

Localement, on a pu observer des agrégats ou des amandes de cristaux très fins d'amphibole transparente à vert clair. Ces agrégats sont souvent disposés parallèlement à la foliation. Entre ces masses irrégulières on peut observer d'autres cristaux d'amphibole de même couleur qui se distinguent par un habitus prismatique allongé. Quelquefois, on note une zonation marquée par le développement d'une amphibole vert olive sur les bordures des cristaux prismatiques et des

agrégats. La composition de cette amphibole est fort différente des précédentes avec des valeurs très basses de Al_2O_3 (0.07-1.13%), TiO_2 (0.00-0.07) et CaO (0.90-1.17%), et des valeurs élevées de FeO (27.72-28.23%; $\text{XMg} = 0.47$). Ces caractéristiques permettent de les classer comme une cummingtonite. Une analyse d'une amphibole vert clair pâle associée aux cummingtonites a montré une composition d'actinote ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.13\%$, $\text{FeO} = 15.16\%$, $\text{CaO} = 12.02\%$).

Le plagioclase ne montre pas normalement de zonation très nette, mais parfois on peut observer des sections à zonation concentrique et normale ($\text{An}_{43} - \text{An}_{36}$). Des grains de composition (Tableau 2.7) plus homogène (An_{27-28}) peuvent être observés dans un échantillon près du contact (CAP 8).

Les quantités modales de biotite varient beaucoup (3 à 57%), mais sa composition est homogène. Parfois, les cristaux de biotite exhibent des signes d'altération partielle en chlorite. Au sud du massif granitique, les biotites (CD 20) montrent des teneurs en Al_2O_3 (14.48-15.11%), MgO (10.79-10.96%) et TiO_2 (2.74-3.44%) situées dans une fourchette étroite. Au Nord du granite, elles montrent des compositions similaires (CAP 15), ou légèrement différentes (CAP 8) et caractérisées par des teneurs un peu plus hautes en FeO (25.50-26.20%) et un plus basses en Al_2O_3 (12.30-12.80%) et MgO (8.1-8.5%). Leurs teneurs en TiO_2 varient entre 2.7 et 3.0% (Tableau 2.7).

Le quartz se présente en agrégats granoblastiques fortement orientés selon la foliation. La paragenèse accessoire peut être très réduite (ilménite, quartz, scapolite, tourmaline, zircon et allanite) ou même disparaître (Tableau 2.1).

A l'intérieur du massif, les xénolites de métabasites à biotite ne montrent qu'une très faible foliation, parfois absente. Les roches ont un aspect massif et un grain moyen (CAP 26). Des veines à amphibole sont fréquentes dans ces enclaves métabasiques.

Les amphiboles prennent une couleur vert brunâtre, avec des formes polygonales sans orientation préférentielle (Fig. 2.2 f). La composition des amphiboles (Tableau 2.8) est très homogène et exprimée par des fourchettes étroites de Al_2O_3 (11.18-11.77%), FeO (14.20-15.51%), TiO_2 (0.82-1.08%) et XMg (0.53-0.58). Cette composition recouvre les types magnésio-hornblende, ferro-pargasite et hornblende ferro-pargasite. La biotite apparaît sous la forme de cristaux rougeâtres relativement bien développés et disposés sans orientation préférentielle. La composition homogène est traduite par les valeurs peu variables de Al_2O_3 (13.90-15.00%), de MgO (13.5-14.3%) et de TiO_2 (2.20-2.27%). Leurs rapports XFe varient de 0.39 à 0.46 (Tableau 2.7).

Les grains de plagioclase sont fortement polygonisés et limpides. Parfois on peut observer quelques grains modérément zonés. Leurs teneurs en Anorthite sont An_{45} . Dans ces métabasites appartenant à la population des xénolites on remarque un appauvrissement du contenu en minéraux accessoires et la complète disparition des cristaux d'ilménite.

Biotites										Scapolites				Plagioclases												
Roches à text. primaire			Roches recristallisées											Roches à text. primaire			Roche transit.			Roches recristallisées						
N°Ech	CD-65	CD-65	cap26	cap26	cap15	cap8	cap8	CD20-1	CD20-2	N°Ech	CAP 15	CAP 15	CAP 8	CAP 8	N°Ech	CD-65	CD-65	cap37	cap26	cap26	cap15	cap15	cap8	CD20-1	CD20-1	
N°Anal.	84	86	19	20	117	1	5	43	50	N°Anal.	5	4	12	18	N°Anal.	54	67	59	18	16	104	110	14	45	46	
	interm	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	coeur	interm	bordure		coeur	bordure	bordure	bordure		interm	coeur	interm	bordure	coeur	bordure	coeur	interm	coeur	coeur	
SiO ₂	34.53	35.59	37.01	37.59	34.66	36.13	36.45	35.75	36.17	SiO ₂	53.30	54.53	56.07	56.27	SiO ₂	53.39	59.19	62.68	57.60	55.98	55.67	53.24	57.04	61.99	59.36	
Al ₂ O ₃	15.85	15.40	14.95	14.57	15.70	12.71	12.81	15.11	14.48	Al ₂ O ₃	24.15	23.37	22.48	22.52	Al ₂ O ₃	29.37	25.13	23.03	26.77	27.09	23.39	23.74	22.52	24.52	25.45	
TiO ₂	1.80	1.97	2.70	2.65	1.56	2.66	2.83	2.74	3.44	TiO ₂					TiO ₂	0.01	0.59									
FeO	24.22	23.70	16.39	16.10	21.79	26.03	26.21	20.28	19.87	FeO	0.90	0.03	0.25		FeO	0.66	1.11		0.21	0.04	0.01		0.06		0.21	
MnO	0.26	0.15		0.08	0.01		0.02			MnO	0.50	0.04			MnO	0.11	0.05	0.13			0.01	0.09		0.05	0.03	
MgO	9.21	8.56	13.46	13.72	10.45	8.48	8.08	10.87	10.79	MgO					MgO	0.04	0.20	0.01		0.05	0.01	0.01	0.03		0.01	
CaO	0.05	0.00			0.04			0.02		CaO	10.71	9.16	7.11	7.12	CaO	12.41	6.86	4.51	8.44	9.39	9.11	11.28	7.23	4.95	7.73	
Cr ₂ O ₃	0.09	0.00			0.02				0.08	Na ₂ O	7.72	8.86	10.03	9.73	Cr ₂ O ₃				0.02			0.01		0.02	0.00	
NiO	0.00	0.00	0.14	0.05			0.12	0.18	0.02	K ₂ O	0.37	0.39	0.56	0.51	NiO						0.07					
Na ₂ O	0.02	0.00	0.16	0.25	0.04	0.02	0.07	0.14	0.15	Cl	1.95	2.30	2.77	2.56	Na ₂ O	4.59	7.29	8.75	6.93	6.10	8.62	7.36	10.04	8.78	7.45	
K ₂ O	8.62	9.11	9.83	9.66	8.05	9.37	9.44	9.14	9.48	S	0.50	0.06	0.90	0.10	K ₂ O	0.10	0.23	0.15	0.10	0.03	0.33	0.35	0.52	0.25	0.08	
TOTAL	94.62	94.50	94.64	94.67	92.32	95.40	96.03	94.20	94.49	TOTAL	100.10	98.74	100.17	98.81	TOTAL	100.68	100.66	99.26	100.07	98.68	97.22	96.08	97.44	100.55	100.32	
FS (22 Oxygènes)										FS (12 Oxygènes)				FS (8 Oxygènes)												
Si	5.440	5.596	5.622	5.690	5.507	5.713	5.729	5.554	5.599	Si	7.666	7.8076	8.015	8.009	Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al ^{IV}	2.560	2.404	2.378	2.310	2.493	2.287	2.271	2.766	2.641	Al	4.094	3.9439	3.78	3.772	Al	3.930	3.874	4.003	3.984	3.991	3.690	3.639	3.679	4.029	3.949	
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	Ti					Fe	0.063	0.122	0.000	0.022	0.004	0.001	0.000	0.007	0.000	0.023	
A ^{IV}	0.383	0.451	0.299	0.289	0.447	0.081	0.102	2.446	2.401	Fe	0.011	0.003		0.013	Ca	1.509	0.962	0.713	1.142	1.258	1.307	1.572	1.074	0.739	1.090	
Cr	0.011	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.320	0.240	Mn	0.006			0.004	Na	1.011	1.848	2.502	1.697	1.479	2.237	1.856	2.698	2.372	1.901	
Fe	3.191	3.117	2.082	2.038	2.895	3.442	3.445	0.320	0.401	Mg		0.004			K	0.015	0.038	0.028	0.016	0.005	0.056	0.058	0.092	0.044	0.013	
Ni	0.000	0.000	0.017	0.006	0.000	0.000	0.015	2.635	2.573	Ca	1.653	1.407	1.087	1.065	SOMME	6.529	6.845	7.245	6.861	6.737	7.291	7.124	7.549	7.185	6.975	
Mg	2.162	2.006	3.048	3.095	2.475	1.999	1.893	0.000	0.000	Na	2.152	2.459	2.687	2.764	%An	59.530	33.770	21.976	40.000	45.884	36.292	45.092	27.789	23.415	36.288	
Mn	0.034	0.020	0.000	0.010	0.001	0.000	0.003	2.517	2.490	K	0.069	0.069	0.094	0.05	%Ab	39.880	64.890	77.154	59.435	53.941	62.143	53.242	69.832	75.176	63.287	
Ti	0.213	0.233	0.308	0.302	0.186	0.316	0.335	0.002	0.000	Cl	0.475	0.559	0.616	0.643	%Or	0.590	1.340	0.870	0.564	0.175	1.565	1.666	2.380	1.409	0.425	
Y	5.994	5.829	5.755	5.740	6.007	5.838	5.793	0.000	0.010	S	0.017	0.022	0.006	0.025												
Ca	0.008	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.000	0.022	0.002	Me*	42.920	35.870	28.102	27.772												
Na	0.006	0.001	0.047	0.073	0.012	0.006	0.021	0.042	0.045	Me* = 100 (Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)/(Na+K+Ca+Mg+Fe+Mn+Ti)																
K	1.732	1.827	1.905	1.865	1.632	1.890	1.893	1.811	1.872																	
XFe	0.596	0.608	0.406	0.397	0.539	0.633	0.645	0.511	0.508																	

Tableau 2.7 - Données chimiques (%pod) et formules structurales représentatives de minéraux d'amphibolites à hornblende-biotite-plagioclase.

	Roches à texture primaire					Roches transitionnelles					Roches recristallisées									
	hb fe tsch	fe hb	mg hb	actinote	hb ferro pg	mg hb	fe hb	mg hb	fe hb	hb fe eden	ferro pg	hb ferro pg	cummingt	actinote	mg hbl	mg hbl	mg hbl	ferro pg	hb ferro pg	
N°Ech	CD-65	CD-65	CD 65	CD 65	CD 65	cap37	cap37	cap15	cap15	cap8	cap8	cap8	cap 8	cap 8	CD20-1	CD20-2	cap26	cap26	cap26	
N°Anal.	58	63	78	81	82	57	62	99	107	4	8	11	15	17	41	49	17	21	15	
	coeur	interm	coeur	coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur	bordure	interm	coeur	coeur	coeur	
SiO2	40.97	43.64	49.07	51.61	40.48	48.04	43.14	48.62	44.25	41.98	42.36	42.06	54.67	54.45	46.25	45.39	47.75	43	42.67	
Al2O3	12.07	10.96	5.89	3.47	13.32	6.06	10.48	8.14	10.94	9.49	9.65	9.46	0.1	1.13	9.60	9.59	11.18	11.5	11.77	
TiO2	0.25	0.23	0.18	0.14	0.59	0.46	0.51	0.58	0.61	1.26	1.42	1.22	0.00	0.07	0.66	0.73	1.04	1.08	1.05	
FeO	21.37	20.85	17.22	17.12	21.95	16.81	18.95	14.96	17.38	23.44	23.33	22.8	28.23	15.16	16.73	15.93	15.39	15.51	14.56	
MnO	0.19	0.26	0.32	0.52	0.22	0.00	0.01	0.11	0.04	0.01	0.00	0.11	0.42	0.05	0.17	0.30	0.15	0.33	0.2	
MgO	7.05	7.78	11.60	12.53	6.47	11.67	9.14	11.88	9.7	6.99	7.35	7.04	14.11	14.76	11.07	11.17	10.9	10.42	11.09	
CaO	11.63	11.56	11.59	11.65	11.15	12.04	12	12.15	11.62	11.09	10.82	10.94	1.17	12.02	11.08	11.21	11.9	11.87	11.57	
Cr2O3	0.19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.13	0.00	0.01	
NiO	0.07	0.10	0.21	0.02	0.11	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	
Na2O	1.44	1.17	0.68	0.46	1.62	0.65	1.3	0.81	1.18	1.79	1.89	1.78	0.02	0.22	1.36	1.39	1.73	1.62	1.81	
K2O	0.78	0.43	0.26	0.24	0.93	0.48	0.6	0.3	0.8	1.22	1.23	1.27	0.00	0.02	0.43	0.47	1.4	1.39	1.33	
TOTAL	96.01	96.98	97.01	97.75	96.85	96.21	96.18	97.55	96.52	97.27	98.05	96.72	98.72	97.88	97.34	96.19	101.57	96.72	96.06	
FS (23 Oxygènes et 15 cations)																				
Si	6.367	6.654	7.192	7.522	6.276	7.215	6.586	7.017	6.699	6.558	6.224	6.271	8.113	7.862	6.687	6.624	6.574	6.215	6.165	
AlIV	1.633	1.346	0.808	0.478	1.724	0.785	1.414	0.983	1.301	1.442	1.671	1.662	0.000	0.138	1.313	1.376	1.426	1.785	1.835	
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.895	7.933	8.113	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	
AlVI	0.577	0.624	0.209	0.118	0.710	0.287	0.472	0.402	0.651	0.305	0.000	0.000	0.017	0.054	0.323	0.273	0.389	0.174	0.169	
Fe3+	0.369	0.214	0.000	0.000	0.177	0.113	0.317	0.000	0.010	0.056	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Ti	0.030	0.026	0.019	0.015	0.069	0.052	0.059	0.063	0.069	0.148	0.157	0.137	0.000	0.008	0.072	0.080	0.108	0.117	0.114	
Cr	0.023	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.014	0.000	0.001	
Ni	0.008	0.012	0.024	0.002	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.000	0.000	
Mg	1.632	1.768	2.534	2.721	1.495	2.612	2.080	2.556	2.189	1.628	1.610	1.565	3.121	3.177	2.385	2.430	2.237	2.245	2.388	
Fe2+	2.408	2.445	2.149	2.111	2.669	1.998	2.102	1.840	2.191	3.006	3.021	2.995	3.505	1.839	2.087	2.009	1.860	1.968	1.852	
Mn	0.025	0.034	0.040	0.064	0.029	0.000	0.001	0.013	0.005	0.001	0.000	0.014	0.053	0.006	0.020	0.037	0.017	0.040	0.024	
C	5.072	5.124	4.976	5.032	5.163	5.063	5.037	4.874	5.115	5.144	4.788	4.715	6.696	5.083	4.887	4.833	4.625	4.545	4.550	
Ca	1.936	1.888	1.820	1.819	1.851	1.937	1.963	1.879	1.885	1.856	1.703	1.748	0.186	1.860	1.717	1.752	1.755	1.838	1.791	
Na (M4)	0.064	0.112	0.180	0.130	0.149	0.063	0.037	0.121	0.115	0.144	0.297	0.252	0.006	0.062	0.283	0.248	0.245	0.162	0.209	
B	2.000	2.000	2.000	1.949	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	0.192	1.921	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	
Na (A)	0.369	0.235	0.014	0.000	0.338	0.127	0.348	0.105	0.231	0.398	0.242	0.262	0.000	0.000	0.098	0.145	0.217	0.292	0.298	
K	0.155	0.083	0.049	0.044	0.184	0.092	0.117	0.055	0.154	0.243	0.231	0.242	0.000	0.004	0.079	0.087	0.246	0.256	0.245	
A	0.525	0.319	0.063	0.044	0.523	0.219	0.465	0.161	0.386	0.641	0.472	0.504	0.000	0.004	0.176	0.232	0.463	0.548	0.543	
TOTAL	15.597	15.443	15.038	15.025	15.685	15.281	15.502	15.035	15.501	15.785	15.155	15.152	15.001	15.008	15.064	15.065	15.088	15.093	15.093	
FeO	18.533	19.174	17.221	17.117	20.586	15.910	16.466	14.960	17.303	23.010	23.330	22.800	28.230	15.160	16.726	15.934	15.390	15.510	14.560	
Fe2O3		1.861	0.000	0.000	1.514	1.000	2.760	0.000	0.086	0.477	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
XMg	0.370	0.399	0.541	0.563	0.344	0.553	0.462	0.581	0.499	0.347	0.348	0.343	0.471	0.633	0.533	0.547	0.546	0.533	0.563	

Tableau 2.8 - Données chimiques (%pod) et formules structurales représentatives d'amphiboles appartenantes aux metabasites à hornblende-biotite-plagioclase.

Composition chimique – Parmi les amphibolites à biotite on a analysé celle à texture ignée préservée (CD65) décrite ci-dessus. Cette roche montre une teneur en SiO₂ de 48.72%, des valeurs élevées en Fe₂O₃ (16.42%), Al₂O₃ (14.24%), Na₂O (2.48%), K₂O (1.87%) et TiO₂ (1.79%), ainsi qu'une concentration relativement basse en MgO (4.85%) et une teneur modérée en CaO (7.74%). Cette roche présente un rapport XMg de 0.48 (Tableau 2.16).

Les éléments traces (ppm) montrent des concentrations élevées en Y (37), un fort enrichissement en Zr (144) et de basses teneurs en Cr (123), Ni (65) et Co (42). Dans cette roche on remarque des teneurs fortes en Rb (66) pour un Sr de 95 ppm, ce qui donne un rapport Rb/Sr de 0.69.

Les teneurs en terres rares de cette amphibolite à biotite sont assez élevées ($\Sigma\text{REE} = 92.27$), avec des concentrations variant de 13 à 24 fois les valeurs des chondrites (Fig. 2.12). Comparativement aux valeurs chondritiques (*cf.* Evensen et al., 1978), cette roche exhibe un spectre caractérisé par un fractionnement modéré des terres rares [(La/Yb)_N = 2.43]. Le fractionnement des terres rares légères est, lui aussi, modéré [(La/Sm)_N = 1.65] et contraste avec le plus faible fractionnement des terres rares lourdes [(Gd/Yb)_N = 1.24]. La valeur d'Eu est proche de celle de la chondrite, avec une très faible anomalie négative (Eu/Eu* = 0.94).

2.2.1.4- Amphibolites à hornblende - biotite - plagioclase - grenat

Gisement — Ces roches se trouvent d'une manière très restreinte, au Sud-Est du massif granitique, approximativement à un kilomètre du contact (CAP 3, VIII-10).

Pétrographie — Elles sont constituées essentiellement de biotite, amphibole, plagioclase, grenat (Tableau 2.1), de quartz, de façon subordonnée, et accessoirement de minéraux opaques, tourmaline et allanite.

Le plagioclase se présente en grains rectangulaires fortement orientés. Ils montrent une zonation concentrique, normale (An₅₂ - An₄₅). Des plagioclases en lattes peuvent être englobés par des cristaux de biotite: les parois des plagioclases sont droites et parallèles au clivage de la biotite.

L'amphibole de couleur verte montre une orientation préférentielle bien marquée (Fig. 2.3a). Elle a parfois un habitus poeciloblastique. L'amphibole a une composition de ferro-tschermakite assez homogène (Tableau 2.9) caractérisée par des teneurs élevées en Al₂O₃ (15.50-16.50%), FeO (19.30-20.80%) et CaO (10.50-10.90%), et basses en TiO₂ (0.30-0.50%). Leurs rapports XMg sont compris entre 0.36 et 0.39. Latéralement, la roche contient une amphibole jaune rosâtre clair qui se présente comme des cristaux subautomorphes orientés. Cette amphibole appartient à la série trémolite-actinote. Ces amphiboles peuvent montrer des bordures de couleur vert olive.

Légende de la planche 2.2

Figure 2.2 a - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite granoblastique montrant des agrégats d'amphibole. Noter des actinotes (vert clair) à l'intérieur de l'agrégat et des hornblendes (vert sombre) aux bordures de l'agrégat.

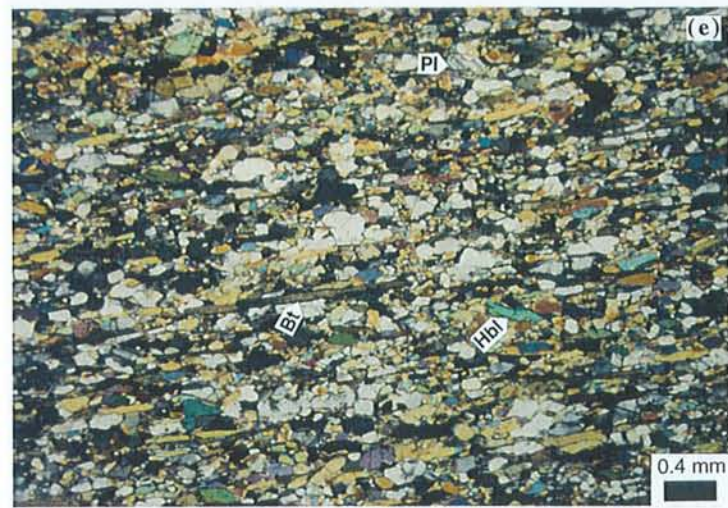
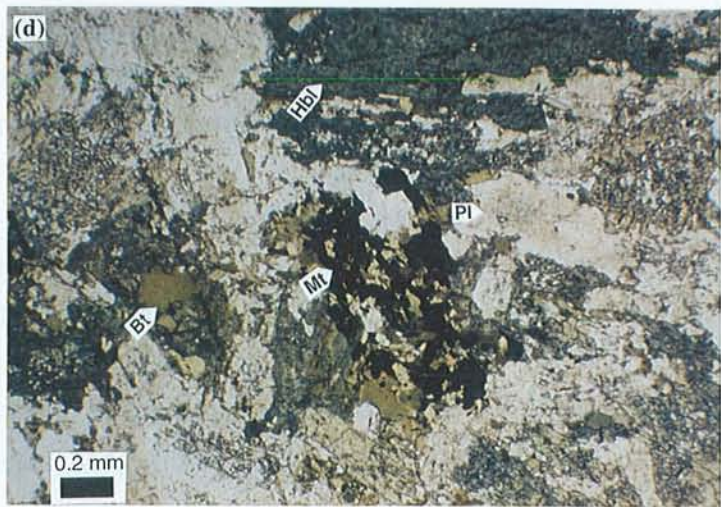
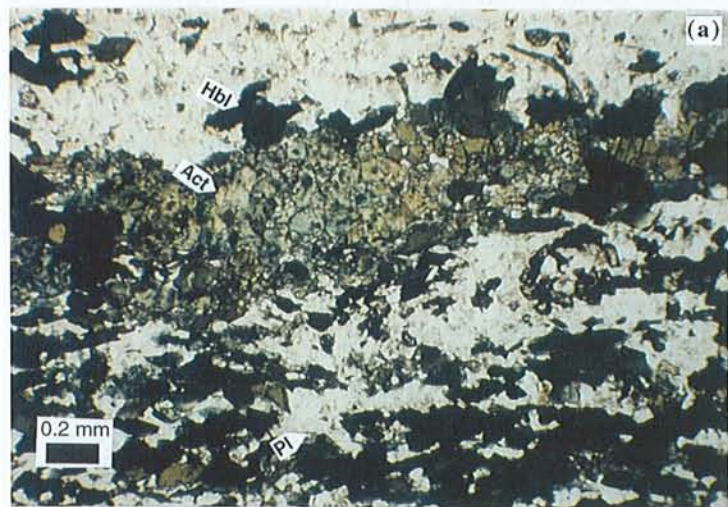
Figure 2.2 b - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite montrant des amphiboles "en gerbe". Noter le zoning complexe de l'amphibole marquée par les portions d'actinote (vert clair) et hornblende (vert sombre)

Figure 2.2 c - Affleurement d'amphibolite à hornblende-plagioclase où l'on observe une foliation très développée le long de laquelle se sont injectées de veines plagioclasiques.

Figure 2.2 d - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-biotite à texture ignée préservée. Noter les cristaux de biotite parmi les squelettes de magnétite.

Figure 2.2 e - Photomicrographie (LPA) d'une amphibolite à hornblende-plagioclase-biotite à texture grano-nématoblastique qui se situe à proximité du contact avec le Complexe Granitique Estrela.

Figure 2.2 f - Photomicrographie (LPA) d'une amphibolite à hornblende-plagioclase-biotite à texture granoblastique qui appartient à la population d'enclaves. Noter la morphologie des grains et de leurs sutures.



Les cristaux de biotite, de couleur brune, sont fortement orientés, et forment des horizons plus ou moins continus. Localement, la biotite se présente avec des formes asymétriques. Sa composition (Tableau 2.9) est très homogène (FeO= 19.30-20.00%, MgO= 10.70-11.00%, TiO₂= 1.70-2.00%).

L'aspect le plus particulier de ces schistes est dû à la présence de porphyroblastes sub-centimétriques à centimétriques (parfois coalescents) de grenat (Fig. 2.3 b, c, d). Ce minéral apparaît en quantités très variables dans la roche (~5% à ~20%). En raison de la grande taille de ses cristaux on a fait l'analyse modale seulement dans la matrice de la roche (Tableau 2.1). Ces grenats peuvent être parcourus de fractures remplies de quartz. Leur composition (Tableau 2.9) est relativement homogène, l'Almandin (0.73-0.75) prédominant sur les autres composants (Pyrope= 0.11-0.14, Spessartine= 0.02-0.07, Grossulaire= 0.09).

Les grains de quartz sont en général fortement orientés et se présentent en agrégats ou niveaux continus orientés selon la foliation de la roche. Ces niveaux s'infléchissent à proximité des porphyroblastes de grenat qu'ils contournent (Fig. 2.3 d). Le grenat et la tourmaline sont fréquemment associés à ces niveaux riches en quartz. Des concentrations de petits grains de quartz dessinent des "ombres de pression" asymétriques de part et d'autre des porphyroblastes de grenat. Les traces de déformation interne des grains de quartz restent rares par rapport à la restauration polygonale.

Les minéraux opaques, en grains nettement orientés, sont relativement abondants et généralement associés aux minéraux ferromagnésiens. La tourmaline est assez abondante dans des ségrégations lenticulaires ou des filonnets de quartz. Souvent la tourmaline subit un micro-boudinage des cristaux allongés, à la façon des tablettes de chocolat (*cf.* Passchier et Trouw, 1996). Ces discontinuités sont en général des sites de transformation de la tourmaline en biotite. L'allanite peut être observée localement en inclusion dans la biotite.

Composition chimique – Cette amphibolite à biotite et grenat (CAP 3) montre une teneur en SiO₂ de 54.19%, des valeurs élevées en Fe₂O₃ (15.73%), Al₂O₃ (14.81%) et K₂O (1.81%) et de concentrations modérées en MgO (4.63%) et CaO (4.46%). Le rapport XMg de cette roche est de 0.36 (Tableau 2.16).

Parmi les éléments traces (ppm) on aperçoit un très fort enrichissement en Ba (2240) et de hautes concentrations en Rb (59) et Zr (186). On peut noter aussi des valeurs modérées de Cr (283) et Y (27), ainsi que de basses concentrations en Sr (61), Cu (62), Ni (127) et Co (40).

Cette roche a une forte teneur en terres rares (Σ REE= 158.26). Parmi ces éléments, ce sont les terres rares légères, comparativement aux abondances chondritiques (*cf.* Evensen et al., 1978), qui sont les plus enrichies [(La/Yb)_N= 7.96] et les plus fractionnées [(La/Sm)_N= 4.05]. Du côté des terres rares lourdes, on n'observe qu'un très faible fractionnement [(Gd/Yb)_N= 1.42]. L'anomalie en Eu (Eu/Eu* = 1.06) est négligeable (Fig. 2.12).

Grenats			Ferro tschermakite		Biotites			Plagioclases		
N°Ech	CAP 3	CAP 3	N°Ech	cap3	N°Ech	cap3	cap3	N°Ech	cap3	cap3
N°Anal.	16	17	N°Anal.	6	N°Anal.	10	13	N°Anal.	7	12
	interm	coeur		coeur		coeur	bordure		interm	interm
SiO2	37.671	37.211	SiO2	39.98	SiO2	35.40	35.48	SiO2	57.24	55.98
Al2O3	20.745	20.804	Al2O3	16.21	Al2O3	16.66	17.23	Al2O3	27.24	28.07
TiO2	0.002	0.05	TiO2	0.47	TiO2	2.02	1.68	TiO2	0.04	
FeO	33.542	33.33	FeO	20.75	FeO	19.83	19.35	FeO	0.04	
MnO	2.316	3.15	MnO	0.16	MnO			MnO	0.06	
MgO	2.959	2.82	MgO	6.47	MgO	10.97	10.86	MgO		
CaO	3.011	3.13	CaO	10.58	CaO			CaO	9.22	10.71
Cr2O3	0.002	0.00	Cr2O3		Cr2O3		0.01	Cr2O3		
V2O3			NiO		NiO		0.06	NiO	0.05	0.06
NiO	0.002	0.00	Na2O	1.50	Na2O	0.40	0.41	Na2O	5.95	5.40
ZnO			K2O	0.27	K2O	8.38	8.60	K2O	0.08	0.07
Na2O	0.053	0.00	TOTAL	96.39	TOTAL	93.66	93.68	TOTAL	99.92	100.29
K2O	0.001	0.00								
TOTAL	100.3	100.50	FS (23 Ox. et 15 cations)		FS (22 Oxygènes)			FS (8 Oxygènes)		
			Si	6.125	Si	5.486	5.487	Si	0.000	0.000
FS (24 Oxygènes et 16 Cations)			AlIV	1.875	AlIV	2.514	2.513	Al	4.011	3.984
Si	6.035	5.961	T	8.000	Z	8.000	8.000	Fe	0.004	0.000
AlIV	0.000	0.039	AlVI	1.052	AlVI	0.529	0.627	Ca	1.234	1.382
T	6.035	6.000	Fe3+	0.216	Cr	0.000	0.001	Na	1.441	1.261
AlVI	3.917	3.890	Ti	0.054	Fe	2.570	2.503	K	0.013	0.011
Ti	0.000	0.006	Cr	0.000	Ni	0.000	0.007	SOMME	6.703	6.638
Fe3+	0.030	0.138	Ni	0.000	Mg	2.534	2.503	%An	45.911	52.078
Cr	0.000	0.000	Mg	1.477	Mn	0.000	0.000	%Ab	53.615	47.517
V	0.000	0.000	Fe2+	2.443	Ti	0.235	0.195	%Or	0.474	0.405
R3+	3.947	4.034	Mn	0.021	Y	5.869	5.837			
Fe2+	4.464	4.328	C	5.263	Ca	0.000	0.000			
Mg	0.707	0.672	Ca	1.737	Na	0.120	0.123			
Mn	0.314	0.428	Na (M4)	0.263	K	1.657	1.697			
Ca	0.517	0.537	B	2.000	X	1.777	1.819			
Zn	0.000	0.000	Na (A)	0.182	XYZ	15.645	15.657			
R2+	6.001	5.965	K	0.053	XFe	0.504	0.500			
TOTAL	15.983	15.999	A	0.235						
Alm.	0.744	0.726	FeO	19.065						
Pyr.	0.118	0.113	Fe2O3	1.872						
Sp.	0.052	0.072								
Gros.	0.086	0.090	XMg	0.357						
FeO	33.319	32.302								
Fe2O3	0.248	1.141								

Tableau 2.9 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux d'amphibolite à hornblende-biotite-plagioclase-grenat.

2.2.1.5- Amphibolites à hornblende - plagioclase - chlorite

Gisement — Les amphibolites à chlorite sont restreintes à l'encaissant nord du complexe granitique, et elles ont été observées à l'affleurement, à quatre kilomètres (CAP 46-47) et à douze kilomètres (CD 67) du granite. Elles apparaissent en niveaux d'épaisseur décimétrique, intercalés dans les amphibolites à actinote et plagioclase (Fig. 2.3 e). Elles se distinguent par une couleur gris verdâtre clair, par un grain moyen et par une foliation bien développée avec alternance de lits à amphibole et de lits à plagioclase.

Pétrographie — Ces amphibolites sont constituées d'amphibole, plagioclase, chlorite et accessoirement de quartz. Les cristaux d'amphibole, de couleur vert pâle, ont une forme polygonale ou tabulaire et sont en général bien orientés (texture grano-nématoblastique) (Fig. 2.3 f, g). Le grain prédominant est fin, mais on peut observer, localement, des poeciloblastes relativement plus grands et aux bordures irrégulières, disposés aléatoirement. Il s'agit essentiellement de hornblende actinolitique ($X_{Mg}= 0.76-0.80$) et de façon subordonnée de magnésio-hornblende ($X_{Mg}= 0.64-0.79$) très proche de la première. Dans un autre échantillon (CD 66), les amphiboles sont plus riches en FeO (18.48-19.95%) et TiO_2 (0.41-0.42%); elles correspondent aux types ferro-hornblende, hornblende ferro-tschermakitique et plus rarement hornblende ferroan-pargasitique (Tableau 2.10).

La chlorite peut atteindre 10% de la roche, environ. En général, son orientation est marquée, mais on peut observer aussi des cristaux à croissance aléatoire (Fig. 2.3 f). Bien que sa composition soit assez homogène, deux groupes de chlorite se distinguent sur la base du comportement de Si et Al:

- l'un (cristaux en agrégats) est plus riche en Al_2O_3 (21.90%) et plus pauvre en SiO_2 (28.00%),

- l'autre ayant moins de Al_2O_3 (17.00%) et plus de SiO_2 (31.00%) montre parfois des noyaux avec des teneurs en CaO (1.43-1.88%) beaucoup plus élevées que la normale (0.01-0.13%).

Les rapports XFe (0.20 à 0.26) ne varient pas de façon significative d'un groupe à l'autre.

Le plagioclase se présente, soit en grains xénomorphes de taille moyenne et fortement séricitisés, disposés aléatoirement, soit en grains fins, polygonaux, recristallisés et d'aspect limpide (Fig. 2.3 h). Une zonation modérée, concentrique et continue peut être vue sur certaines sections. Les teneurs en Anorthite des plagioclases se situent dans une fourchette relativement ouverte. Dans le cas de l'échantillon situé le plus loin du massif granitique (CD 67), les teneurs en Anorthite varient de An_{37} à An_{59} . Dans les roches localisées plus près du contact (CAP 46) les teneurs en Anorthite sont plus élevées (An_{54-65}).

Amphiboles

Chlorites

Plagioclases

N°Ech	Roches transitionnelles		Roches recristallisées			
	hb tsch	mg hb	hb actinol	hb actinol	mg hb	mg hb
N°Anal.	CD67	CD67	cap46	cn46	cap47	cap47
	119	120	75	89	126	17
	bordure	coeur	coeur	coeur	coeur	coeur
SiO2	45.07	45.34	52.09	51.81	46.96	47.24
Al2O3	12.30	11.58	4.97	7.24	9.60	11.85
TiO2	0.61	0.59	0.08	0.08	0.65	0.53
FeO	15.84	15.30	10.08	8.12	12.45	13.25
MnO	0.40	0.19	0.40	0.09	0.59	0.35
MgO	10.21	10.54	18.44	16.43	12.73	12.76
CaO	11.54	11.91	8.85	12.26	11.23	10.46
Cr2O3	0.27	0.36	0.01	0.10	0.05	0.06
NiO	0.15	0.00	0.13	0.00	0.00	0.03
Na2O	1.23	1.30	0.37	0.62	1.10	1.04
K2O	0.41	0.35	0.07	0.18	0.28	0.21
TOTAL	98.03	97.45	95.49	96.93	95.64	97.78
FS (23 Oxygènes et 15 cations)						
Si	6.474	6.533	7.465	7.304	6.825	6.713
AlIV	1.526	1.467	0.535	0.696	1.175	1.287
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.556	0.500	0.305	0.507	0.469	0.697
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.066	0.063	0.009	0.008	0.071	0.057
Cr	0.030	0.041	0.001	0.011	0.006	0.007
Ni	0.018	0.000	0.015	0.000	0.000	0.003
Mg	2.186	2.264	3.939	3.452	2.758	2.702
Fe2+	1.959	1.898	1.219	0.970	1.551	1.610
Mn	0.048	0.023	0.049	0.011	0.073	0.042
C	4.864	4.789	5.536	4.959	4.927	5.118
Ca	1.775	1.838	1.359	1.852	1.749	1.592
Na (M4)	0.225	0.162	0.103	0.148	0.251	0.287
B	2.000	2.000	1.462	2.000	2.000	1.879
Na (A)	0.117	0.201	0.000	0.021	0.059	0.000
K	0.075	0.064	0.013	0.032	0.052	0.038
A	0.193	0.265	0.013	0.054	0.111	0.038
TOTAL	15.057	15.054	15.011	15.013	15.037	15.035
FeO	15.840	15.300	10.080	8.120	12.450	13.250
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
XMg	0.527	0.544	0.764	0.781	0.640	0.627

N°Ech	Roches transitionnelles		Roches recristallisées		
	CD67	CD67	cap46	cap46	cap47
N°Anal.	106	107	81	82	26
	bordure	bordure	bordure	bordure	coeur
SiO2	26.50	26.55	27.82	30.23	29.65
Al2O3	21.35	21.95	21.96	17.53	16.59
TiO2	0.00	0.01	0.07	0.00	0.00
FeO	19.43	19.74	11.65	13.83	20.41
MnO	0.18	0.12	0.1	0.36	0.22
MgO	19.93	19.61	24.45	25.06	20.86
CaO	0.03	0.00	0.03	0.01	0.04
Cr2O3	0.01	0.00	0.07	0.03	0.14
NiO	0.07	0.13	0.15	0.08	0.00
Na2O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.13
K2O	0.00	0.04	0.02	0.03	0.00
TOTAL	87.54	88.16	86.32	87.16	88.04
FS (28 Oxygènes)					
Si	5.416	5.390	5.521	6.011	6.046
AlIV	2.584	2.610	2.479	1.989	1.954
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.558	2.644	2.658	2.120	2.033
Cr	0.002	0.000	0.011	0.005	0.023
Fe	3.320	3.352	1.934	2.300	3.481
Ni	0.012	0.021	0.024	0.013	0.000
Mg	6.073	5.936	7.232	7.428	6.340
Mn	0.030	0.021	0.017	0.061	0.038
Ti	0.000	0.002	0.010	0.000	0.000
Y	11.995	11.975	11.886	11.926	11.915
Ca	0.006	0.000	0.006	0.002	0.009
Na	0.021	0.001	0.000	0.000	0.051
K	0.000	0.010	0.005	0.008	0.000
XFe	0.353	0.361	0.211	0.236	0.354

N°Ech	Roches transitionnelles			Roches recristallisées			
	CD67	CD67	CD67	cap46	cap46	cap47	cap47
N°Anal.	113	114	115	87	93	19	37
	coeur	interm	bordure	coeur	coeur	coeur	interm
SiO2	60.01	56.48	52.15	54.17	51.42	56.46	54.43
Al2O3	25.98	27.95	30.45	28.59	30.38	27.79	29.34
TiO2	0.00	0.00	0.00	0.05	0.00	0.00	0.04
FeO	0.00	0.16	0.07	0.11	0.06	0.08	0.00
MnO	0.00	0.03	0.03	0.03	0.03	0.03	0.00
MgO	0.02	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	7.23	9.55	12.95	11.20	13.31	10.29	11.99
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.00
NiO	0.00	0.02	0.01	0.00	0.04	0.07	0.00
Na2O	7.59	5.91	4.44	5.20	4.00	5.93	4.73
K2O	0.04	0.04	0.05	0.07	0.01	0.08	0.06
TOTAL	100.87	100.15	100.15	99.42	99.25	100.74	100.59
FS (8 Oxygènes)							
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	4.009	4.017	3.98	3.975	3.981	3.963	3.986
Fe	0.000	0.016	0.007	0.011	0.006	0.008	0.000
Ca	1.014	1.247	1.539	1.415	1.585	1.334	1.481
Na	1.926	1.397	0.955	1.189	0.862	1.391	1.057
K	0.007	0.005	0.006	0.011	0.001	0.012	0.009
SOMME	6.957	6.683	6.486	6.601	6.435	6.709	6.533
%An	34.4	47.1	61.6	54.1	64.7	48.7	58.1
%Ab	65.4	52.7	38.2	45.5	35.2	50.8	41.5
%Or	0.3	0.2	0.3	0.4	0.1	0.5	0.3

Tableau 2.10 - Données chimiques représentatives de minéraux d'amphibolites à hornblende-plagioclase-chlorite.

Légende de la planche 2.3

Figure 2.3 a - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite à hornblende-biotite-plagioclase-grenat (CAP-3) montrant une fracturation des tourmalines perpendiculairement à leur allongement.

Figure 2.3 b - Affleurement d'amphibolite à hornblende-biotite-plagioclase-grenat (CAP-3) montrant une forte foliation, des phénoblastes de grenat et des niveaux de quartz parallèles à la foliation.

Figure 2.3 c - Affleurement d'amphibolite à hornblende-biotite-plagioclase-grenat (CAP-3) montrant concentration localisée de phénoblastes de grenat.

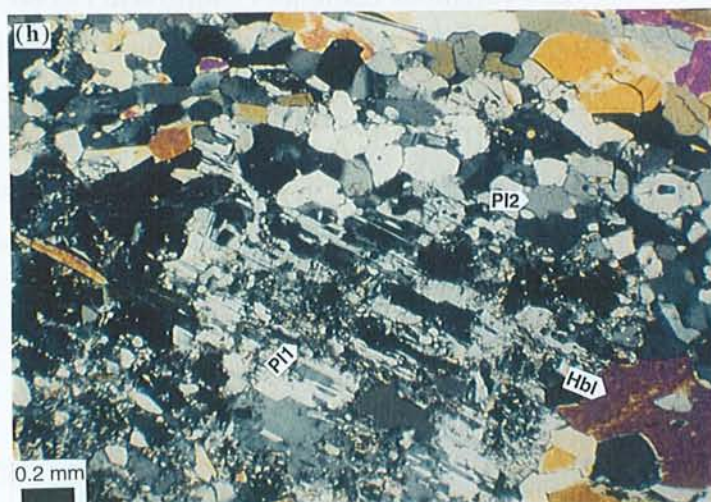
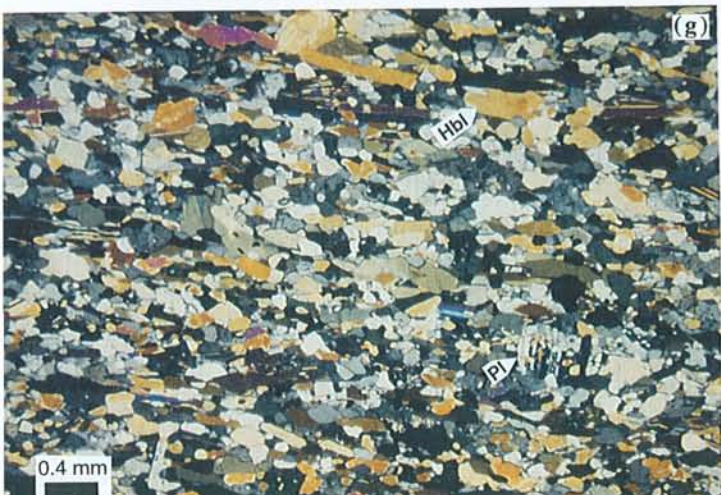
Figure 2.3 d - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite à hornblende-biotite-plagioclase-grenat (CAP-3) montrant un phénoblaste de grenat en deux parties, l'une hélicitique et l'autre allongée à la périphérie. Noter la présence d'inclusions fines d'oxyde à l'intérieur du grenat indiquant un mouvement dextre sur la photo mais correspondant en réalité à un mouvement inverse.

Figure 2.3 e - Affleurement d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite (CAP-46) montrant une zone relativement plus schisteuse qui contraste avec les portions plus recristallisées.

Figure 2.3 f - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite correspondant à la partie plus schisteuse de la photo précédente.

Figure 2.3 g - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite à texture granoblastique orientée, correspondant à la partie la plus recristallisée de l'affleurement de la Figure 2.3 e.

Figure 2.3 h - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite montrant un cristal de plagioclase sur lequel des néoblastes polygonaux commencent à se développer. Latéralement on remarque que les néoblastes polygonaux sont complètement recristallisés.



2.2.1.6- Amphibolite à hornblende - plagioclase - épidote - chlorite

Gisement — Ces roches n'affleurent que localement, soit au Nord (CAP 12, CD 53b, CD 59, CD 61, CD 62), soit au Sud (CD 13) du Complexe Granitique Estrela. On ne les trouve que très rarement dans la population des xénolites du granite (IV56).

Pétrographie — Les grands traits texturaux de ces amphibolites sont tout à fait identiques à ceux des autres variétés pétrographiques décrites ci-dessus, à savoir l'existence de textures ignées préservées ou totalement recristallisées et de leurs intermédiaires. La seule caractéristique distinctive est la présence de l'association minérale épidote-chlorite.

Les amphibolites à texture magmatique préservée (CD 59) se situent à approximativement 5 kilomètres au Nord du massif granitique. Ces roches sont pétrographiquement très semblables aux amphibolites à hornblende et plagioclase qui affleurent au point CD 22: texture sub-ophitique, amphiboles vert clair avec une zonation soulignée par les bordures de couleur vert olive, etc... La principale différence est due à la présence de petites masses irrégulières de chlorite, épidote et, parfois, minéraux opaques. Ces agrégats sont, en général, contournés par les néoblastes d'amphibole.

La composition des amphiboles est fort variable (Tableau 2.11). Les coeurs ont une composition d'actinote ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1.04-6.18\%$, $\text{FeO} = 13.71-19.17\%$, $\text{TiO}_2 = 0.02-0.53\%$), alors que les bordures ont des compositions de ferro-hornblende ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 6.24-8.47\%$, $\text{FeO} = 20.47-25.17\%$, $\text{TiO}_2 = 0.62-2.75\%$), hornblende ferro-tschermakitique ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 8.63-12.39\%$, $\text{FeO} = 21.18-24.02\%$, $\text{TiO}_2 = 1.67-2.33\%$) et ferro-pargasite ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 16.67\%$, $\text{FeO} = 22.80\%$, $\text{TiO}_2 = 0.07\%$). La composition des plagioclases est aussi très variable (An_8 à An_{64}).

Une illustration d'une roche à texture transitionnelle est un métagabbro (CD 62) qui affleure à environ 3,5 kilomètres au Nord du massif. Cette roche se distingue macroscopiquement par une structure massive. L'amphibole se présente en grains moyens de couleur vert pâle. Souvent, ces cristaux montrent une zonation continue et exprimée par des couleurs vert bleuâtre et vert olive sur leurs bordures. Un autre type de zonation s'exprime par le développement d'agrégats de néoblastes vert olive aux bordures des grains grossiers de couleur vert pâle.

Les variations chimiques confirment l'existence de la zonation sur les grosses amphiboles. En particulier, on observe un accroissement sensible de certains éléments entre le coeur, la partie intermédiaire et la bordure. Ceci est net pour Al_2O_3 ($2.67 \rightarrow 3.18$ à $5.30 \rightarrow 7.60\%$), TiO_2 ($0.29 \rightarrow 0.31\%$ à $0.47 \rightarrow 0.66\%$) et FeO ($13.86 \rightarrow 15.36\%$). De telles compositions permettent de classer les coeurs, les parties intermédiaires et les bordures des amphiboles comme appartenant, respectivement, aux types actinote, hornblende actinolitique, et magnésio-hornblende. Les néoblastes sont aussi du type magnésio-hornblende mais ils se distinguent par des teneurs plus élevées en Al_2O_3 ($7.45-7.86\%$), FeO ($16.61-17.14\%$) et TiO_2 ($0.64-0.92\%$).

Amphiboles

Chlorites

N°Ech	Roches transitionnelles			Roches recristallisées				N°Ech	Roches transitionnelles				Roches recristallisées				N°Ech	Roches transit.		Roches recristallisées		
	actinote	hb actin	mg hb	hb fe tscher	ferro hb	hb fe edenit	hb ferroan pg		CD62	CD62	CD61	CAP12	CAP12	CD53-3	CD53-3	CD62		CAP12	CAP12	CD53	CD53	
N°Anal.	91	93	89	126	112	124	130	N°Anal.	97	98	140	113	131	120	124	N°Anal.	103	119	118	112	126	
	coeur	bordure	interm		interm	coeur	coeur		coeur	bordure	bordure	coeur	coeur	interm	coeur		coeur	bordure	coeur	bordure	coeur	
SiO2	52.81	50.59	47.05	46.11	44.68	43.18	44.31	SiO2	28.36	25.68	26.83	26.35	26.26	25.70	26.77	SiO2	60.57	69.06	67.88	61.80	61.46	
Al2O3	2.67	5.30	8.24	8.59	9.02	9.92	9.38	Al2O3	17.62	19.72	18.35	18.92	18.88	17.58	16.81	Al2O3	23.79	19.92	20.77	24.07	24.02	
TiO2	0.29	0.47	0.82	0.67	0.71	0.92	1	TiO2	0.00	0.02	0.03	0.06	0.04	0.08	0.15	TiO2	0.00			0.02	0.00	
FeO	13.86	15.69	17.03	17.8	18.69	19.89	19.73	FeO	24.59	27.95	26.69	29.97	28.03	32.91	32.25	FeO	0.30	0.06	0.18	0.06	0.06	
MnO	0.21	0.26	0.08	0.26	0.21	0.17	0.27	MnO	0.19	0.42	0.47	0.5	0.42	0.29	0.11	MnO	0.00	0.01		0.00	0.02	
MgO	15.41	13.80	10.81	10.23	9.23	8.96	8.91	MgO	15.48	12.90	15.14	12.64	13.61	10.54	10.71	MgO	0.01			0.03	0.05	
CaO	11.98	11.81	11.69	12.11	11.52	11.47	11.73	CaO	0.00	0.05	0.07			0.10	0.00	CaO	5.51	0.54	1.74	5.60	5.23	
Cr2O3	0.00	0.06	0.03		0.02		0.01	Cr2O3	0.04	0.00	0.01	0.02	0.05	0.00	0.00	Cr2O3	0.00			0.00	0.00	
NiO	0.00	0.15	0.00				0.01	NiO	0.00	0.00	0.00		0.06	0.16	0.00	NiO	0.00	0.04		0.06	0.00	
Na2O	0.39	0.54	1.02	1.37	1.37	1.61	1.59	Na2O	0.01	0.08	0.01			0.00	0.00	Na2O	7.74	11.35	11.08	8.32	8.64	
K2O	0.10	0.23	0.40	0.95	1.24	1.3	1.26	K2O	0.02	0.00	0.00		0.13	0.10	0.59	K2O	0.20	0.08	0.10	0.21	0.19	
TOTAL	97.71	98.88	97.17	98.09	97.78	97.42	98.2	TOTAL	86.29	86.82	87.60	88.46	87.48	87.45	87.40	TOTAL	98.14	101.06	101.75	100.17	99.66	
FS (23 Oxygènes et 15 cations)								FS (28 Oxygènes)								FS (8 Oxygènes)						
Si	7.635	7.312	6.863	6.655	6.570	6.610	6.428	Si	6.028	5.559	5.712	5.650	5.646	5.694	5.907	Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
AlIV	0.365	0.688	1.137	1.345	1.430	1.390	1.572	AlIV	1.972	2.441	2.288	2.350	2.354	2.306	2.093	Al	4.015	4.001	3.953	3.986	3.994	
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	Fe	0.036	0.009	0.024	0.008	0.008	
AlVI	0.089	0.214	0.280	0.116	0.133	0.400	0.032	AlVI	2.443	2.590	2.316	2.431	2.430	2.284	2.278	Ca	0.845	0.099	0.301	0.844	0.790	
Fe3+	0.085	0.139	0.000	0.000	0.000	0.046	0.000	Cr	0.006	0.000	0.002	0.003	0.008	0.000	0.000	Na	2.149	3.751	3.469	2.267	2.364	
Ti	0.032	0.051	0.090	0.073	0.079	0.106	0.109	Fe	4.371	5.060	4.753	5.374	5.040	6.098	5.951	K	0.036	0.017	0.021	0.037	0.034	
Cr	0.000	0.007	0.003	0.000	0.002	0.000	0.001	Ni	0.000	0.001	0.000	0.000	0.010	0.029	0.000	SOMME	7.081	7.876	7.768	7.142	7.189	
Ni	0.000	0.017	0.000	0.000		0.000	0.001	Mg	4.904	4.162	4.804	4.040	4.362	3.481	3.521	%An	27.9	2.550	7.942	26.8	24.8	
Mg	3.321	2.972	2.350	2.201	2.023	2.044	1.927	Mn	0.033	0.077	0.084	0.091	0.076	0.055	0.021	%Ab	70.9	97.000	91.515	72.0	74.2	
Fe2+	1.591	1.757	2.129	2.231	2.398	2.500	2.508	Ti	0.000	0.002	0.005	0.010	0.006	0.013	0.026	%Or	1.2	0.450	0.543	1.2	1.1	
Mn	0.025	0.032	0.010	0.032	0.026	0.022	0.033	Y	11.757	11.894	11.963	11.948	11.933	11.960	11.798							
C	5.144	5.188	4.862	4.652	4.661	5.119	4.610	Ca	0.000	0.011	0.015	0.000	0.000	0.023	0.000							
Ca	1.856	1.829	1.827	1.873	1.815	1.881	1.823	Na	0.002	0.035	0.003	0.000	0.000	0.001	0.001							
Na (M4)	0.108	0.150	0.173	0.127	0.185	0.119	0.177	K	0.005	0.000	0.001	0.000	0.036	0.028	0.166							
B	1.964	1.979	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	XFe	0.471	0.549	0.497	0.571	0.536	0.637	0.628							
Na (A)	0.000	0.000	0.114	0.256	0.206	0.359	0.270															
K	0.018	0.043	0.075	0.175	0.233	0.254	0.233															
A	0.018	0.043	0.189	0.431	0.438	0.613	0.504															
TOTAL	15.126	15.210	15.051	15.083	15.100	15.732	15.114															
Fe0	13.160	14.536	17.034	17.800	18.690	19.528	19.730															
Fe2O3	0.780	1.280	0.000	0.000	0.000	0.402	0.000															
XMg	0.665	0.610	0.525	0.497	0.458	0.445	0.434															

Tableau 2.11 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux d'amphibolites à hornblende-plagioclase-épidote-chlorite.

La chlorite apparaît soit en masses irrégulières, soit "en gerbe". Quelques analyses de chlorites montrent des valeurs peu variables de SiO₂ (25.68-28.36%), de Al₂O₃ (17.02-19.72%) et de MgO (12.90-15.50%). Les rapports XFe varient de 0.47 à 0.55.

Le plagioclase se présente en cristaux tabulaires d'assez grande taille et très saussuritisés. Sur les bordures des gros grains se sont développés de fins néoblastes limpides à texture granoblastique et de composition An₂₇₋₂₈. Quelquefois, les néoblastes polygonaux de plagioclase forment des arrangements granoblastiques avec les néoblastes d'amphibole.

Dans cette roche, l'épidote apparaît en agrégats peu nombreux composés par des grains extrêmement fins qui peuvent croître d'une façon radiale sur le plagioclase.

Les minéraux opaques identifiés sont des titanomagnétites en grains fins partiellement corrodés et fragmentés ou, localement, en agrégats aux formes squelettiques.

Dans les termes plus recristallisés, la roche prend une foliation modérée définie principalement par l'orientation des amphiboles. Une gradation a été observée.

Dans le premier exemple (CD 61) qui correspond à une variation latérale de l'échantillon ci-dessus, les compositions chimiques des amphiboles ne sont pas très différentes de celles des hornblendes actinolitiques et magnésio-hornblendes de l'échantillon CD 62. La seule petite différence est la présence très localisée de ferro-hornblende (Al₂O₃= 9.39%, FeO= 18.52%, TiO₂= 0.96%, XMg= 0.49). On notera cependant la présence d'une quantité relativement importante de tourmaline.

Au Nord du massif, à environ un kilomètre du contact avec le corps granitique, on note quelques affleurements d'amphibolite à chlorite et épidote (CAP 12, CD 53b) qui se distinguent par une foliation plus marquée que dans le cas précédent (CD 61). Cependant, leurs caractéristiques pétrographiques sont très similaires. L'amphibole est vert olive avec de petites parties vert clair. Elle se présente parfois en "gerbe" mais, généralement, en grains à tendance polygonale (texture granoblastique orientée). La composition de l'amphibole correspond à plusieurs types: hornblende ferroan-pargasitique, hornblende ferro-pargasitique, ferro-pargasite, ferro-pargasite, hornblende ferro-édénitique, hornblende ferro-tschermakitique et ferro-hornblende (Tableau 2.11).

Le plagioclase est intensément saussuritisé. Certains grains, partiellement altérés, peuvent montrer des parties limpides à teneur en Anorthite An₃₀, tandis que des grains plus petits, recristallisés, ont des teneurs en Anorthite variant d'An₃ à An₈. Localement, le plagioclase exhibe quelques traces de déformation faible.

La chlorite s'associe fréquemment à l'épidote et à l'amphibole, avec lesquelles elle peut former des textures complexes. Sa composition est caractérisée par des valeurs peu variables de SiO₂ (25.43-26.77%), de Al₂O₃ (18.0-20.0%) et de MgO (10.54-13.86%). Les XFe se situent entre 0.53 et 0.64.

Enfin, au Sud du massif, à un kilomètre du contact avec le Complexe Granitique Estrela, on trouve aussi des affleurements isolés d'amphibolite à épidote et chlorite (CD 13). Ces roches se

distinguent par une foliation relativement plus développée, dessinée par l'orientation préférentielle des cristaux d'amphibole et plagioclase et par l'orientation de rubans de quartz. Néanmoins, le trait le plus particulier de ces roches est lié à la texture de l'épidote. Ce minéral, fort abondant dans ces roches, se présente sous la forme de poeciloblastes de forme ovoïde ou arrondie et d'aspect vermiculaire (Fig. 2.4 a). Parfois, l'épidote s'associe au carbonate, à la chlorite, au sphène, à la muscovite et aux minéraux opaques. Les minéraux accessoires sont l'ilménite souvent auréolée de sphène, et l'allanite incluse dans l'amphibole ou associée à l'épidote.

Des enclaves d'amphibolites à hornblende-plagioclase-épidote-chlorite dans le granite Estrela n'ont été observées qu'exceptionnellement (IV 56). Ces metabasites ont une texture granoblastique similaire à ce qui a été décrit ci-dessus. Une particularité de ces roches est la présence de cristaux ou d'agrégats de cristaux de chlorite pseudomorphiques associés qui se développent sur les amphiboles vert brunâtre. Dans ce cas, les agrégats de chlorite pseudomorphique gardent la forme polygonale de l'amphibole déstabilisée. L'épidote apparaît comme des agrégats pseudomorphes croissant sur le plagioclase. L'association chlorite-épidote dans ces roches représente, en effet, un assemblage rétro-morphique formé après le développement des roches à plagioclase et hornblende aux textures granoblastiques.

2.2.1.7- Amphibolites à hornblende et scapolite

Gisement — Ces amphibolites dont l'abondance est très restreinte, se localisent soit à l'intérieur du massif granitique sous forme de xénolites (VI 29; VI 65), soit à l'extérieur près du contact.

Pétrographie — Ces roches se distinguent par un grain fin, une couleur gris verdâtre foncé et une foliation modérée à forte. Elles sont constituées uniquement d'amphibole vert clair ou vert olive et de scapolite. Ces deux minéraux ont des contacts rectilignes et des formes polygonales, avec des joints triples et des angles de 120°. Cependant, la forme allongée des cristaux d'amphibole et de scapolite donne à la roche une orientation nette (texture grano-nématoblastique).

2.2.2- Les schistes ultrabasiques

Gisement — Ces schistes affleurent au Nord (CD-57; VII-40) et au Sud (CD 21) du massif granitique Estrela d'une façon apparemment discontinue, s'intercalant dans les amphibolites et les formations ferrifères. En général, ils se caractérisent par une couleur vert clair, par un grain fin à très fin et par une schistosité modérée à forte.

Légende de la planche 2.4

Figure 2.4 a - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite-épidote montrant des cristaux d'épidote à habitus vermiforme (CD-13).

Figure 2.4 b - Photomicrographie (LPA) d'un schiste ultrabasique (VII-47) montrant des cristaux d'amphibole (trémolite) à disposition aléatoire et qui recoupe de fins niveaux contenant chlorite et biotite.

Figure 2.4 c - Photomicrographie (LPA) d'un schiste ultrabasique montrant des cristaux d'amphibole (trémolite) à disposition aléatoire et qui recoupe de fins niveaux enrichis en chlorite.

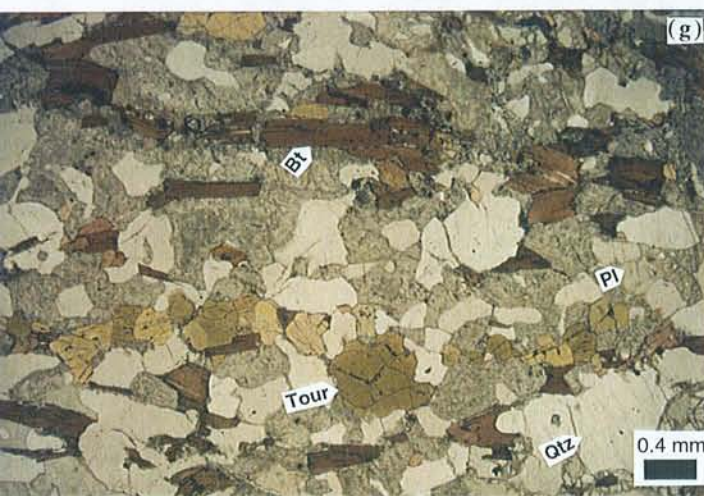
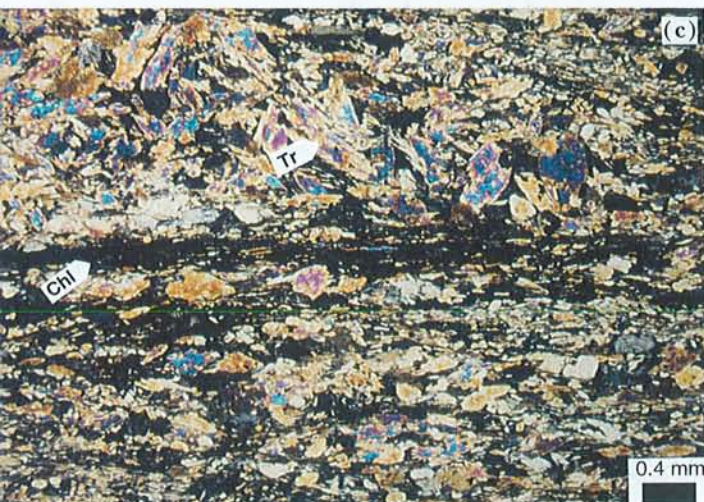
Figure 2.4 d - Photomicrographie (LPA) d'une cornéenne à biotite-plagioclase-trémolite, en enclave (VI-31) dans le granite.

Figure 2.4 e - Affleurement de formation ferrifère (CAP-1) montrant des phénoblastes de muscovite à croissance aléatoire.

Figure 2.4 f - Photomicrographie (LPA) de cornéenne métasédimentaire à biotite-quartz-muscovite-opaques±tourmaline (CAP-2) où l'on note la présence de phénoblastes de muscovite recoupant une faible schistosité.

Figure 2.4 g - Photomicrographie (LPNA) de métapélite à quartz-albite-biotite±tourmaline.

Figure 2.4 h - Photomicrographie (LPA) de roche calco-silicatée (CAP-45) à plagioclase-quartz-feldspath potassique-clinopyroxène±sphène.



Amphiboles							
	mh hbl	fe hbl	fe hbl	fe hbl	mg hbl	mg hbl	hb act
N°Ech	CD-21	CD-21	CD-21	CD-21	CD-64	CD-64	CD-64
N°Anal.	54	64	68	75	29	32	33
	interm	coeur	coeur	intrem	coeur	bordure	bordure
SiO ₂	47.57	44.39	42.69	42.97	45.19	51.08	51.51
Al ₂ O ₃	8.36	10.97	14.95	12.93	10.84	6.16	4.92
TiO ₂	0.08	0.20	0.31	0.37	1.51	0.39	0.28
FeO	15.16	19.42	16.79	17.09	11.44	9.63	9.13
MnO	0.63	0.61	0.68	0.60	0.31	0.23	0.45
MgO	12.25	9.54	8.73	9.41	13.05	16.50	16.91
CaO	11.62	11.68	10.68	11.18	11.98	12.20	12.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.00	0.00	0.00	0.20	0.00	0.03
NiO	0.08	0.00	0.08	0.00	0.12	0.30	0.00
Na ₂ O	1.06	1.08	1.84	1.40	1.51	0.89	0.74
K ₂ O	0.17	0.66	0.21	0.27	0.31	0.08	0.07
TOTAL	96.96	98.55	96.94	96.22	96.46	97.45	96.05
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)							
Si	7.037	6.595	6.187	6.492	6.468	7.187	7.347
AlIV	0.963	1.405	1.813	1.508	1.532	0.813	0.653
T	8	8	8	8	8	8	8
AlVI	0.495	0.517	0.740	0.794	0.296	0.208	0.175
Fe ₃₊	0.096	0.406	0.000	0.169	0.000	0.000	0.000
Ti	0.009	0.023	0.034	0.042	0.163	0.041	0.030
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.000	0.003
Ni	0.010	0.000	0.009	0.000	0.014	0.034	0.000
Mg	2.700	2.112	1.886	2.119	2.784	3.461	3.595
Fe ₂₊	1.779	2.007	2.114	1.990	1.416	1.156	1.105
Mn	0.079	0.077	0.083	0.077	0.037	0.028	0.054
C	5.168	5.141	4.867	5.191	4.733	4.927	4.963
Ca	1.842	1.859	1.658	1.809	1.837	1.839	1.835
Na (M4)	0.158	0.141	0.342	0.191	0.163	0.161	0.165
B	2	2	2	2	2	2	2
Na (A)	0.146	0.170	0.174	0.218	0.256	0.081	0.041
K	0.031	0.126	0.038	0.053	0.056	0.015	0.012
A	0.177	0.295	0.212	0.271	0.313	0.095	0.053
TOTAL	15.345	15.436	15.079	15.461	15.046	15.022	15.016
FeO	14.381	16.150	16.788	15.752	11.439	9.631	9.131
Fe ₂ O ₃	0.863	3.632	0.000	1.484	0.000	0.000	0.000
XMg	0.590	0.467	0.472	0.495	0.663	0.750	0.765

Chlorites							
N°Ech	CD-21	CD-21	CD-21	CD-21	CD-64	CD-64	CD-64
N°Anal.	57	58	72	73	27	28	31
	coeur	bordure	coeur	interm	coeur	coeur	coeur
SiO ₂	25.37	26.65	26.10	26.37	27.15	27.29	27.64
Al ₂ O ₃	20.79	20.95	21.38	21.07	21.68	21.26	21.59
TiO ₂	0.03	0.12	0.06	0.00	0.00	0.02	0.03
FeO	20.99	21.23	21.26	20.53	14.56	15.60	15.72
MnO	0.44	0.50	0.40	0.28	0.23	0.25	0.24
MgO	17.63	17.30	18.68	18.67	22.75	22.46	22.36
CaO	0.06	0.03	0.07	0.04	0.00	0.01	0.00
Cr ₂ O ₃	0.00	0.01	0.01	0.00	0.67	0.42	0.42
NiO	0.00	0.10	0.00	0.14	0.10	0.17	0.00
Na ₂ O	0.00	0.04	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02
K ₂ O	0.05	0.10	0.01	0.00	0.01	0.00	0.00
TOTAL	85.36	87.02	87.96	87.14	87.17	87.49	88.03
F.S. (28 Oxygènes)							
Si	5.388	5.540	5.368	5.453	5.437	5.474	5.501
AlIV	2.612	2.460	2.632	2.547	2.563	2.526	2.499
Z	8	8	8	8	8	8	8
AlVI	2.591	2.671	2.550	2.588	2.554	2.501	2.565
Cr	0.000	0.002	0.001	0.000	0.105	0.067	0.066
Fe	3.727	3.691	3.656	3.550	2.439	2.617	2.616
Ni	0.000	0.017	0.000	0.023	0.016	0.027	0.000
Mg	5.582	5.360	5.728	5.754	6.790	6.716	6.632
Mn	0.079	0.088	0.070	0.049	0.039	0.042	0.041
Ti	0.005	0.019	0.009	0.000	0.000	0.003	0.005
Y	11.985	11.846	12.015	11.964	11.944	11.973	11.925
Ca	0.013	0.007	0.014	0.008	0.000	0.003	0.000
Na	0.001	0.015	0.001	0.012	0.012	0.001	0.008
K	0.014	0.027	0.003	0.000	0.001	0.000	0.000
XFe	0.400	0.408	0.390	0.382	0.264	0.280	0.283

Tableau 2.12 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de schistes ultrabasiques.

A 2,5 kilomètres du contact avec le Complexe Granitique Estrela, on observe une forte proportion d'amphibole (CD 57). La chlorite se limite à des niveaux peu épais, représentant à peu près 10% de la roche (Fig. 2.4 c). La biotite est absente. Tout cet ensemble peut être recoupé par des porphyroblastes d'amphibole à croissance aléatoire.

A environ 11 kilomètres au Nord du contact avec le massif granitique, la chlorite en cristaux verts, très fins, et orientés prédomine sur l'amphibole (VII-47). Localement, on observe de petites amandes de chlorite qui contiennent des cristaux un peu plus grands que ceux de la matrice, montrant des bandes de déformation. La biotite peut apparaître en horizons très fins et discontinus ou en porphyroblastes, parallèles ou sécants sur la schistosité. Cependant, le caractère le plus remarquable de cette roche est dû à la présence de porphyroblastes post-schisteux d'une amphibole de la série trémolite-actinote (environ 15%) qui croissent aléatoirement sur la matrice schisteuse (Fig. 2.4 b).

L'amphibole apparaît comme des cristaux vert clair pâle de grain très fin et non-orientés formant, parfois, des gerbes. Quelques analyses (Tableau 2.12) de ces amphiboles montrent la prédominance de la magnésio-hornblende ($Al_2O_3 = 6.16-11.56\%$; $FeO = 9.63-11.89\%$; $TiO_2 = 0.39-1.51\%$; $XMg = 0.64-0.75$) sur la hornblende actinolitique ($Al_2O_3 = 4.92\%$; $FeO = 9.13\%$; $TiO_2 = 0.28\%$; $XMg = 0.77$).

La matrice enrichie en amphiboles est parcourue par des agrégats allongés et orientés de chlorite (localement avec l'épidote). La chlorite de ces schistes ultrabasiques montre une homogénéité chimique (Tableau 2.12) marquée qui se traduit par des valeurs peu variables de SiO_2 (27.15-27.64%), Al_2O_3 (21.26-21.68%), MgO (22.36-22.75%) et X_{Fe} (0.26-0.28).

Le quartz n'apparaît que rarement dans ces roches, sous forme d'amande ou de niveaux discontinus parallèles à la foliation. Il présente une texture granoblastique et contient communément de petites aiguilles d'amphibole de la série trémolite-actinote.

Les schistes ultramafiques (CD 21) ont été exceptionnellement rencontrés au Sud du massif (~2 kilomètres de celui-ci). Ils se caractérisent par une couleur gris foncé, par une structuration très forte. Les amphiboles prédominent largement (~65%) sur la chlorite (~15%) et le quartz (~15%). L'assemblage de minéraux accessoires est composé de biotite, épidote, oxydes et plagioclase.

L'amphibole est vert bleuâtre à vert olive, xénomorphe à subautomorphe, de taille très fine et fortement orientée. Elle se distingue par une composition (Tableau 2.12) relativement homogène, avec des teneurs hautes en Al_2O_3 (10.97 - 14.97%), FeO (16.05 - 19.41%), Na_2O (1.08 - 1.84%), et K_2O (0.20 - 0.68%). Le type tschermakitique prédomine sur la ferro-hornblende.

Les chlorites apparaissent soit en cristaux très fins, soit en phénoblastes. Les premiers sont fortement orientés et s'associent aux amphiboles pour former la matrice de la roche, mais ils peuvent être localisés au long de fines bandes de déformation conjuguées ou remplissant des fractures conjointement au quartz. Les phénoblastes sont disposés parallèlement ou non à la schistosité et leur caractéristique la plus remarquable est la présence de *kink bands* intensément

développés. Ces chlorites montrent des valeurs de SiO_2 comprises entre 25.37 et 26.65%, des teneurs en Al_2O_3 variant de 20.79 à 21.38% et de hautes concentrations en MgO (17.30-18.68%).

Les cristaux de quartz sont fins, xénomorphes et fortement orientés. Parfois on peut trouver des agrégats en forme d'amande constitués de nouveaux grains ou encore des rubans orientés selon la direction de la foliation. Sur les cristaux les plus grands il est possible de décrire une évolution de la déformation (extinction ondulante, bandes de déformation, sous grains et néoblastes).

2.2.3- Les cornéennes à biotite - plagioclase - trémolite

Gisement — Ces roches, qui sont très particulières au niveau des textures, appartiennent à la population des xénolites (VI-31) et se trouvent dans la partie sud du massif, aux alentours du contact avec le complexe granitique. Elles se distinguent par la présence de la biotite, du plagioclase (albite?) et de la trémolite et aussi par le manque de foliation ce qui finit par leur donner un aspect massif.

Pétrographie — Les cristaux de biotite, de couleur vert olive, forment une matrice granoblastique fine sur laquelle se développent des cristaux subautomorphes de plagioclase et d'amphibole (Fig. 2.4 d). Localement, on peut noter la présence de chlorite, soit en petites lamelles discontinues parallèles aux clivages de la biotite, soit en petites masses de cristaux extrêmement fins qui passent latéralement vers des agrégats de biotite recristallisée.

L'amphibole est incolore à jaune pâle et doit appartenir à la série trémolite-actinote (angle d'extinction de 16° , macles polysynthétiques ou en "patch"). Elle se présente en cristaux prismatiques automorphes et allongés qui croissent aléatoirement sur les masses biotitiques.

Le plagioclase se présente en grains subéquidimensionnels parfois légèrement arrondis. L'absence de sections maclées en lame mince ne nous a pas permis de déterminer sa teneur en Anorthite, mais on peut dire qu'une composition albitique paraît probable. Normalement, ce minéral a ses noyaux altérés, ce qui contraste avec ses bordures préservées. Il n'y a pas d'orientation préférentielle et les traces de déformation se résument à une fracturation modérée.

La roche est coupée par de fines veines de quartz. Ce minéral se trouve en agrégats de sous-grains aux limites dentées qui peuvent être recristallisés sous la forme de nouveaux grains qui auront des contacts rectilignes et polygonaux et des parois en 120° . Les grains de quartz dans la matrice sont très rares. On peut identifier, associés aux veines de quartz, quelques cristaux zonés de tourmaline.

2.2.4- Les formations ferrifères

Gisement — Les formations ferrifères, économiquement très importantes dans la région de Carajás, font partie aussi de l'encaissant du Complexe Granitique Estrela. Ces formations sont clairement identifiées sur les cartes magnétométriques (Andrade, 1991) en raison de leur forte réponse à ce type de télédétection. Elles y affleurent en grands niveaux intercalés dans les metabasites, formant des reliefs marqués, jalonnés de crêtes alignées. Au Sud et au Nord du massif, les niveaux ferrifères ont une orientation à peu près Est-Ouest s'étendant dans la direction de la Serra dos Carajás où l'on trouve les grands gisements de fer situés plus exactement dans la mine N4 (Beisiegel et al., 1973).

Pétrographie — Ces formations ferrifères sont caractérisées par des niveaux enrichis en magnétite et hématite qui alternent avec des niveaux à quartz. Les niveaux d'épaisseur millimétrique à centimétrique dessinent un rubanement considéré comme d'origine sédimentaire. Près du contact avec le massif granitique, les formations ferrifères montrent des concentrations importantes en gros cristaux de muscovite aléatoirement disposés dans le litage de la roche (Fig. 2.4 e).

2.2.5- Quartz-micaschistes et quartzites

Gisement — Au Nord du massif Estrela, intercalées dans les formations metabasiques et ferrifères, affleurent des roches métasédimentaires constituées de quartz-micaschistes et quartzites subordonnés.

Pétrographie — Ces quartzites sont purs à grain fin et, mais ils passent latéralement à des quartzites ferrugineux. Les minéraux opaques constituent des horizons avec les grains de quartz marquant la surface S_{0-1} . Ces roches sont bien recristallisées et les traces de déformation dans les grains de quartz sont dans la plupart des cas inexistantes.

Les quartz-micaschistes se composent de quartz, biotite et muscovite comme minéraux essentiels. A cela s'ajoutent, en quantité minime, la tourmaline verte, le zircon et l'apatite. La texture est grano-lépidoblastique. La biotite est brun rouge (châtain jaunâtre et châtain pâle) et en cristaux fins et fortement orientés. Lorsque les niveaux de biotite entourent des agrégats de quartz, on observe une texture du type "flaser". Localement, la biotite est partiellement altérée avec libération d'oxydes le long de ses clivages ou bien, dans les cas extrêmes, elle est transformée en chlorite±stilpnomélane±opaques. La muscovite est très fine, fortement orientée et généralement associée à la biotite. Parfois on peut décrire des cristaux de muscovite non orientés selon la direction de la schistosité. Le quartz se présente en agrégats fortement orientés, plus ou moins fusiformes, alternant avec les niveaux micacés. Les horizons de quartz sont

constitués de grains très fins, soit de forme allongée et parallèle à la foliation, soit de forme polygonale (texture granoblastique). Les néoblastes fins peuvent montrer des traces de déformation (extinction ondulante, bandes de déformation ou sous-grains).

2.2.6- Les métapélites

Les métapélites constituent des niveaux irréguliers ou de grandes lentilles intercalées dans les metabasites et dans les formations ferrifères. Les principaux affleurements de métapélites sont localisés au Sud-Est et à l'Est du massif granitique. De rares lentilles de métapélites ont été observées à l'intérieur du Complexe Granitique Estrela (xénolites). Les métapélites ont une couleur gris foncé, un grain fin et une anisotropie structurale qui varie de forte à faible. Deux types de métapélites ont été distingués sur la base des associations minérales: bt-qz-fk-musc±opq±tour et qz-ab-bt±tour±grt.

2.2.6.1- Les métapélites à bt-qtz-fk- ms±opq±tour

Gisement — Ces roches affleurent à environ 2 et 4 kilomètres au Sud du massif granitique Estrela (CAP 2). Proche du contact avec le granite, les roches sont comparativement plus structurées, avec une foliation bien développée et une linéation modérée marquée par la biotite.

Pétrographie — Les minéraux principaux sont la biotite, le quartz, le feldspath potassique et la muscovite. Les minéraux accessoires sont la tourmaline, les minéraux opaques et le zircon.

La biotite se présente en cristaux fortement pléochroïques (brun à châtain pâle), avec des contacts rectilignes à faiblement courbes, traduisant ainsi le début d'une restauration polygonale (Fig. 2.4 f). Son orientation est modérée à forte, et elle peut parfois former des agrégats granoblastiques orientés. Localement, on observe que les bordures de la biotite ont subi une chloritisation partielle. Sa composition (Tableau 2.13) est homogène et caractérisée par des valeurs élevées de FeO (24.8-27.0%) et de TiO₂ (1.92%-2.09%). Les rapports Fe/(Fe+Mg) sont peu variables (0.68 à 0.71).

Les cristaux de muscovite en général croissent sous la forme de poeciloblastes, sans orientation préférentielle, recoupant la schistosité. Certains porphyroblastes de muscovite peuvent exhiber une extinction onduleuse forte. La composition de la muscovite est très homogène, avec des teneurs en TiO₂ (0.21-0.72%), Al₂O₃ (32.7-34.2%) et MgO (0.66-0.92%) peu variables. Les rapports Fe/(Fe+Mg) varient de 0.55 à 0.63, tandis que les rapports Na/(Na+K) se trouvent dans la fourchette 0.04-0.07.

Les grains de quartz sont finement granoblastiques. Bien qu'il n'y ait pas d'orientation préférentielle, les grains très développés peuvent montrer localement des évidences de

déformation (extinction onduleuse, sous-grains). Le quartz se trouve aussi en remplissage de fractures discrètes.

Le feldspath potassique forme en association avec le quartz une texture granoblastique. Ils ont des compositions relativement homogènes ($Or_{95.31-95.56}$; $Ab_{4.29-4.68}$; $An_{0-0.15}$).

La tourmaline est verte, subautomorphe à automorphe et parfois zonée. Certains de ses grains présentent un microboudinage suivi d'une transformation en petits cristaux de biotite. Dans les cas extrêmes, on ne peut apercevoir que des restes de cristaux de tourmaline en îlots dans la biotite.

2.2.6.2- Les métapélites à $qtz-ab-bt\pm tour\pm grt$

Gisement — Ces roches, associées aux formations ferrifères, se trouvent d'une manière restreinte soit au Nord-Est du massif granitique (CN 121), soit en enclaves dans la partie nord-est du massif (VI-48). Ces métapélites se caractérisent par une couleur gris foncé, un grain fin à moyen et une structure isotrope (enclaves) à discrètement foliée (domaine nord-est).

Pétrographie — Au microscope, la biotite montre une couleur brun rouge avec un fort pléochroïsme (Fig. 2.4 g). Dans l'encaissant, la biotite, plus orientée, exhibe aussi des extinctions ondulantes ou encore des textures en kinks. Des cristaux plus petits peuvent former des agrégats granoblastiques. La biotite a une composition homogène (Tableau 2.13) caractérisée par des valeurs élevées en MgO (15.2-15.9%) et TiO_2 (3.08-3.45%), et par des teneurs faibles en FeO (12.51-13.5%). Les rapports $Fe/(Fe+Mg)$ ne varient pas beaucoup (0.31-0.33). Lorsque l'on compare cette biotite à celles des roches à $bt-qz-fk-musc\pm opq\pm tur$, on constate que les dernières sont plus riches en fer et en aluminium et plus pauvres en magnésium, titane, silicium et sodium.

Le quartz se présente en grains sans orientation dans les enclaves, ou faiblement orientés dans les roches encaissantes. Dans ce dernier cas, la déformation est plus accentuée et mise en évidence par une forte extinction onduleuse, par des bandes de déformation, des sous-grains ou encore par des traces de recristallisation sur la bordure de certains grains qui développent une texture du type "manteau et coeur". Lorsque le quartz se trouve associé au feldspath, on remarque une tendance plus grande à la polygonisation (texture granoblastique).

Les grains de plagioclase sont fins, subautomorphes, généralement polygonaux. Sa composition est homogène (An_{6-4}). Ce minéral a subi une altération séricitique très irrégulière à l'échelle de la lame mince. Sur les grains les moins affectés, la transformation se localise à des fractures, alors que dans les cas extrêmes la transformation en séricite est totale.

La tourmaline est jaune et s'associe à la biotite. L'orientation préférentielle existe mais elle n'est pas très nette. Des fractures peuvent être observées. Le grenat est rare dans ces roches. Il est poeciloblastique et inclut le quartz, la muscovite et la biotite. Les autres minéraux accessoires (zircon, monazite, opaques) sont parfois inclus dans la biotite.

Biotites					Muscovites			Plagioclases				
N°Ech	cap2	cap2	cn121	cn121	N°Ech	cap 2	cap 2	N°Ech	cn121	cn121	N°Ech	cap2
N°Anal.	42	48	90	102	N°Anal.	47	49	N°Anal.	95	94	N°Anal.	59
	coeur	bordure	interm	coeur		coeur	coeur		coeur	coeur		coeur
SiO2	34.32	35.22	37.62	38.09	SiO2	45.85	47.39	SiO2	68.48	68.19	SiO2	47.26
Al2O3	17.13	16.68	15.90	15.92	Al2O3	34.01	33.37	Al2O3	20.39	20.72	Al2O3	33.98
TiO2	2.09	1.92	3.45	3.19	TiO2	0.56	0.75	TiO2			TiO2	0.4
FeO	25.60	24.81	12.74	12.83	FeO	1.99	2.22	FeO		0.04	FeO	1.65
MnO		0.06	0.10	0.13	MnO		0.02	MnO	0.11		MnO	0.09
MgO	5.96	6.48	15.34	15.42	MgO	0.66	0.92	MgO		0.01	MgO	0.71
CaO					CaO			CaO	0.93	1.35	CaO	
Cr2O3			0.04		Cr2O3			Cr2O3	0.07		Cr2O3	
NiO			0.09	0.02	NiO			NiO	0.08	0.13	NiO	
Na2O	0.04	0.13	0.28	0.28	Na2O	0.38	0.36	Na2O	11.42	10.86	Na2O	0.32
K2O	9.50	9.45	9.08	9.34	K2O	10.36	10.68	K2O	0.06	0.03	K2O	10.47
F		0.01	0.50	0.08								
Rb												
TOTAL	94.64	94.75	94.64	95.22	TOTAL	93.81	95.71	TOTAL	101.54	101.33	TOTAL	94.88
	FS (22 Oxygènes)					FS (22 Oxygènes)			FS (8 Oxygènes)			FS (8 Oxygènes)
Si	5.453	5.557	5.580	5.617	Si	6.215	6.307	Si	0.000	0.000	Si	0.000
AlIV	2.547	2.443	2.420	2.383	AlIV	1.785	1.693	Al	3.973	4.005	Al	4.565
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	Z	8.000	8.000	Fe	0.000	0.005	Fe	0.157
AlVI	0.661	0.659	0.359	0.384	AlVI	3.649	3.541	Ca	0.165	0.237	Ca	0.000
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000	Cr	0.000	0.000	Na	3.660	3.453	Na	0.071
Fe	3.402	3.274	1.580	1.582	Fe	0.226	0.247	K	0.013	0.006	K	1.523
Ni	0.000	0.000	0.011	0.002	Ni	0.000	0.000	SOMME	7.810	7.708	SOMME	6.316
Mg	1.412	1.524	3.391	3.389	Mg	0.133	0.182	%An	4.292	6.417	%An	0.000
Mn	0.000	0.008	0.013	0.016	Mn	0.000	0.002	%Ab	95.378	93.413	%Ab	4.439
Ti	0.250	0.228	0.385	0.354	Ti	0.057	0.075	%Or	0.330	0.170	%Or	95.561
Y	5.724	5.693	5.744	5.727	Y	4.065	4.048					
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000	Ca	0.000	0.000					
Na	0.012	0.040	0.081	0.080	Na	0.100	0.093					
K	1.926	1.902	1.718	1.757	K	1.791	1.813					
X	1.938	1.942	1.799	1.837	X	1.891	1.906					
XYZ	15.662	15.635	15.542	15.564	XYZ	13.956	13.954					
XFe	0.707	0.682	0.318	0.318	XFe	0.628	0.575					

Tableau 2.13 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de métapelites.

2.2.7- Les roches calco-silicatées

Gisement — Les roches calco-silicatées restent très limitées en abondance. Elles sont localisées à l'Ouest du massif ou appartiennent à la population des xénolites rencontrés également dans la partie ouest du massif.

Pétrographie— Ce sont des roches gris clair, de grain moyen et à foliation modérée soulignée par l'alternance de niveaux enrichis en ferromagnésiens et d'horizons quartzo-feldspathiques. Elles sont composées pour l'essentiel de quartz, feldspath potassique, plagioclase, clinopyroxène et sphène, et de façon accessoire, d'allanite, apatite, zircon et ilménite (Tableau 2.1).

Le quartz se présente généralement en grains, mais il peut également former des rubans parallèles à la foliation. Ces rubans sont constitués de sous-grains rectangulaires qui sont aussi disposés parallèlement à la foliation. Latéralement, on observe le passage graduel des sous-grains vers des néoblastes polygonaux. En général, les néoblastes sont peu déformés, ne montrant que d'éparses extinctions ondulantes.

Les cristaux de plagioclase sont faiblement orientés. Leur composition (Tableau 2.14) est quasiment constante (An_{10}). Néanmoins, quelques sections présentent une zonation continue ou même, quelquefois, des bordures albitiques irrégulières. Les traces de déformation sont représentées par une extinction ondulante qui peut évoluer vers des bandes de déformation. La recristallisation partielle des bordures des grains en néoblastes très fins a été rarement observée. Les grains de plagioclase ont subi une fracturation discrète qui a été accompagnée d'une faible altération séricitique.

Le clinopyroxène est à pléochroïsme faible (vert jaunâtre pâle, vert clair et vert bleuâtre clair). Il se présente en cristaux xénomorphes à subautomorphes, modérément orientés. Il est parfois légèrement altéré en chlorite et épidote dans des fractures, ou en actinote sur ses bordures. Sa composition chimique (Tableau 2.14) est apparemment homogène et se caractérise par des teneurs élevées en FeO (22-23%) et CaO (20-22%), et relativement basses en MgO (4.0-4.3%). Elle correspond à celle des hédenbergites. Les variations chimiques les plus significatives sont celles de TiO_2 dont les valeurs varient de 0.0 à 1.98%.

Le feldspath potassique (environ 4.0%) se présente en grains interstitiels, fortement déformés (Fig. 2.4 h). La recristallisation partielle, voire complète, conduit à la formation de néoblastes extrêmement fins entre lesquels on peut voir de rares myrmékites. Quelques analyses de feldspath potassique (Tableau 2.14) montrent des compositions très homogènes ($Or_{96.83-97.63}$; $Ab_{2.37-3.17}$; An_0).

Le sphène est assez abondant (1.4%) comme dans toutes les roches calco-silicatées. Il se présente le plus souvent en grains individuels, arrondis et faiblement orientés. Il est parfois associé aux clinopyroxènes ou à l'ilménite qu'il a tendance à l'entourer.

Roche calco-silicatée

Clinopyroxènes			Plagioclase		Feldspath potassique	
N°Ech	cap45	cap45	N°Ech	cap45	N°Ech	cap45
N°Anal.	97	102	N°Anal.	105	N°Anal.	108
SiO2	49.09	48.50	SiO2	65.86	SiO2	63.69
Al2O3	0.24	0.37	Al2O3	21.21	Al2O3	18.27
TiO2	0.10	1.98	TiO2	0.06	TiO2	0.00
FeO	22.57	22.59	FeO	0.07	FeO	0.00
MnO	0.53	0.46	MnO	0.00	MnO	0.00
MgO	4.16	4.14	MgO	0.01	MgO	0.00
CaO	21.17	19.89	CaO	2.25	CaO	0.00
Cr2O3	0.00	0.08	Cr2O3	0.00	Cr2O3	0.00
NiO	0.00	0.00	NiO	0.00	NiO	0.00
ZnO	0.00	0.00				
Na2O	0.43	0.46	Na2O	10.34	Na2O	0.27
K2O	0.00	0.04	K2O	0.15	K2O	16.90
TOTAL	98.29	98.51	TOTAL	99.95	TOTAL	99.13
FS (6 Oxygènes)			FS (8 Oxygènes)		FS (8 Oxygènes)	
Si	1.994	1.976	Si	0.000	Si	0.000
AlIV	0.006	0.018	Al	3.984	Al	3.975
T	2.000	1.993	Fe	0.009	Fe	0.000
AlVI	0.005	0.000	Ca	0.384	Ca	0.000
Ti	0.003	0.061	Na	3.195	Na	0.097
Cr	0.000	0.016	K	0.030	K	3.979
Fe3+	0.029	0.000	SOMME	7.604	SOMME	8.051
Mg	0.252	0.251	%An	10.643	%An	0.000
Fe2+	0.711	0.672	%Ab	88.512	%Ab	2.371
Mn	0.000	0.000	%Or	0.845	%Or	97.629
M1	1.000	0.984				
Mg	0.000	0.000				
Fe	0.027	0.097				
Mn	0.018	0.016				
Ca	0.921	0.868				
Na	0.034	0.036				
K	0.000	0.002				
Ni	0.000	0.000				
M2	1.000	1.020				
Fe2+(calct)	21.722	22.590				
Fe3+(calct)	0.942	0.000				
%En	12.862	13.196				
%Fs	40.086	41.233				
%Wo	47.052	45.572				
xFe	0.276	0.246				

Tableau 2.14 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de roche calco-silicatée.

2.2.8- Les veines à amphibole

Gisement — Les veines à amphibole se développent en réseau très serré dans les métabasites: d'une part, à proximité du contact nord avec le Complexe Granitique Estrela (CN 9, CN 11, CAP 37) et plus particulièrement là où les métabasites forment une invagination au Nord du massif (CAP 9, CAP 10, CAP 11, CAP 12, CD 49), et d'autre part, au Sud-Est du granite (CD 19), mais d'une manière plus restreinte.

Les veines ont une épaisseur variant du millimètre au centimètre pour une longueur atteignant fréquemment 10 centimètres ou plus (Figure 2.5 a, d). Ces veines forment un réseau enchevêtré ou se présentent en échelon (Figure 2.5 c). Les directions structurales ne sont pas aléatoires mais répondent à une géométrie bien définie (*cf.* Chapitre 3). Les cristaux d'amphibole des veines sont normalement de grain grossier contrairement à la matrice qui est fine.

Au Sud-Est du granite, les amphibolites sont localement recoupées par des veines à gros cristaux d'amphibole, qui peuvent englober des fragments angulaires pluricentimétriques de la roche-hôte (Figure 2.5 f).

Les veines à amphibole sont en général accompagnées par des concentrations de plagioclase. Celles-ci se présentent en veines décimétriques grossières anastomosées (Figures 2.5 a - e, 2.6 e - h), amas allongés ou ovoïdes de taille décimétrique (Figure 2.5 b) qui correspondent sans doute à des coupes grossièrement parallèles aux veines. Lorsque les concentrations de plagioclase deviennent plus nombreuses, la roche montre des couleurs qui varient du gris clair au blanc grisâtre (Figures 2.5 a, e).

Pétrographie — Les constituants de ces veines ou amas sont l'amphibole, le plagioclase et occasionnellement l'épidote.

Le plagioclase se présente en cristaux xénomorphes à subautomorphes à grain fin à moyen. L'altération en séricite est irrégulière et reste faible à modérée. Les plagioclases peuvent présenter différents aspects:

(i) des cristaux automorphes allongés croissant à partir des épontes des veines (Fig. 2.6 b), comme les amphiboles;

(ii) des cristaux fortement poeciloblastiques englobant les cristaux de la matrice à proximité des veines (Fig. 2.6 d); sur ces plagioclases, les parties plus limpides (An_{22}) sont plus nombreuses par rapport aux portions altérées;

(iii) des cristaux de plagioclase montrant des extinctions ondulantes très marquées qui peuvent évoluer vers des macles courbes puis des bandes de déformations et finalement vers des néoblastes.

Le long des limites des bandes de déformation bien marquées, on peut observer le développement de sous-grains ou de néoblastes (Figures 2.6 g - h.). Parfois, les gros cristaux de plagioclase sont recoupés par des microbandes cisillées, entrelacées et disposées aléatoirement. Sur ces cisaillements, on note des néoblastes très fins modérément orientés.

Légende de la planche 2.5

Figure 2.5 a - Affleurement d'amphibolite situé dans l'invagination des roches encaissantes au Nord du granite. Noter l'arrangement complexe des veines d'amphibole et des amas de plagioclase.

Figure 2.5 b - Affleurement d'amphibolite de la même localité que précédemment avec une fente à amphibole coupée longitudinalement montrant les cristaux de plagioclase du coeur.

Figure 2.5 c - Réseau de veines à amphibole et plagioclase en disposition en échelon et selon deux directions conjuguées.

Figure 2.5 d - Détail de la photo précédente montrant une veine à amphibole. Noter la présence de cristaux de plagioclase aux épontes de la veine.

Figure 2.5 e - Affleurement d'amphibolite à hornblende-plagioclase-chlorite-épidote où l'on peut noter de fines veines orientées d'amphibole qui recoupent des amas de plagioclase.

Figure 2.5 f - Affleurement d'amphibolite où l'on peut observer des veines d'amphibole grossière englobant des fragments angulaires de la roche-hôte.



Légende de la planche 2.6

Figure 2.6 a - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite recoupée par des veines d'amphibole. Noter la disposition des cristaux d'amphibole perpendiculairement aux épontes des veines.

Figure 2.6 b - Photomicrographie (LPA) montrant détail de veines remplies par des cristaux de quartz et par des phénoblastes automorphes d'amphibole et de plagioclase. Noter que la disposition des phénoblastes est fortement oblique par rapport aux épontes de la veine.

Figure 2.6 c - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite montrant de fines veines à amphibole et quartz.

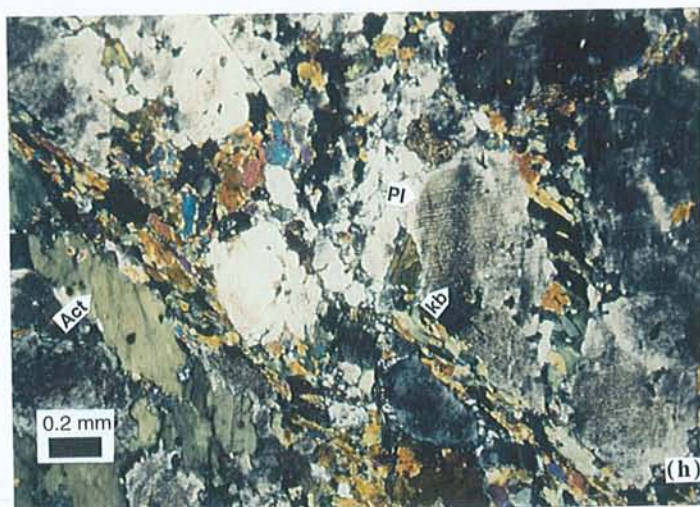
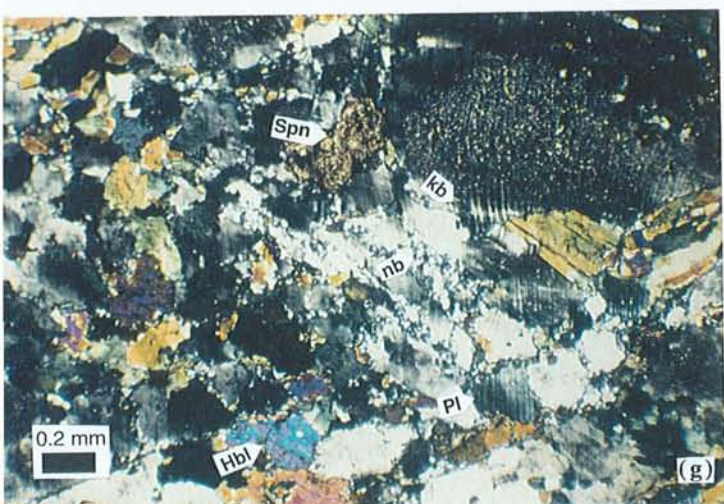
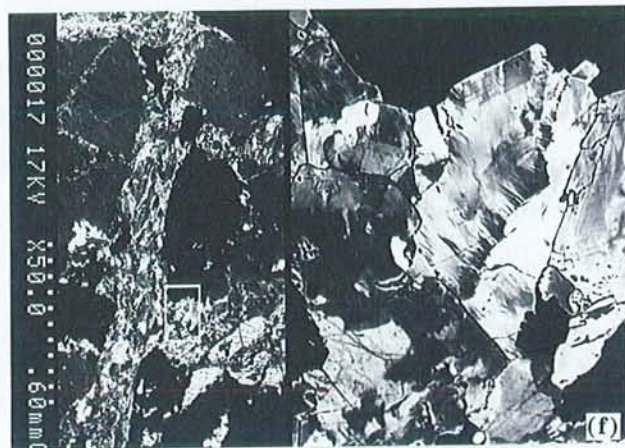
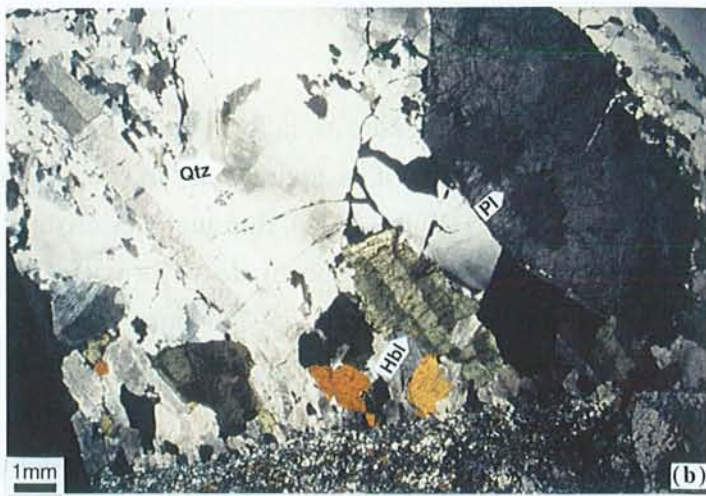
Figure 2.6 d - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite recoupée par une veine d'amphibole. Noter qu'au long de la veine d'amphibole on observe une masse de plagioclase poeciloblastique à continuité optique.

Figure 2.6 e - Photomicrographie (LPA) de fines veines d'amphibole recoupant des amas de plagioclase.

Figure 2.6 f - Partie gauche: photomicrographie en électrons rétro-diffusés de la photo précédente. Partie droite: noter le zonage complexe des amphiboles.

Figure 2.6 g - Détail de la Figure 2.5 e. Notez le "kink" sur le plagioclase et la recristallisation des leurs bordures formant des arrangements en manteau et noyau.

Figure 2.6 h - Détail de la Figure 2.5 e. Notez la recristallisation partielle des amphiboles, "kink" en plagioclase et recristallisation de ses bordures.



En certains endroits, la formation de ces néoblastes a lieu sur les bordures des cristaux plus grands, rappelant la texture en "manteau et noyau" (Figures 2.6 g - h) trouvée dans des mylonites (White, 1975). Sur quelques cristaux de plagioclase on ne remarque plus les signes d'altération séricitique ni de déformation puisqu'on observe la surcroissance de grains recristallisés, limpides, et qui possèdent une teneur en Anorthite de An_{22} . Une quantité importante de micro-veines remplies d'amphibole recoupe de façon erratique les cristaux de plagioclase.

Les cristaux d'amphibole ont des tailles qui varient de très fine à grossière (0.1-10mm). Les grains moyens sont xénomorphes, poeciloblastiques et se caractérisent par une couleur vert clair. Toutefois, sur plusieurs sections on observe des bordures fines, parfois discontinues, formées d'une amphibole de couleur vert olive relativement plus foncée. Dans d'autres cas, cette amphibole vert olive forme des taches sur les cristaux vert clair. Plus rarement, ce minéral forme des agrégats de cristaux polygonaux dont les contacts sont plutôt rectilignes. Les amphiboles (Tableau 2.15) vert clair ont une composition caractérisée par de teneurs élevées en SiO_2 (49.42-50.51%) et en FeO (18.85-21.05), des valeurs très basses de Al_2O_3 (3.78-4.91%) et de TiO_2 (0.09-0.25%). Les rapports XMg varient de 0.47 à 0.50. Ces amphiboles s'apparentent à la hornblende ferro-actinolitique. Une seule analyse d'une autre amphibole de couleur vert clair (actinote) a montré des valeurs qui sont, comparativement à celles de la hornblende ferro-actinolitique, plus élevées en SiO_2 (52.57%) et plus pauvres en FeO (17.98%), Al_2O_3 (2.33%) et TiO_2 (0.04%). Le rapport XMg de cette amphibole est de 0.54.

Les amphiboles à couleur vert olive se distinguent, par contre, par leurs teneurs plus élevées en Al_2O_3 (12.16%) et FeO (24.71%). La teneur en SiO_2 (40.25%) et le rapport XMg (0.28) sont à l'inverse comparativement plus faibles. Ces données permettent de classer ce minéral comme une hornblende pargasitique.

Parfois les veines sont remplies par l'association amphibole-quartz. Dans ce cas les amphiboles sont subautomorphes à automorphes et situées aux épontes des veines et disposées perpendiculairement. Le quartz se trouve fortement recristallisé (Figure 2.6 c).

Allanite et zircon sont en inclusions dans les amphiboles, provoquant, sur ces dernières, des halos pléochroïques.

Amphiboles

	actinote	hb actinote	hb fe actinot	fe hornbl	hb fe edenit	hb ferroan pg	hb fe pg	fe parg
N°Ech	cap9	II-29	cap9	cap10a	cap10a	cap10b	cap10b	cap11
N°Anal.	90	63	91	75	71	21	32	46
	coeur	coeur	coeur	coeur	bordure	bordure	bordure	bordure
SiO2	52.57	50.79	50.51	47.90	42.02	42.40	40.72	39.52
Al2O3	2.33	3.36	3.78	6.05	10.39	10.57	12.01	12.81
TiO2	0.04	0.27	0.13	0.24	0.43	0.55	0.32	0.04
FeO	17.98	19.75	19.06	19.90	22.49	22.46	24.08	24.32
MnO			0.18	0.13	0.19	0.09	0.07	0.16
MgO	11.81	11.41	10.89	9.21	6.48	6.29	5.16	5.03
CaO	12.35	11.42	12.12	11.66	11.72	11.50	11.15	11.58
Cr2O3								
NiO		0.10	0.60	0.02	0.14			
Na2O	0.22	0.97	0.59	1.01	1.42	1.58	1.57	1.7
K2O	0.09	0.37	0.23	0.29	0.99	1.14	1.13	1.31
TOTAL	97.39	98.44	98.09	96.41	96.27	96.58	96.21	96.47
FS (23 Oxygènes et 15 cations)								
Si	7.749	7.386	7.407	7.147	6.581	6.338	6.433	6.238
AlIV	0.251	0.576	0.593	0.853	1.419	1.662	1.567	1.762
T	8.000	7.962	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.154	0.000	0.060	0.211	0.499	0.200	0.669	0.621
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.154	0.000	0.114	0.347
Ti	0.004	0.030	0.014	0.027	0.051	0.062	0.038	0.005
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.012	0.071	0.002	0.018	0.000	0.000	0.000
Mg	2.595	2.473	2.380	2.048	1.513	1.401	1.215	1.183
Fe2+	2.228	2.460	2.382	2.543	2.791	2.940	3.068	2.864
Mn	0.000	0.000	0.022	0.016	0.025	0.011	0.009	0.021
C	4.982	4.974	4.930	4.848	5.051	4.615	5.113	5.042
Ca	1.950	1.779	1.904	1.864	1.967	1.842	1.887	1.958
Na (M4)	0.050	0.221	0.096	0.136	0.033	0.158	0.113	0.042
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.013	0.053	0.072	0.156	0.398	0.300	0.368	0.479
K	0.017	0.069	0.043	0.055	0.198	0.217	0.228	0.264
A	0.030	0.122	0.115	0.211	0.596	0.517	0.596	0.743
TOTAL	15.012	15.058	15.045	15.059	15.647	15.132	15.709	15.784
FeO	17.980	19.750	19.060	19.900	21.312	22.460	23.221	21.694
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	1.309	0.000	0.955	2.919
XMg	0.538	0.501	0.500	0.446	0.339	0.323	0.276	0.269

Tableau 2.15 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives d'amphiboles remplissant des veines.

2.3- VARIATIONS TEXTURALES

Il nous a semblé intéressant, pour la compréhension de cette région, de faire la description des textures des formations encaissantes en fonction de leur proximité du granite. En effet, la richesse texturale observée dans les roches métabasiques de la série encaissante est fondamentalement liée à la présence du Complexe Granitique Estrela. Trois principaux types de textures peuvent être définis en fonction de l'importance de la recristallisation: les roches dont la texture ignée est préservée (TIP), les roches à texture transitionnelle (TR) et les roches totalement recristallisées où les textures initiales ont disparu. Dans ce dernier type, on peut distinguer des textures granoblastiques (GB), grano-nématoblastiques (GNB), grano-lépidoblastiques (GLB) et porphyroblastiques (PB). La répartition spatiale de ces types texturaux n'est pas aléatoire mais centrée sur le complexe granitique.

Une évolution texturale similaire peut être aussi observée dans les roches qui avaient une schistosité préexistante (S_{0-1}). Ceci sera montré sur l'exemple des schistes ultrabasiques.

2.3.1- Les roches à texture préservée

Les textures ignées originelles (Figures 3.9 a - c) des métabasites peuvent encore être observées en certains affleurements, notamment dans le cas des amphibolites à hornblende-plagioclase et à hornblende-plagioclase-biotite. De belles illustrations ont été trouvées, d'une part, dans l'encaissant à environ deux kilomètres du contact avec le Complexe Granitique Estrela (CD 22, CD 59), mais également dans la population de xénolites du granite (CD 4).

Dans ces métabasites à texture primaire, la texture sub-ophitique est facilement reconnaissable. Elle s'exprime par la présence de lattes non orientées de plagioclase entourées de cristaux d'amphibole. Les cristaux de plagioclase ont subi une altération faible à modérée, marquée par la séricite et l'épidote. Les modifications minéralogiques les plus évidentes sont la pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens par de l'actinote vert clair. Une forte zonation de ces actinotes est fréquemment exprimée par la présence de bordures de couleur vert foncé.

Les minéraux opaques, représentés par la titanomagnétite et la chalcopyrite, se trouvent intimement associés à l'amphibole et plus rarement à la biotite. Les titanomagnétites montrent une texture squelettique qui dénote probablement la texture en "treillis" des cristaux originaux. Le manque d'orientation préférentielle des cristaux de titanomagnétite est notable dans ces roches. Les chalcopyrites sont toujours en cristaux isométriques subautomorphes.

Une autre caractéristique préservée du stade magmatique, est la présence de quartz interstitiel en agrégats graphiques (texture granophyrique). On note, cependant, le commencement de la recristallisation de ces textures granophyriques, donnant lieu à de rares agrégats de nouveaux grains dont les limites montrent une amorce de polygonisation.

2.3.2- Les roches à texture transitionnelle

Dans ces metabasites, il y a coexistence des traits texturaux magmatiques et métamorphiques (CAP 37, CD 62). Dans les schistes ultrabasiques la foliation initiale commence à être oblitérée (VII-40, CD 64). Les metabasites à texture transitionnelle (Figures 3.10 a - d) sont de plus en plus fréquentes lorsque l'on s'approche du contact avec le granite. L'intensité de la foliation ou de la polygonisation y augmente graduellement jusqu'à devenir modérée (CAP 37).

Différentes textures peuvent être observées sur une même lame mince. Les amphiboles apparaissent comme des grains assez grossiers, avec des bordures à croissance poeciloblastique. On peut identifier des néoblastes très petits et bien recristallisés et aux limites rectilignes. Ces derniers se distribuent parfois en agrégats radiaires et parfois en agrégats à tendance granoblastique. L'amphibole peut englober partiellement les gros cristaux de plagioclase, rappelant encore la texture magmatique du type sub-ophitique. Un exemple très clair d'un passage graduel des amphiboles relictuelles (Fi. 3.10 c) vers des néoblastes est donnée par l'échantillon CD 62. Dans cet exemple, de grands cristaux d'amphibole, sur lesquels on remarque un commencement de polygonisation, coexistent avec des agrégats de néoblastes de forme polygonale. Les grandes amphiboles-hôtes montrent un pléochroïsme différent de celui des néoblastes, donnant à l'ensemble un pléochroïsme en tache.

Le plagioclase se présente, soit en lattes aux contours irréguliers, soit en grains polygonaux, finement recristallisés (néoblastes). Les lattes se caractérisent par une disposition aléatoire et une altération séricitique modérée qui contraste fortement avec l'aspect limpide des néoblastes. Elles sont souvent entourées de petits grains à tendance polygonale. Les limites bien rectilignes des néoblastes et leur forme allongée bâtissent des domaines granoblastiques orientés (*cf.* Bard, 1994).

Le quartz, s'il est présent, montre une tendance comparativement plus nette aux contours polygonaux. Les minéraux opaques, représentés par l'ilménite, apparaissent comme des agrégats squelettiques xénomorphes orientés. Parfois on remarque que les opaques ont une orientation préférentielle modérée.

Dans le cas des schistes ultrabasiques on observe que la schistosité originelle, soulignée par l'orientation des phyllosilicates comme la chlorite et la biotite (texture lépidoblastique), est recoupée par des porphyroblastes automorphes d'amphibole post-schisteuse, à croissance aléatoire (Figures 2.4 b - c). Dans certains échantillons, le caractère progressif des transformations texturales est suggéré par l'augmentation de la proportion de l'amphibole post-schisteuse.

Les chlorites croissent de la même manière, mais des cristaux relativement plus grands que ceux de la matrice apparaissent en agrégats irréguliers, soit allongés parallèlement à la foliation, soit sur les plans de bandes cisailées conjuguées, soit encore au long de joints stylolithiques. L'orientation préférentielle des chlorites dans certains agrégats marque le début du

développement d'une texture lépidoblastique. Cependant, vus sur le plan YZ de la roche, ces agrégats sont ou entrelacés (texture decussé) ou arrangés en gerbes.

2.3.3- Les roches recristallisées

Dans le cas des métabasites recristallisées, les textures ignées initiales ont totalement disparu; les grains sont à peu près équidimensionnels et montrent souvent des contacts rectilignes et une forte tendance à former des joints triples à 120° (textures granoblastiques). La taille des cristaux est très homogène (fine à moyenne). Ces modifications texturales sont normalement accompagnées du développement de la hornblende (\pm clinopyroxène), de la recristallisation du plagioclase et de la disparition des phases telles qu'actinote, chlorite ou épidote (cf. carte des textures, Chapitre 3). Les textures granoblastiques sont observées préférentiellement dans les xénolites, situés plutôt à l'intérieur du batholite, alors que les textures grano-nématoblastiques qui traduisent une anisotropie structurale, se localisent à proximité du contact avec le Complexe Granitique Estrela.

Dans les amphibolites à texture granoblastique, les plagioclases totalement recristallisés, sont fortement polygonisés et, en général, non altérés. Dans les roches grano-nématoblastiques les cristaux de plagioclase montrent une nette orientation préférentielle. Les limites des grains deviennent de plus en plus rectilignes et on n'observe que rarement des traces de déformation, comme l'extinction ondulante ou les bandes de déformation.

Les amphiboles dans les roches fortement recristallisées apparaissent, à l'image du plagioclase, en grains polygonaux aux limites rectilignes (jonctions triples). Les couleurs vert olive et vert brun, l'absence de zonation chimique (cf. Chapitre suivant), en sont des caractères typiques. A proximité du contact avec les granites, la schistosité est bien développée et définie par une nette orientation préférentielle des cristaux d'amphibole. Localement, des cristaux d'amphiboles (sub)-automorphes se surimposent aléatoirement sur la schistosité, donnant des textures porphyroblastiques (CD 59). Ceci est particulièrement visible dans les schistes ultrabasiques à chlorite et trémolite (CD 57). L'amphibole s'y développe soit sous la forme de cristaux allongés, orientés parallèlement à la structuration de la roche (texture nématoblastique), soit en porphyroblastes automorphes disposés aléatoirement par rapport à la schistosité.

Près du contact avec le massif granitique, on peut décrire des amphibolites (CD 15), qui se distinguent par un grain extrêmement fin et une forte orientation.

La biotite montre aussi des habitus différents selon la localisation de la roche dans laquelle elle se trouve. Dans l'encaissant, elle apparaît en paillettes très fines et fortement orientées, bâtissant, avec les amphiboles et les plagioclases, une texture grano-nématoblastique. Par contre, dans les xénolites à l'intérieur du complexe granitique, la biotite a une couleur rougeâtre et se présente en cristaux relativement bien développés et non orientés selon une direction préférentielle.

Généralement, les grains de quartz forment des agrégats granoblastiques allongés selon la foliation. Dans des niveaux plus riches en plagioclase et quartz, on note une tendance plus forte à la restauration polygonale. Les évidences de déformation sur les grains de quartz sont très limitées et exprimées par de faibles extinctions ondulantes.

Les minéraux opaques, représentés par l'ilménite, peuvent être relativement abondants et, en général, apparaissent en grains xénomorphes très fins, associés aux minéraux ferromagnésiens. L'aspect corrodé en treillis des grains d'opacques n'est plus observé. L'ilménite peut être orientée selon la direction de la schistosité lorsqu'elle existe.

La même tendance à la polygonisation ou à l'orientation préférentielle, selon qu'il s'agisse de xénolites ou de roches situées près du contact, est vérifiée dans les cas des roches métasédimentaires associées aux metabasites, permettant de généraliser nos observations.

2.4. CARACTÉRISATION DE LA LIGNÉE CHIMIQUE DES MÉTABASITES

En considérant l'histoire métamorphique complexe (Chapitre 3) qu'a subie la série métavolcano-sédimentaire en question, il est probable qu'il faille s'attendre à une mobilité importante de certains éléments. Cela peut rendre difficile la caractérisation de la composition chimique originelle de cette série. Plusieurs auteurs ont discuté la mobilité des éléments chimiques en réponse aux transformations liées au métamorphisme/métasomatisme (Gélinas et al., 1982; Ludden et al., 1982) et ils ont démontré que les éléments alcalins (K, Rb et Ba), ainsi que Ca et Sr sont fortement mobiles. En revanche, les éléments Al, Ti, Cr, Zr et Y ont été considérés comme moins sensibles aux altérations. Les terres rares se comportent dans la plupart des cas comme des éléments plutôt immobiles, exceptées les terres rares légères et l'euporium qui montrent un comportement faiblement mobile (Sun et Nesbit, 1977). Ne disposant pas d'un lot d'analyses étendu, il n'est pas possible de discuter en détail cette mobilité dans les séries étudiées. Dans la discussion ci-dessous, nous considérerons, en première approximation, que les éléments réputés "immobiles" le sont dans notre cas.

2.4.1- Éléments majeurs

Les teneurs en SiO_2 (Tableau 2.16) varient de 47.65 à 48.26%. Dans le diagramme SiO_2 vs. $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ nos échantillons se situent dans le champ des roches basaltiques (cf. Le Maitre, 1984), à l'exception de l'amphibolite à biotite-grenat qui est plus riche en SiO_2 (54.19%) et qui se trouve dans le champ des basaltes andésitiques. Ces roches se trouvent dans le champ des basaltes subalcalins (tholéiitiques) de la classification de Irvine et Baragar (1971) (Figure 2.7 a).

Dans nos échantillons, les variations de composition les plus importantes sont liées aux teneurs en K_2O , CaO et TiO_2 (Tableau 2.16). Deux groupes de roches sont distingués sur la base des teneurs en K_2O : un groupe à teneur moyenne ($K_2O= 0.41-0.63\%$) qui comprend les amphibolites à clinopyroxène (CN 39 et CRN 32) et l'amphibolite à hornblende-plagioclase (CD 66), et un autre à teneur élevée ($K_2O= 1.81 - 1.87\%$) qui est constitué d'amphibolites à biotite (CD 65) et à biotite-grenat (CAP 3). L'enrichissement en K_2O de ces deux derniers échantillons se traduit par une importante proportion modale de biotite, qui sont de 7.17% et 30.94% (matrice), respectivement. Le groupe à K_2O élevé montre des valeurs de CaO qui varient de 4.46 à 7.74%, tandis que les roches à K_2O moyen possèdent des valeurs de CaO entre 10.31 et 12.47%.

Si les valeurs de CaO , K_2O et TiO_2 varient considérablement, on peut noter des variations moins marquées des teneurs en Fe_2O_3 (13.01 - 16.42%) et MgO (4.63 - 6.59%). Cette relative homogénéité se retrouve dans la variation limitée des rapports XMg qui sont compris entre 0.48 et 0.65 pour les roches de composition basaltique et 0.36 dans le cas de la roche de composition basalte-andésitique. Ces roches sont relativement riches en fer, ce qui nous permet de les comparer partiellement avec les basaltes tholéitiques enrichis en fer des *greesntones* de Munro Township (Canada) (Arndt et al., 1977). Dans les diagrammes de Miyashiro (1975) qui comparent SiO_2 , TiO_2 et FeO^* avec le rapport FeO^*/MgO , dans le diagramme Al_2O_3 vs. $FeO^*/(FeO^*+MgO)$ et dans le diagramme ternaire $Fe+Ti - Al - Mg$ de Jensen (1976), cette tendance est également confirmée (Figures 2.7 a - f).

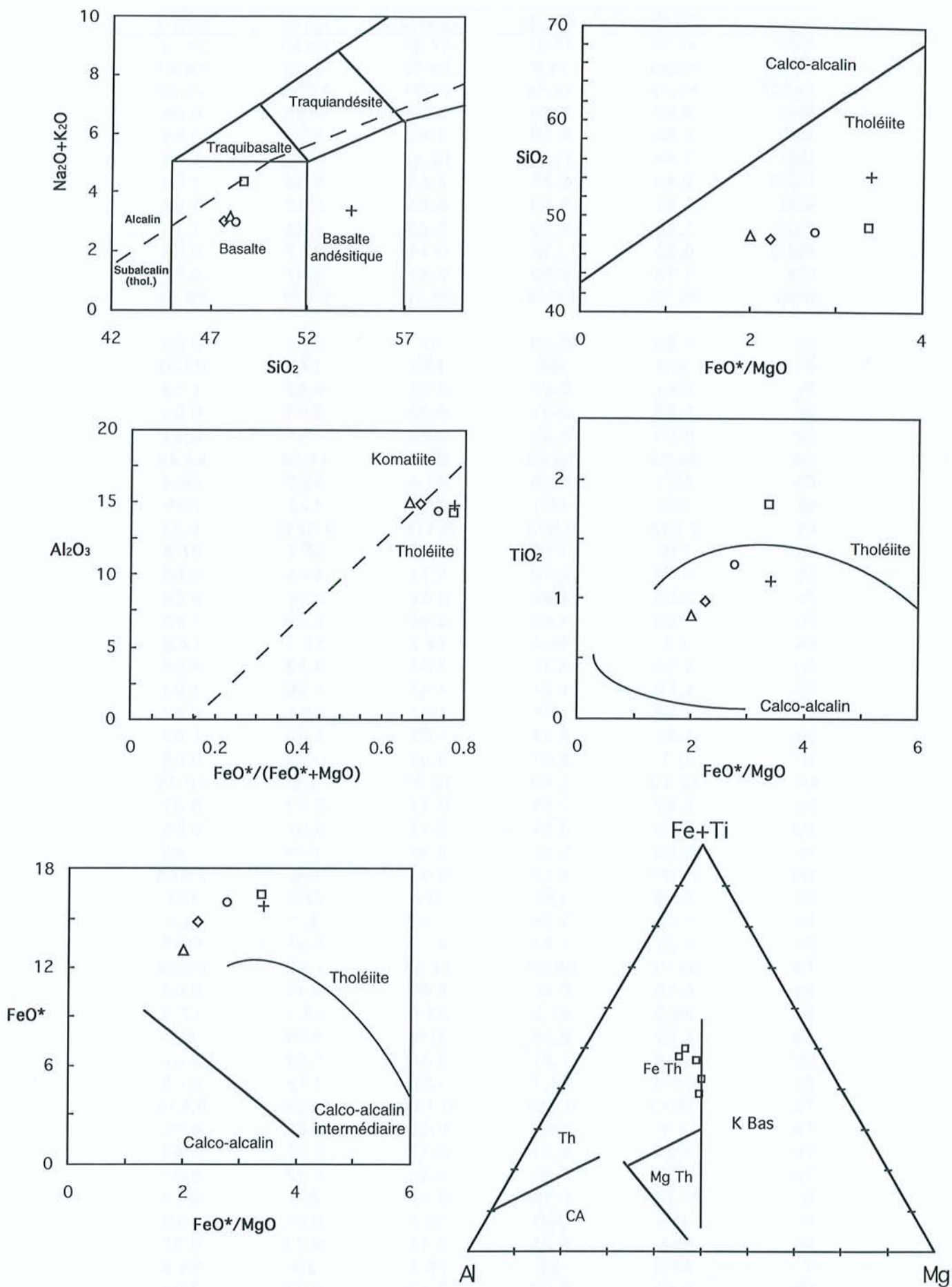
2.4.2- Éléments traces

Nisbet et al. (1977) et Blais (1989) en étudiant les ceintures de roches vertes archéennes au Zimbabwe et en Finlande orientale, respectivement, ont pu distinguer les roches tholéitiques des types komatiitiques à travers l'utilisation de plusieurs diagrammes qui comparent les teneurs en MgO avec les contenus en éléments majeurs et traces (Ni, Cr, Co, V, Zr et Y) considérés comme peu mobiles. Les amphibolites étudiées s'apparentent aux roches de la série tholéitique (Tableau 2.16, Figures 2.8 a - f) en raison de teneurs basses en MgO (4.85 - 6.59%), Ni (65.4 - 177), Cr (123 - 357) et Co (40.4 - 49.6), de teneurs élevées en Fe_2O_3 (13.01 - 16.42%), Al_2O_3 (14.30 - 14.96%), CaO (4.46 - 12.47%), TiO_2 (0.86 - 1.79%), V (183 - 339), Zr (54 - 186) et Y (23 - 37).

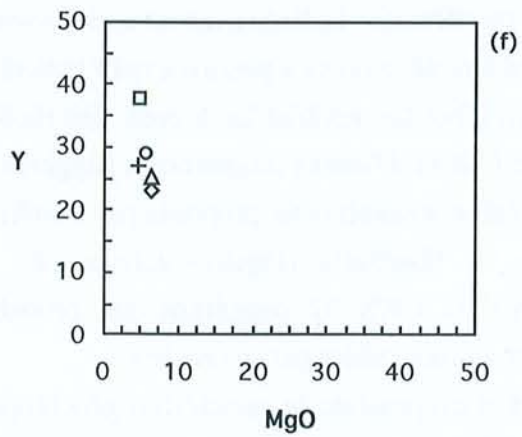
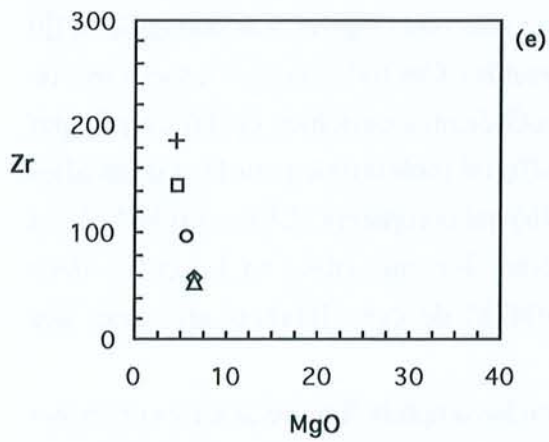
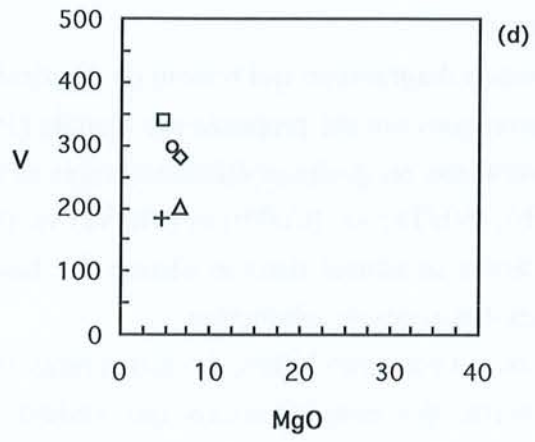
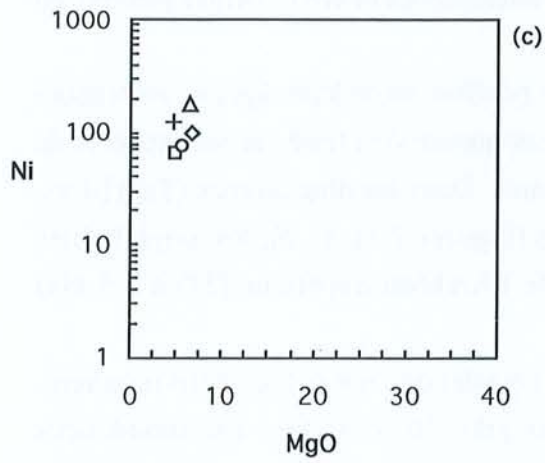
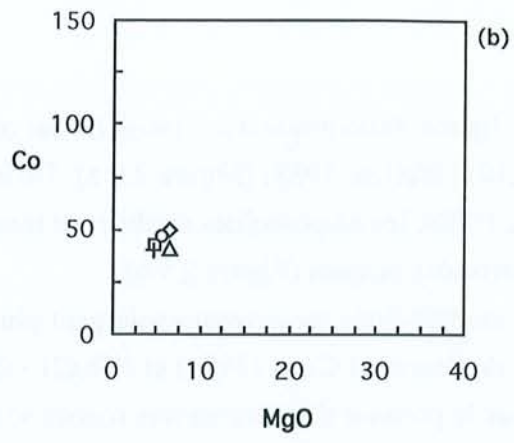
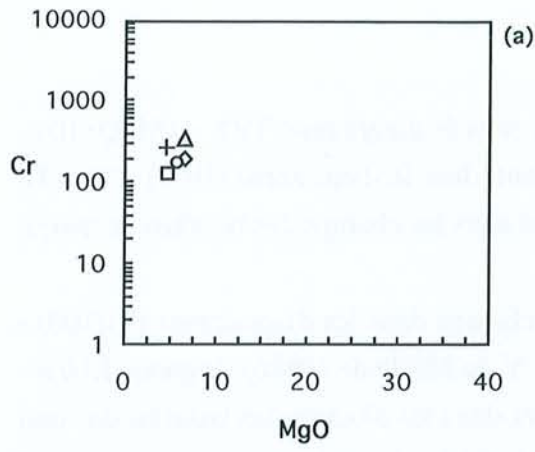
Plusieurs diagrammes comparant des données chimiques ont été proposés par divers auteurs dans le but de discriminer des sites géotectoniques différents. Néanmoins, outre l'altération éventuelle, il faut également considérer les modifications de composition du manteau au cours de son évolution (Sun, 1984) et également envisager les différences entre les processus liés à la tectonique des plaques actuelle et à la tectonique archéenne. Cette discrimination devient encore plus problématique lorsque l'on compare les différents diagrammes où une même série peut occuper des champs différents.

	CD 65	CN 39	CRN 32	CD 66	CAP 3
SiO2	48.72	47.65	47.99	48.26	54.19
Al2O3	14.24	14.9	14.96	14.3	14.81
Fe2O3	16.42	14.75	13.01	15.89	15.73
MnO	0.23	0.19	0.21	0.22	0.25
MgO	4.85	6.59	6.52	5.75	4.63
CaO	7.74	11.06	12.47	10.31	4.46
Na2O	2.48	2.45	2.56	2.55	1.58
K2O	1.87	0.54	0.63	0.41	1.81
TiO2	1.79	0.98	0.86	1.28	1.15
P2O5	0.22	0.12	0.14	0.17	0.29
LOI	1.19	0.59	0.41	0.67	0.61
total	99.75	99.82	99.76	99.81	99.51
As	1.23	0.83	tr	3.31	0.23
Ba	323	109	126	118	2240
Be	0.51	0.27	0.32	0.63	1.14
Bi	0.08	0.01	0.03	0.01	0.01
Cd	0.09	0.05	0.06	0.11	0.01
Ce	28.62	13.83	9.74	14.54	67.49
Co	42.1	49.6	41.6	46.7	40.4
Cr	123	190	357	174	263
Cs	0.542	0.575	0.115	0.0942	1.42
Cu	148	116	252	66.6	61.8
Dy	6.02	3.42	4.12	4.46	4.66
Er	3.66	2.33	2.54	2.86	2.68
Eu	1.65	1.03	0.96	1.08	1.75
Ga	22	18.4	14.7	18.5	17.2
Gd	5.59	3.31	3.66	4.12	4.88
Ge	1.62	1.64	1.47	1.66	1.63
Hf	3.62	1.56	1.51	2.68	4.42
Ho	1.44	0.89	1.01	1.13	1.07
In	0.1	0.07	0.03	0.09	0.06
La	13.13	5.96	13.81	5.8	32.78
Lu	0.52	0.33	0.38	0.43	0.41
Mo	0.16	0.26	0.16	0.36	0.85
Nb	6.29	2.67	2.14	3.76	7.63
Nd	17.77	8.69	9.51	9.5	26.68
Ni	65.4	100	177	75.5	127
Pb	7.94	1.94	2.11	2.7	3.1
Pr	3.71	1.87	2.21	1.96	6.83
Rb	65.92	58.64	17.83	7.88	59.02
Sb	0.15	0.06	0.06	0.13	0.04
Sc	26.3	27.5	25.6	29.1	17.5
Sm	5.08	2.52	2.76	3.09	5.1
Sn	1.14	1.01	2.86	1.62	1.45
Sr	95.3	91.7	137	112	61.3
Ta	0.512	0.213	0.164	0.339	0.518
Tb	0.9	0.53	0.63	0.66	0.74
Th	3.18	0.71	0.47	1.37	4.87
Tm	0.54	0.35	0.39	0.47	0.41
U	0.74	0.14	0.16	0.4	0.71
V	339	280	201	294	183
W	0.3	0.21	0.19	0.21	0.37
Y	37.4	23	25.2	29	26.9
Yb	3.64	2.27	2.43	2.87	2.78
Zn	95.4	69.1	61.5	81.4	40.4
Zr	144	59.2	53.7	97.5	186

Tableau 2.16 - Données chimiques (éléments majeurs en %pds, traces en ppm) de métabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.



Figures 2.7 - Diagrammes (a) SiO_2 vs $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; (b) FeO^*/MgO vs. SiO_2 ; (c) $\text{FeO}^*/(\text{FeO}^* + \text{MgO})$ vs. Al_2O_3 ; (d) FeO^*/MgO vs. TiO_2 ; (e) FeO^*/MgO vs. FeO^* et (f) $(\text{Fe} + \text{Ti})$ - Al - Mg. Ces diagrammes montrent l'affinité tholéiitique des roches métabasiques des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.



Figures 2. 8 (a - f) - Diagrammes comparant MgO vs. Cr, Co, Ni, V, Zr et Y.

Une lignée tholéiitique d'arc insulaire est obtenue dans le diagramme $TiO_2 - (MnO_x10) - (P_2O_5x10)$ (Mullen, 1983) (Figure 2.9 a). Différemment, dans le diagramme $(Hf/3) - Th - Ta$ (Wood, 1980), les amphibolites étudiées se rencontrent dans les champs des basaltes de marge destructive des plaques (Figure 2.9 b).

Les amphibolites recouvrent également plusieurs champs dans les diagrammes $(Ti/100) - Zr - Y$ de Pearce et Cann (1973) et $(Nb_x2) - (Zr/4) - Y$ de Meshede (1986) (Figures 2.10 a - b). Dans le premier diagramme nos roches se trouvent dans les champs des basaltes de fond océanique et des basaltes tholéiitiques pauvres en potassium, tandis que dans le second diagramme les champs occupés sont ceux des basaltes intraplaques et des tholéiites pauvres en potassium.

D'autres diagrammes qui tentent de discriminer les basaltes selon leurs âges et ambiances géotectoniques ont été proposés par Condie (1990). Cet auteur s'est basé sur les rapports de concentrations en quelques éléments traces et terres rares. Dans les diagrammes (Ta/Yb) vs. (Th/Yb) , (Nb/Th) vs. (Ce/Pb) et (Th/Nb) vs. (Ce/Nb) (Figures 2.11 a - c), les amphibolites considérées se situent dans le champ des basaltes de l'Archéen Supérieur (3.0 à 2.5 Ga) associés aux zones de subduction.

En ce qui concerne l'allure des terres rares, on peut signaler que nos échantillons montrent, en général, des concentrations qui varient d'à peu près 20 à 30 fois les abondances chondritiques (Figures 2.12 a - e). Ces abondances sont attendues des basaltes tholéiitiques d'âge archéen enrichis en fer (Cattel et Taylor, 1990). Les spectres des terres rares varient de plats à modérément inclinés avec un enrichissement en terres rares légères. Les anomalies d'Eu peuvent être négatives ou positives mais restent négligeables. Ces traits rendent les spectres de nos amphibolites semblables à ceux des tholéiites archéennes enrichies (TH_2) définis par Condie (1981). D'autres diagrammes suggèrent une affinité tholéiitique pour les metabasites considérées, à savoir ceux proposés par Condie (1994b) qui comparent $(Yb)_N$ vs $(Gd/Yb)_N$ et $(Sm)_N$ vs. $(La/Sm)_N$ (Figures 2.13 a - b). On notera les anomalies en La et Ce dans l'échantillon CRN 32 suggérant une probable mobilité de ces éléments au cours des transformations subies par ces roches.

Bref, il est possible de caractériser géochimiquement les amphibolites de la série encaissant le Complexe Granitique Estrela comme étant de type tholéiitique. Ces roches se distinguent par un enrichissement relatif en fer et en terres rares par rapport aux autres types de basaltes, et ont une signature très semblable à celle des basaltes et gabbros tholéiitiques décrits dans d'autres terrains de type *greenstone* d'âge Archéen (Arndt et al., 1977; Condie, 1981; Sun, 1984; Blais, 1989; Cattel et Taylor, 1990). La présence de laves aux structures en coussin mettant en évidence leur caractère sous-marin n'a pas encore été prouvée dans la série métavolcano-sédimentaire archéenne de Carajás.

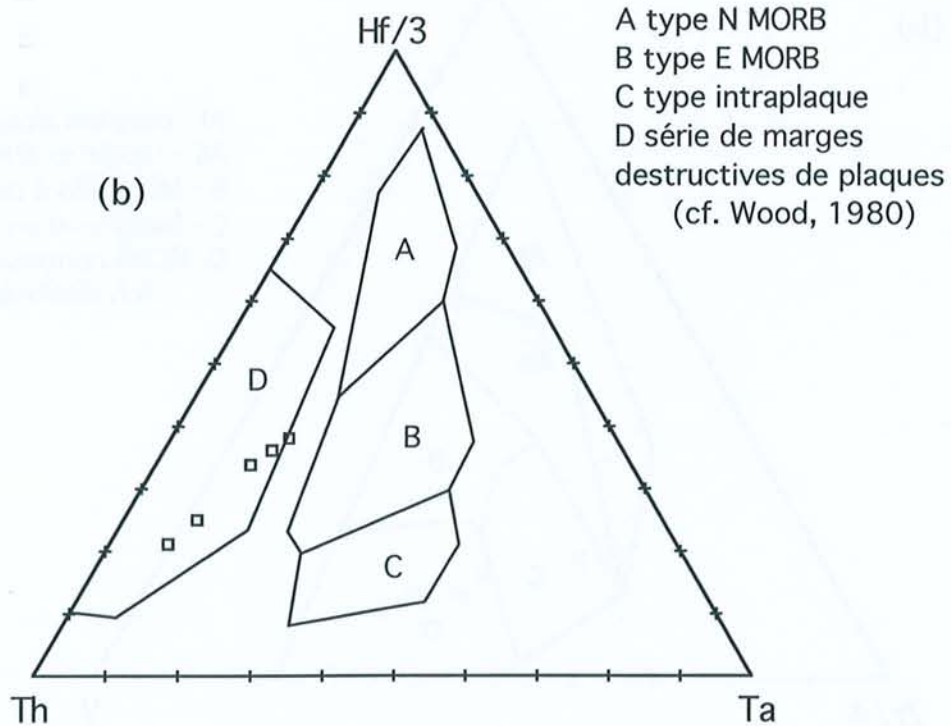
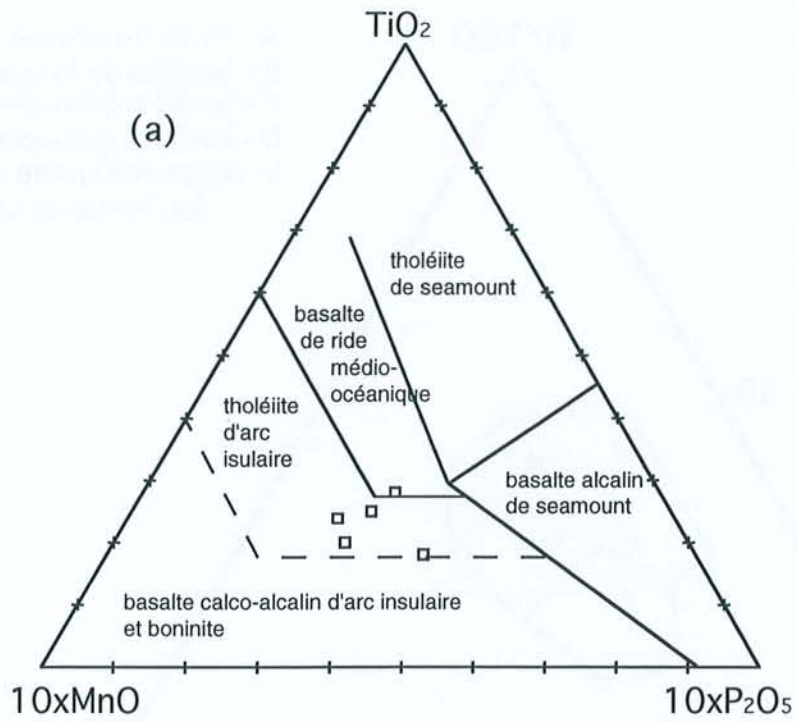


Figure 2.9 - Diagrammes (a) TiO₂ - 10Mn - 10P₂O₅ et (b) Hf/3 - Th - Ta des metabasites des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.

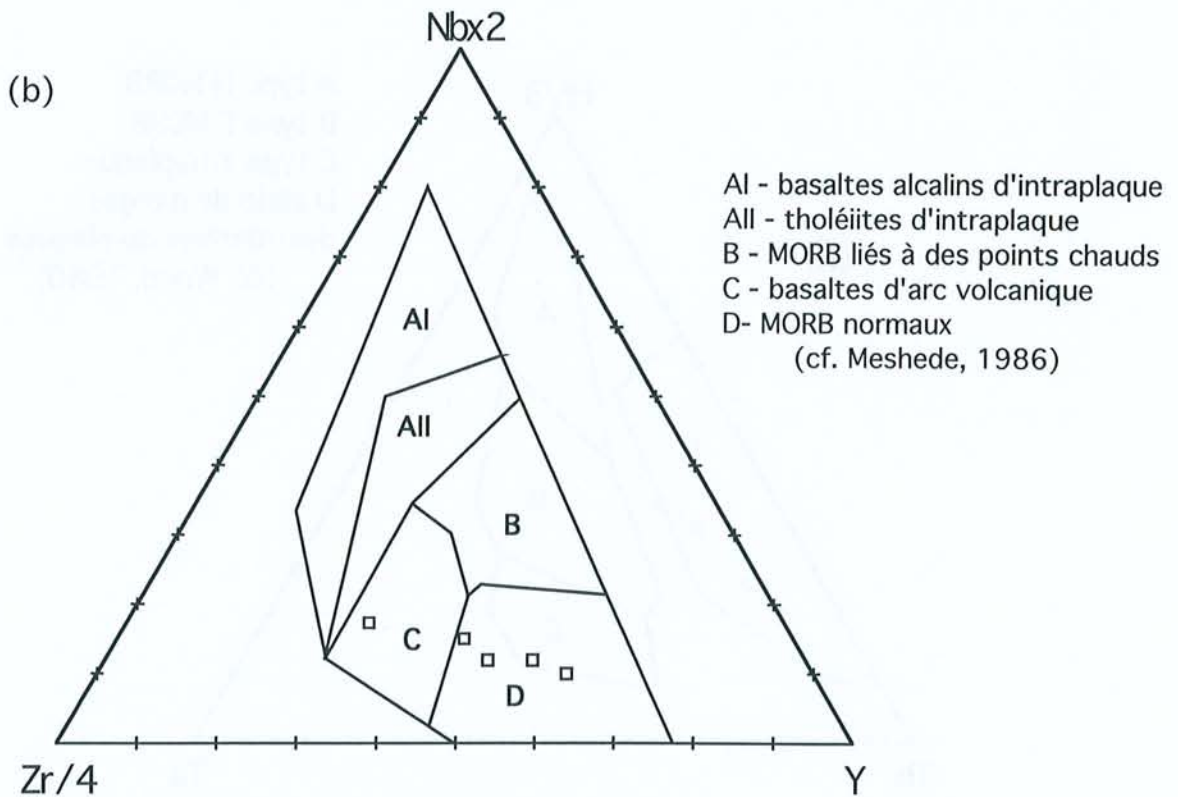
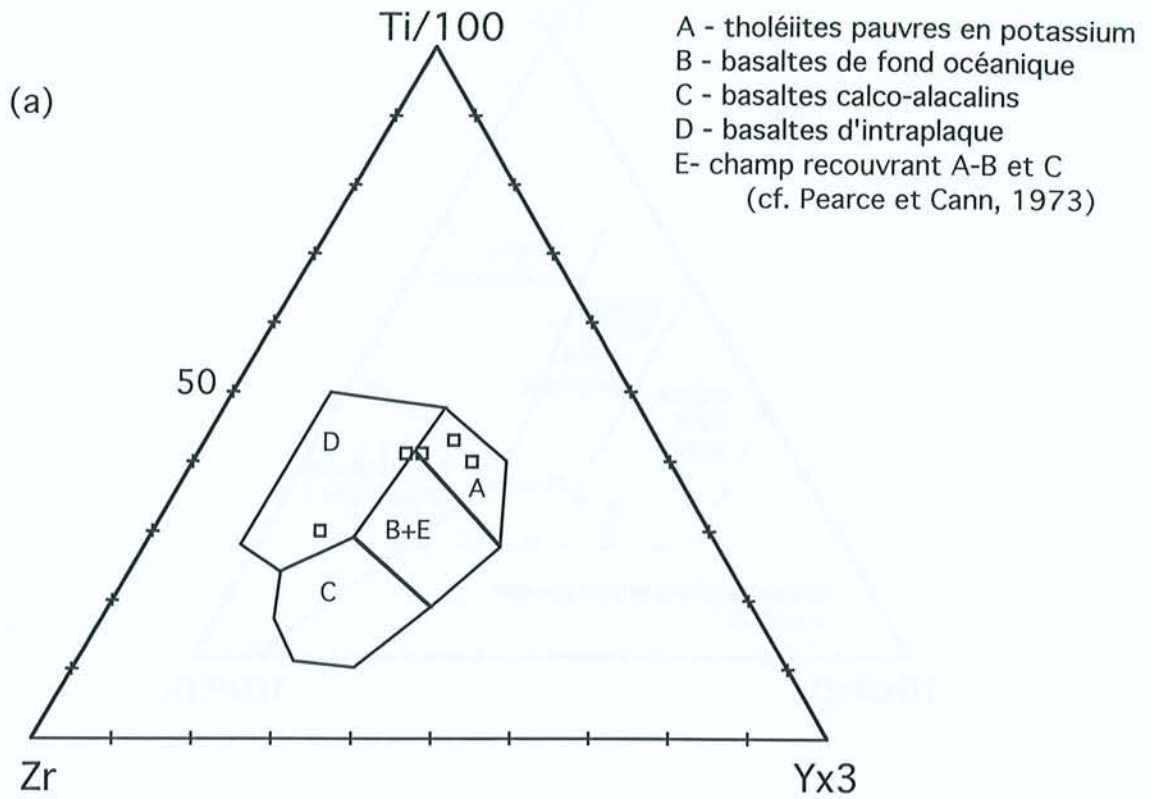


Fig. 2.10 - Diagrammes (a) (Ti/100)-Zr-(Yx3) et (b) (Nb x 2)-(Zr/4)-Y des metabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.

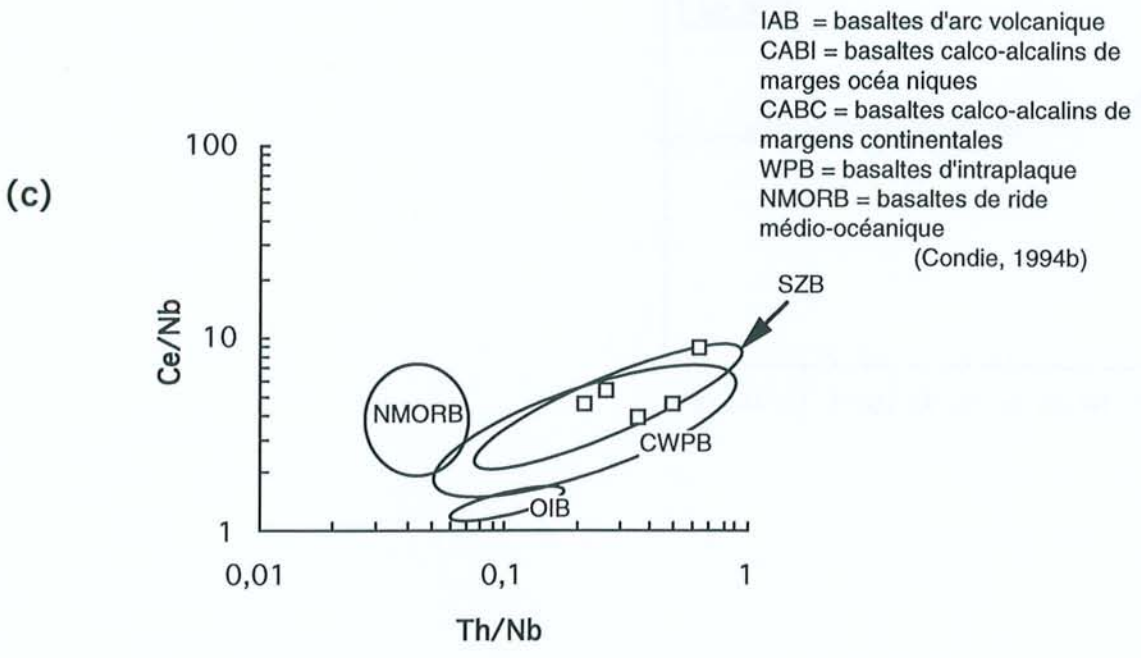
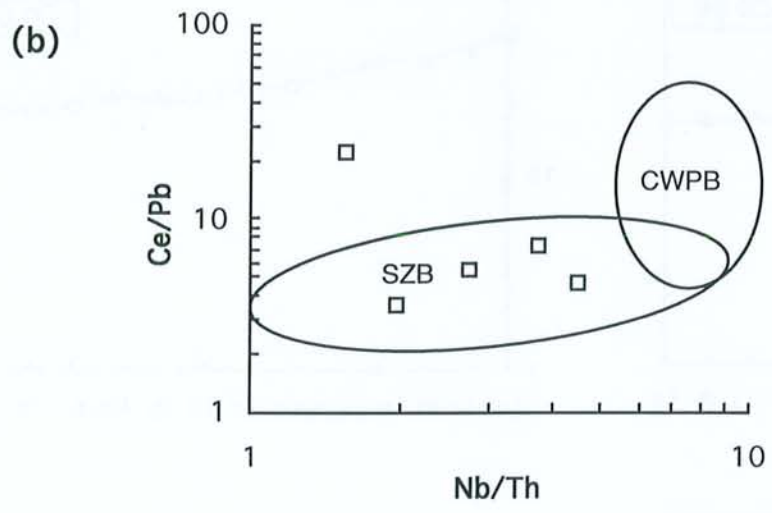
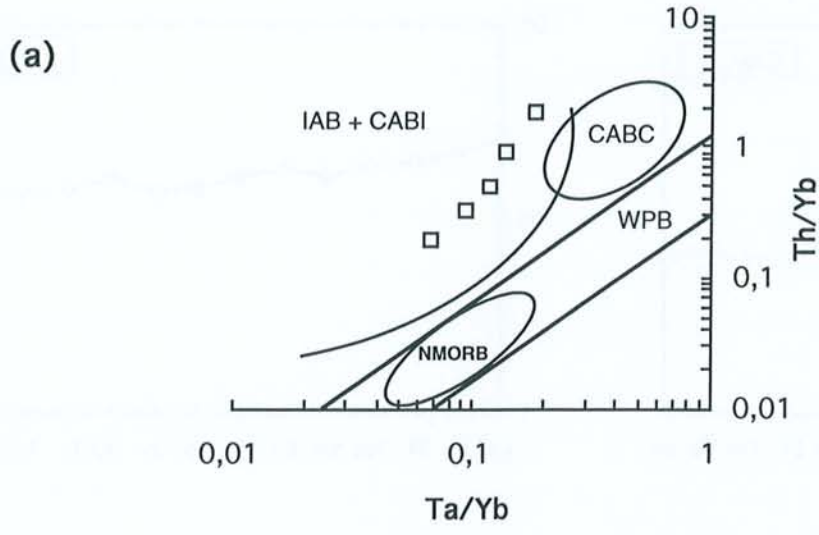


Fig. 2.11 - Diagrammes (a) (Th/Yb) vs. (Th/Yb), (b) (Nb/Th) vs. (Ce/Pb) et (c) (Th/Nb) vs. (Ce/Nb) (cf. divisions de Condie, 1989) des metabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.

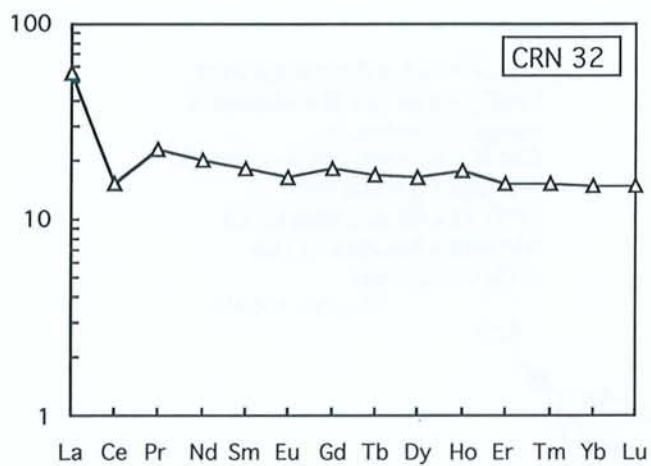
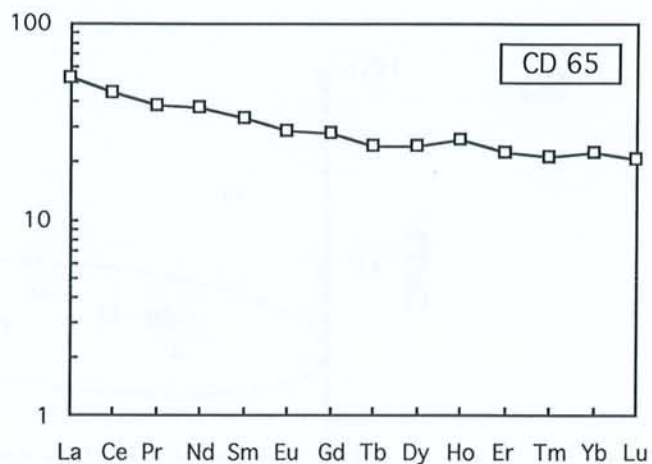
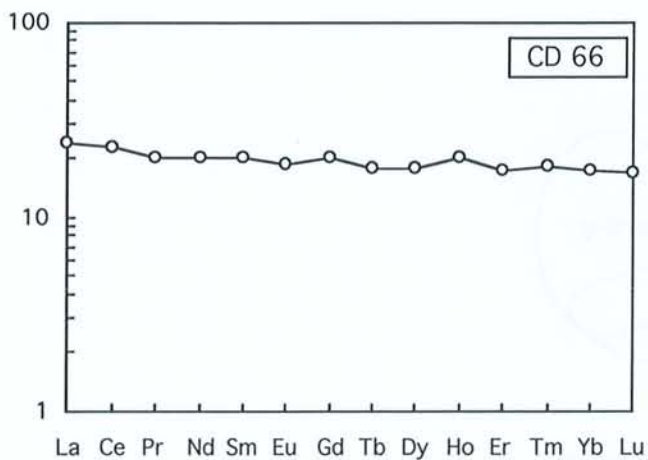
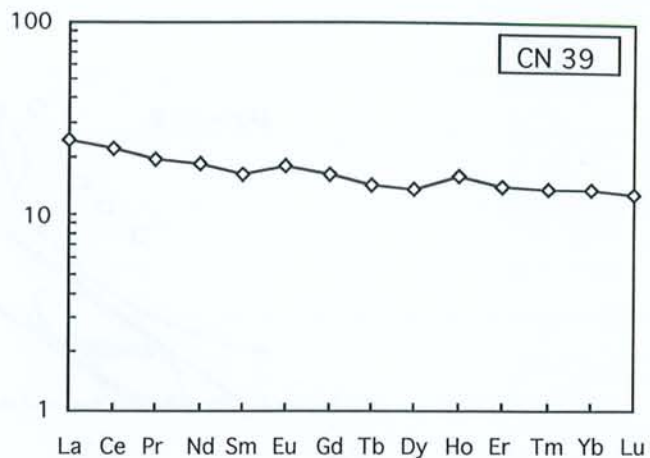
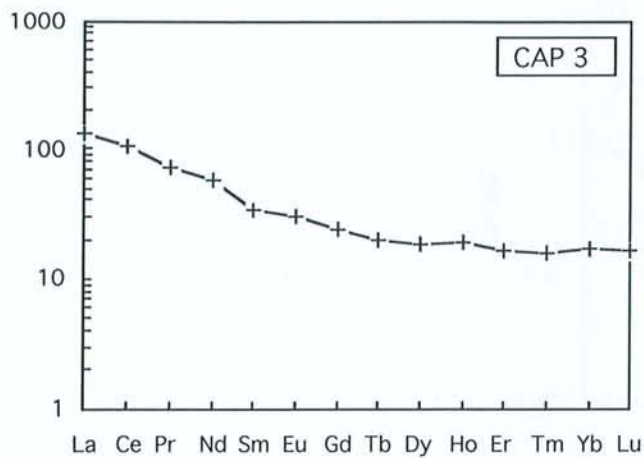
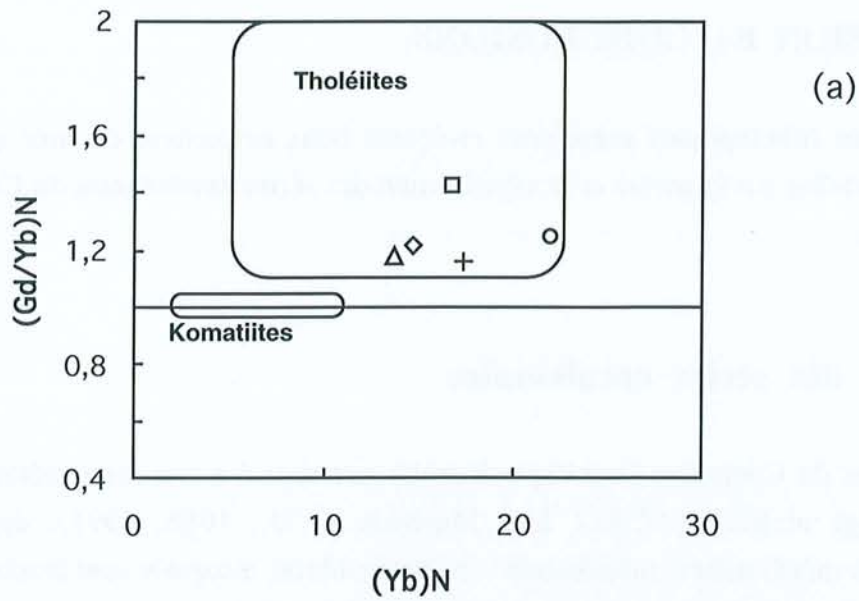
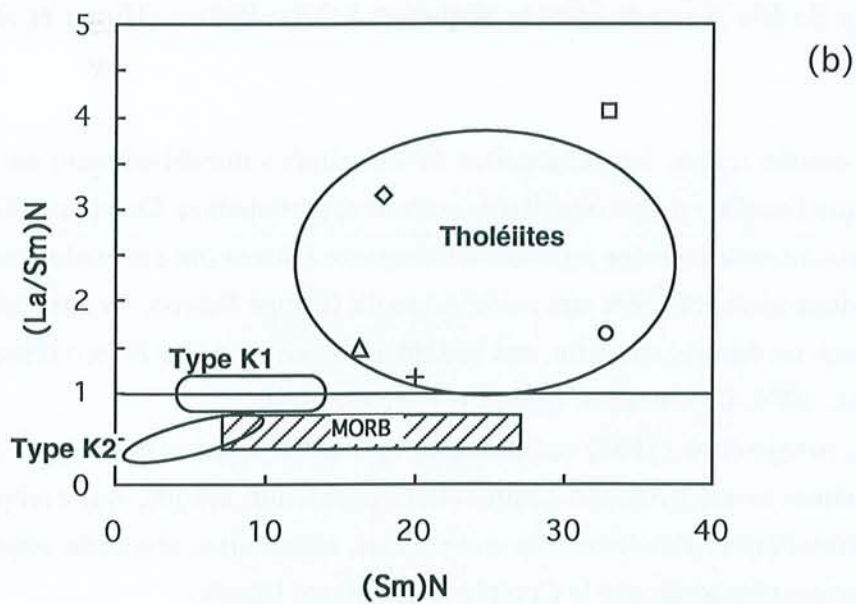


Fig. 2.12 - Spectres de terres rares des métabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.



Champs extraits de Blais (1989)



Champs extraits de Blais (1989)

Fig. 2.13 - Diagrammes (a) $(Yb)_N$ vs $(Gd/Yb)_N$ et (b) $(Sm)_N$ vs. $(La/Sm)_N$ des metabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.

2.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

Les descriptions lithologiques présentées ci-dessus nous permettent de tirer quelques conclusions essentielles sur la nature et la signification des séries encaissantes du Complexe Granitique Estrela.

2.5.1- Nature des séries encaissantes

(1) L'encaissant du Complexe Granitique Estrela correspond à une série métavolcano-sédimentaire d'âge archéen (2759 ± 2 Ma; Machado et al., 1988, 1991), constituée essentiellement de metabasaltes, métadiabases et métagabbros, auxquels sont associées des méta-ultrabasites en proportion restreinte. Leurs caractères chimiques sont ceux des séries tholéitiques riches en fer, d'âge archéen. Dans cet ensemble d'origine volcanique sont intercalées des formations ferrifères rubanées et, de façon subordonnée, des métapélites, quartzites et roches calco-silicatées. Cette série possède les caractéristiques lithologiques des séquences du type "*greenstone*" et ressemble beaucoup à l'assemblage lithologique décrit dans le *greenstone* de Rio Novo et dans la Séquence Salobo-Pojuca (Hirata et al., 1982; Meireles et al., 1984).

(2) Pendant un certain temps, les metabasites foliées situées immédiatement au Nord du Complexe Granitique Estrela ont été considérées comme appartenant au Complexe Xingu. De même, les roches encaissantes situées au Sud du Complexe Estrela ont été englobées dans le Complexe Xingu, mais aussi corrélées aux metabasites du Groupe Salobo, ou aux metabasites du Groupe Grão-Pará, ou encore, en partie, aux sédiments du Groupe Rio Fresco (Hirata et al., 1982; Meireles et al., 1984; DOCEGEO, 1988; Costa et al., 1990).

D'un autre côté, Araújo et al. (1988) ont considéré que le Complexe Granitique Estrela est entouré par une séquence métavolcano-sédimentaire archéenne unique, qui comprend les groupes Salobo, Grão-Pará et Rio Novo. Ils considèrent, néanmoins, que cette séquence est lithostratigraphiquement plus jeune que le Complexe Granitique Estrela.

Nos observations montrent, au contraire, le caractère intrusif du Complexe Granitique Estrela dans une séquence de type "*greenstone*", renforçant ainsi l'idée que tout l'encaissant du complexe granitique appartient à une séquence unique (Barros, 1991; Barros et al., 1992) qui pourrait peut-être regrouper les trois séquences Salobo, Grão-Pará et Rio Novo.

(3) L'observation des textures dans les metabasites nous a conduit à distinguer trois groupes texturaux: des roches à texture primaire préservée (sub-ophitique ou schisteuse), des roches recristallisées (texture granoblastique), et des faciès transitionnels partiellement recristallisés, conservant des traces des textures initiales (texture ignée préservée ou schistosité primaire S1).

On notera en passant que cela atteste le caractère orthodérivé des amphibolites. Nous reviendrons sur ces modifications dans le chapitre 3. La répartition des types texturaux distingués ci-dessus n'est pas aléatoire. En effet, plus on s'approche de ce massif, plus les roches sont recristallisées. A proximité du contact avec le massif granitique, les roches montrent des textures grano-nématoblastiques ou grano-lépidoblastiques tandis qu'à l'intérieur du granite, les enclaves auront une forte tendance à avoir des textures granoblastiques non-orientées. Ceci évoque les effets d'un métamorphisme thermique, associé ou non à une déformation. L'observation des roches métasédimentaires et méta-ultrabasiques indiquent que la schistosité primaire (S1) a été aussi partiellement oblitérée par des minéraux post-schisteux et des recristallisations polygonales. Ceci atteste l'existence d'un épisode tectono-métamorphique précoce antérieur aux recristallisations thermiques, sans que l'on puisse en estimer l'écart temporel.

(4) La caractérisation chimique des minéraux des metabasites et notamment des amphiboles indique que les variations texturales s'accompagnent de variations de la nature de ces minéraux. Dans les *roches à texture sub-ophitique*, les amphiboles prédominantes appartiennent aux variétés actinote, hornblende actinolitique et ferro-hornblende. Ces amphiboles sont zonées avec des bordures de compositions tschermakitiques et, plus rarement, pargasitiques. Les *roches du groupe transitionnel* ont à peu près les mêmes types d'amphiboles que dans les roches moins transformées, mais on note alors la prédominance des magnésio-hornblende et ferro-hornblende. Dans les *roches fortement recristallisées*, les amphiboles sont plus homogènes avec des compositions fréquemment pargasitiques en plus des types magnésio-hornblende, hornblende tschermakitique et édénique.

De même, les assemblages contenant hornblende et clinopyroxène se localisent plutôt à l'intérieur du batholite sous la forme d'enclaves. Inversement, les roches contenant chlorite et épidote deviennent prédominantes à mesure que l'on s'écarte du massif granitique. Nous examinerons en détail dans le chapitre suivant ces variations des compositions et leur signification.

(5) Les metabasites aux alentours du Complexe Granitique Estrela et en enclaves sont parcourues de veines à amphibole grossière. La distribution de ces veines et leur orientation suggère une liaison entre leur formation et les effets de contact dus à la mise en place de ce batholite granitique.

2.5.2. Comparaison avec d'autres metabasites archéennes de la région de Carajás

Dans cette partie nous allons comparer les compositions chimiques des metabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela avec les données chimiques des metabasites de même âge qui affleurent dans d'autres secteurs de la région de Carajás (Tableau 2.16). Pour cela, nous avons comparé nos données avec les analyses disponibles dans la littérature pour des roches ayant des teneurs en SiO₂ similaires et qui se trouvent dans les cibles de Salobo/Groupe Salobo (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer et al., 1994b) et de N1/Groupe Grão-Pará (Wirth et al., 1986; Olszewski et al., 1989).

(1) Pour cette comparaison on considère que l'âge des amphibolites de la série encaissant le Complexe Granitique Estrela (Curionópolis) est de 2.76 Ga (Machado et al., 1991). Cet âge a été obtenu sur un gabbro-norite (Complexe de Luanga) situé à environ 12 kilomètres au Nord de Curionópolis. L'âge des roches de Salobo a été considéré comme celui des amphibolites de Pojuca (2.73-2.74 Ga; Machado et al., 1991) et l'âge des roches metabasiques de N1 a été considéré identique à celui de rhyolites (2.76 Ga; Olszewski et al., 1989).

(2) Malgré l'existence de différences subtiles entre les concentrations de certains éléments des metabasites des cibles de Salobo et de N1 et celles des metabasites de la série étudiée, il apparaît une très forte similitude. Comparativement aux metabasites étudiées dans ce travail, on peut mentionner que les amphibolites de Salobo se distinguent seulement par des concentrations en TiO₂, Fe₂O₃ un peu plus fortes et par une faible diminution de Al₂O₃ (Tableau 2.16). Les roches basiques de N1 ne présentent qu'une discrète augmentation des teneurs en MgO (Tableau 2.16).

(3) De cette comparaison il ressort que la série de roches métavolcano-sédimentaires encaissant le Complexe Granitique Estrela doit être une extension vers l'Est du Groupe Salobo. Cela permet de confirmer l'hypothèse de Lindenmayer (1990) et Lindenmayer et al. (1994b) selon laquelle les roches du Groupe Salobo représentent des variations latérales des roches du Groupe Grão-Pará. La séquence métavolcano-sédimentaire archéenne de la région de Carajás représente donc un terrain de type *greenstone belt* de très grande extension et dont l'importance économique est incontestable.

	Curionópolis	Salobo	N1
Age	2.75 Ga (U-Pb zircon)	2.73 - 2.76 Ga (U-Pb zircon)	2.76 Ga (U-Pb zircon)
SiO ₂ (%)	47.65 - 48.72	44.7 - 50.6	48.7 - 50.54
TiO ₂ (%)	0.86 - 1.79	1.82 - 2.06	0.81 - 1.55
Fe ₂ O ₃ (%)	13.01 - 16.42	16.8- 19.5	11.82 - 15.81
MgO (%)	4.85 - 6.59	4.71 - 5.69	5.6 - 7.75
Al ₂ O ₃ (%)	14.24 - 14.96	12.5 - 13.5	14.31 - 15.97
Zr (ppm)	53.7 - 144	129 - 178	nd
Y (ppm)	23 - 37.4	28 - 55	nd
Nb (ppm)	2.14 - 6.29	7 - 11	nd
V (ppm)	201 - 339	255 - 321	nd
Co (ppm)	41.6 - 49.6	44 - 140	47 - 62
Cr (ppm)	123 - 357	76 - 130	167 - 308
Ni (ppm)	65.5 - 177	51 - 110	57 - 133
(La/Sm) _N	1.18 - 3.15	2.59 - 4.55	1.07 - 2.66
(Gd/Yb) _N	1.16 - 1.42	0.78 - 0.95	
Eu	0.96 - 1.65	0.82 - 2.28	0.63 - 1.16
Références	Cette étude	Lindenmayer et al. (1994b)	Olszewski et al. (1989)

Tableau 2.17 - Comparaison des données chimiques des metabasites de la Province Métallifère de Carajás.

Chapitre 3

Chapitre 3

Evolution structurale et métamorphique des formations encaissantes du Complexe Granitique Estrela

3.1- INTRODUCTION

Dans ce chapitre nous allons discuter l'évolution structurale et métamorphique des formations encaissantes de type "*greenstone*" dans l'environnement immédiat du Complexe Granitique Estrela. Notre objectif est, d'une part, de cerner le contexte de mise en place du complexe granitique et, d'autre part, de contribuer à la compréhension de l'histoire tectono-métamorphique de la région de Carajás. Pour cela nous nous appuyerons sur les données pétrographiques, minéralogiques, et texturales antérieurement présentées dans le chapitre 2. Le lecteur peut se reporter directement en fin de chapitre à la section "Discussion et Conclusions" où sont rassemblés les principales données et enseignements de cette partie.

Outre la compréhension de l'évolution tectono-métamorphique de cette importante province métallifère, cette étude pourra aussi contribuer à éclaircir quelques problèmes d'ordre lithostratigraphique non résolus. Il nous a donc paru nécessaire d'exposer tout d'abord les différentes idées existantes concernant l'évolution métamorphique et structurale dans la région de Carajás.

3.1.1- L'évolution métamorphique de la région de Carajás selon les modèles préexistants

Deux modèles différents de l'histoire métamorphique des séries métavolcano-sédimentaires de Carajás ont été proposés. Un premier modèle considère l'existence de trois phases de formation des roches supracrustales (Hirata et al., 1982; Meireles et al., 1984; Machado et. al., 1991).

(1) La première phase serait représentée par la séquence de type *greenstone* de Rio Novo, constituée de schistes à amphibole et chlorite, de formations ferrifères et cherts et de roches felsiques, métamorphisés dans les conditions du faciès schiste-vert.

(2) La deuxième phase correspondrait aux séquences de Salobo et de Pojuca, qui auraient été métamorphosées sous les conditions du faciès amphibolite. Selon Hirata et al (1982) cette séquence serait formée de schistes à amphibole (hornblende, trémolite-actinote et cummingtonite-biotite-plagioclase-quartz), interprétés comme des metabasaltes, ainsi que d'amphibolites, schistes à plagioclase-amphibole-quartz-grenat, roches à cordiérite-anthophyllite et de métasédiments chimiques, localisés.

(3) La troisième phase serait responsable de la formation des roches appartenant au Groupe Grão-Pará, constitué de deux unités de basaltes hydrothermalisés séparées par une unité de formations ferrifères (Formation Carajás).

Le second modèle envisage une phase unique de formation des roches mafiques (Hutchinson, 1979; Lindenmayer, 1990; Lindenmayer et Fyfe, 1991; Lindenmayer et al., 1994b). Lindenmayer (1990), Lindenmayer et Fyfe (1991) et Lindenmayer et al. (1994b) proposent une évolution métamorphique pluriphasée en trois événements et, selon leur modèle, les roches des séquences de Salobo et de Pojuca correspondraient à des variations latérales de plus haut degré de métamorphisme des roches du Groupe Grão-Pará.

(1) Métamorphisme de haute température (750°C) et de basse pression (2.5 kb) de caractère thermal (faciès cornéenne à pyroxène), vers 2732 - 2742 Ma. La présence de fayalite dans les formations ferrifères a permis aux auteurs d'estimer des conditions de basse fugacité d'oxygène (fO_2) en réponse à l'influence des fluides magmatiques. Néanmoins, ils affirment que dans la région de Salobo il n'existe aucune intrusion responsable d'un tel événement et l'associent au flux de chaleur dû à un hypothétique processus de "magma underplating" en contexte de rift continental.

(2) Altération hydrothermale à 650°C, responsable de la formation de roches à grunérite, almandin et biotite. Cet épisode serait dû à l'intrusion de granites protérozoïques datés à 1.8 Ga (Lindenmayer et Laux, 1994).

(3) Altération hydrothermale de caractère localisé au cours duquel auraient été formées des roches à grénalite et chlorite. Les températures estimées pour cet événement seraient proches de 370°C.

3.1.2- L'évolution structurale de la région de Carajás selon les modèles préexistants

Différents modèles d'évolution tectono-métamorphique ont été proposés. Parmi ces modèles nous en retiendrons trois:

(a) Hirata et al. (1982) et Meireles et al. (1984) envisagent une évolution structurale polyphasée de la région de Carajás. Cette évolution serait marquée sur les séries de type

greenstone (Rio Novo) par plusieurs phases de plis en conditions du faciès schiste-vert. La Séquence Salobo-Pojuca serait, elle aussi, reprise par différentes phases de plis, mais dans un degré de métamorphisme plus élevé (moyen à fort) que celui des "greenstone-belts".

(b) Araújo et al. (1988, 1991) ont proposé une nouvelle colonne lithostratigraphique pour la région de Carajás. Considérant que les différents ensembles lithologiques (Séquence Salobo-Pojuca, Formation Carajás, Formation Rio Fresco, Séquence Bahia, etc...) présentent le même comportement déformationnel, ces auteurs ont englobé toutes les roches métavolcano-sédimentaires dans le Groupe Grão-Pará. Toujours selon ces auteurs, l'évolution tectonique de la région de Carajás (attribuée à la fin de l'Archéen) serait associée au développement de grandes zones de cisaillement obliques senestres, formant une grande architecture en "palmier" (Figures 3.1 a, b). Cette déformation aurait imposé une fabrique mylonitique généralisée dans la région.

En se conformant au modèle ci-dessus, Costa et al. (1990) décrivent dans la région du Complexe Granitique Estrela trois domaines structuraux différents:

(i) l'un correspondant à l'encaissant au Nord du pluton, serait constitué par des chevauchements obliques divergents de direction NE-SW;

(ii) le deuxième serait représenté par le contact entre l'encaissant nord et le massif granitique où une grande zone de décrochement de direction E-W aurait été développée (notons que le granite était considéré, alors, comme appartenant au Complexe Xingu);

(iii) le troisième domaine comprendrait la partie sud du massif et ses roches encaissantes.

Costa et al. (op. cit.) et Oliveira et Costa (1992) envisagent que ces trois domaines structuraux appartiennent à un système divergeant lié à une grande structure "en palmier" positive, qui s'est formée durant un événement compressif senestre. Enfin, ces auteurs ont décrit des zones décrochantes dextres qui ont été interprétées comme des structures antithétiques de Riedel. Ces zones de cisaillement dextres auraient été responsables de la rupture et du plissement des structures antérieures, comme le montreraient les niveaux ferrifères situés à l'Est du Complexe Granitique Estrela (Figure 3.2).

Dans les domaines de la Serra Pelada (au Nord-est de la zone étudiée), Lab et Costa (1995) ont proposé une évolution structurale liée à un grand décrochement senestre qui aurait provoqué la formation de nombreuses zones de cisaillement et d'une architecture de type duplex compressif. Cette structuration diffère de celle proposée par Costa et Siqueira (1990), puisqu'ils y décrivent une structuration de type "queue-de-cheval".

(c) Plus récemment Pinheiro (1997) et Pinheiro et Holdsworth (1997) ont proposé un modèle alternatif pour expliquer l'évolution tectonique archéenne de la région Carajás. Selon ces auteurs l'organisation structurale archéenne de Carajás serait le résultat de l'installation d'un système de décrochements dans un contexte polyphasé qui comprendrait les étapes suivantes (Figure 3.3):

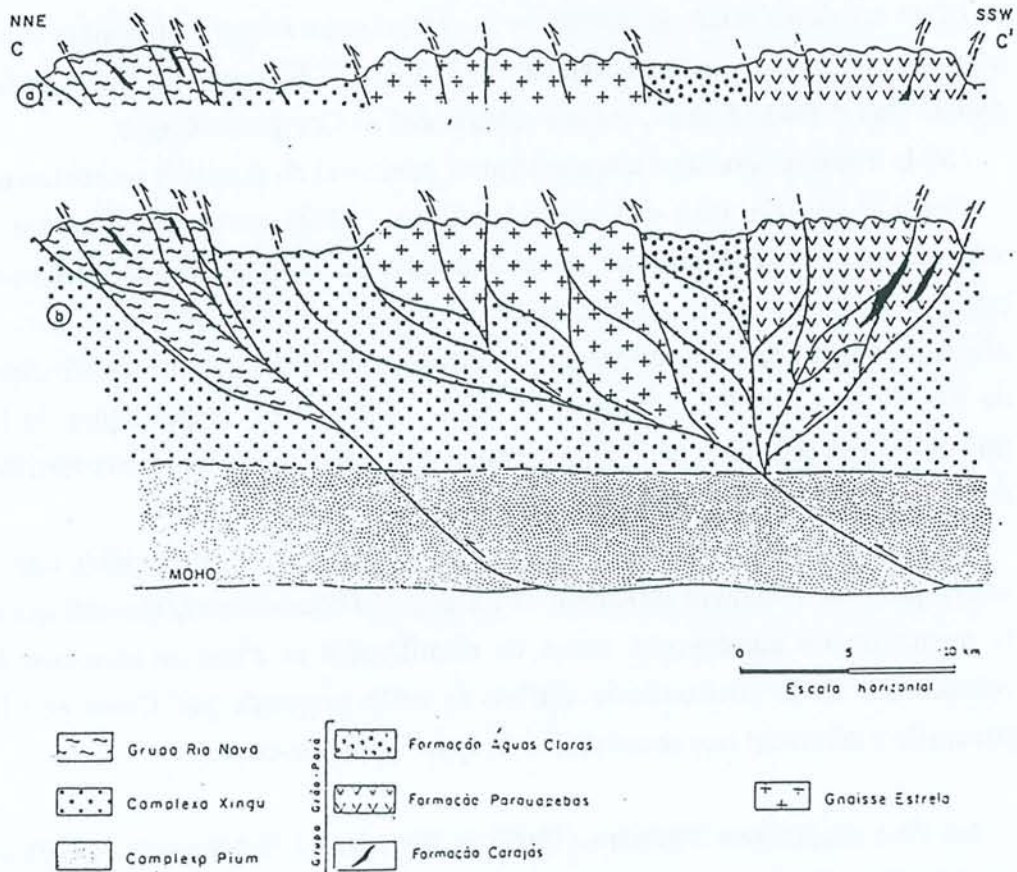
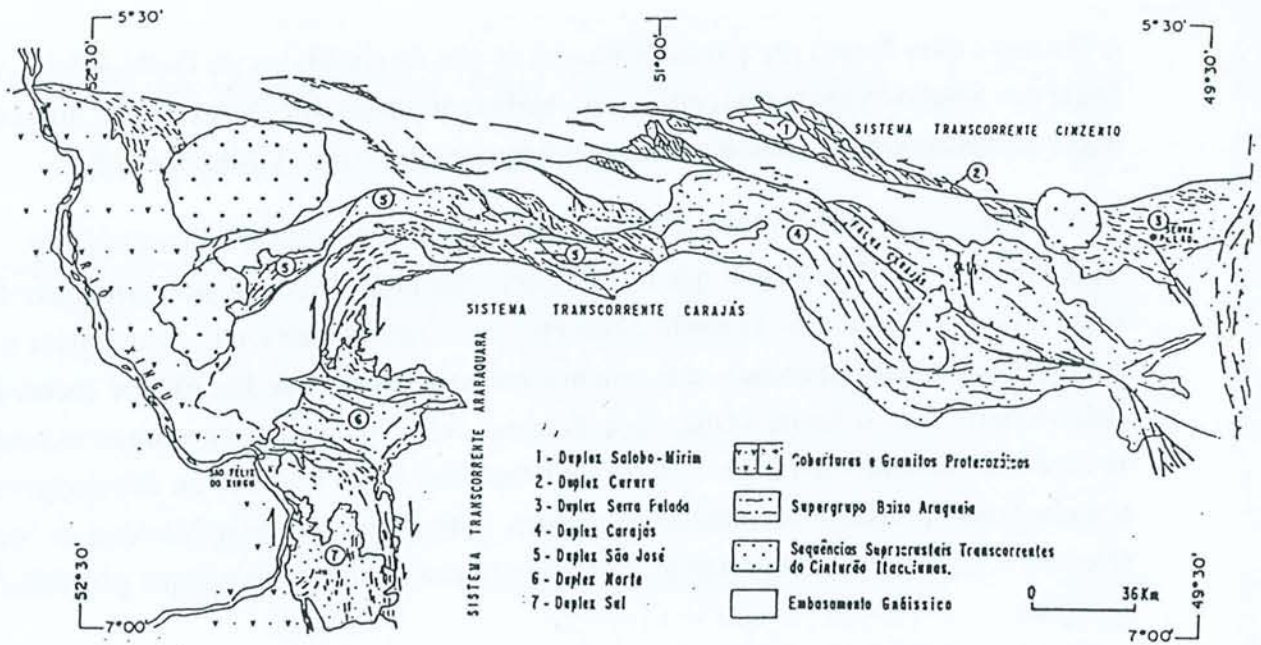


Figure 3.1 - (a) Les domaines structuraux de la région de Carajás selon Araújo et al. (1991).
 (b) Modèle structural de la région de Carajás proposé par Araújo et al. (1988).

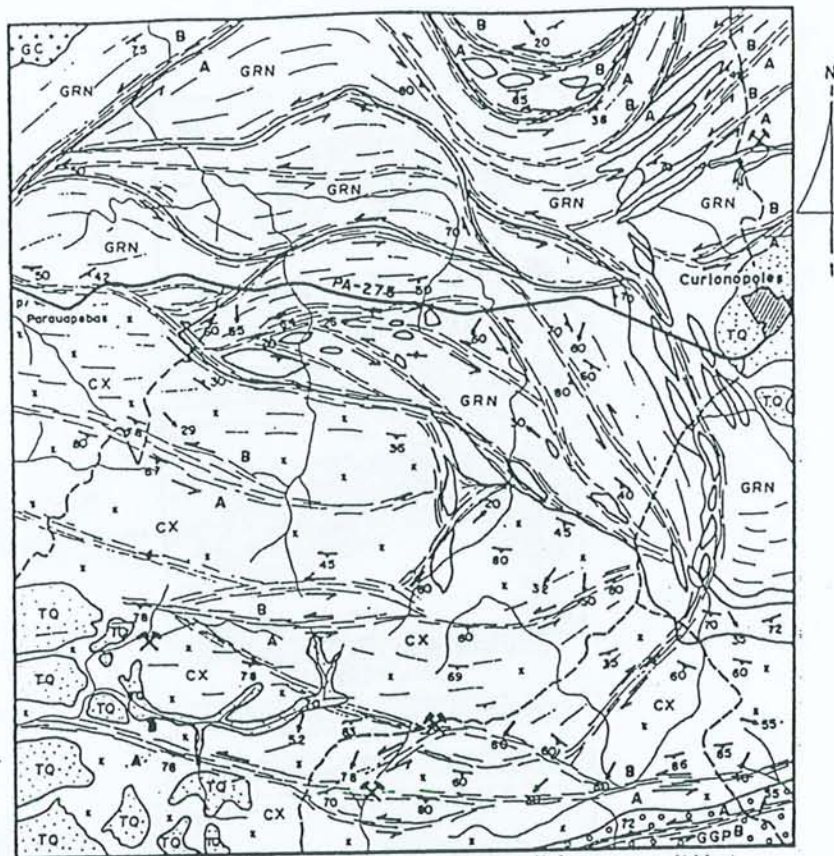


Figure 3.2 - Carte structurale du Complexe Granitique Estrela selon Costa et al. (1990).

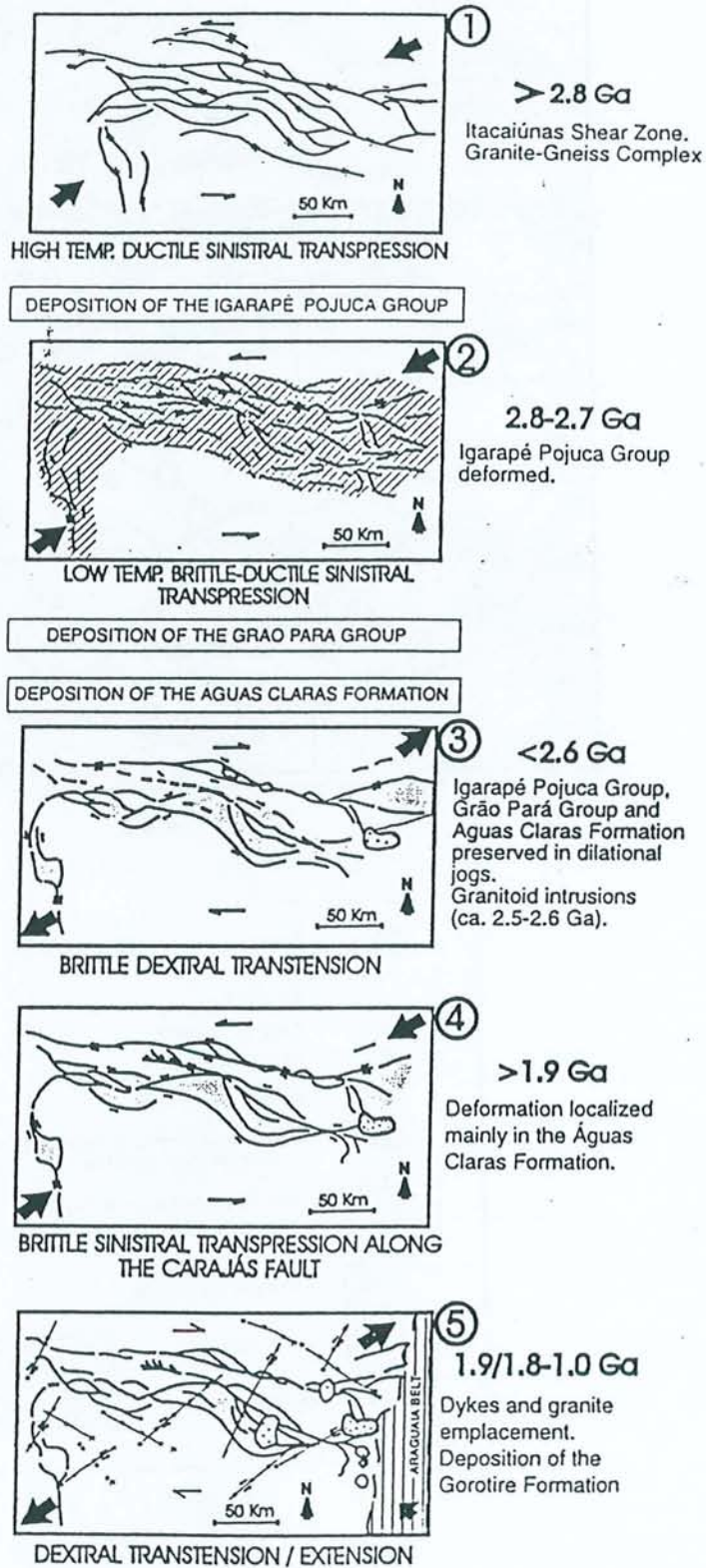


Figure 3.3 - Modèle structural de la région de Carajás proposé par Pinheiro et Holdsworth (1997).

- (i) décrochement senestre, compressif et ductile (haute température) à plus de 2.8 Ga ;
- (ii) décrochement senestre, compressif et cassant-ductile (basse température) entre 2.7 et 2.8 Ga;
- (iii) décrochement dextre, distensif et cassant entre 2.6 et 2.5 Ga;
- (iv) décrochement senestre, compressif et cassant à plus de 1.9 Ga;
- (v) décrochement dextre, distensif et cassant entre 1.9 et 1.0 Ga.

3.2- DESCRIPTION DES STRUCTURES

3.2.1- Les structures à grande échelle

Les structures majeures des formations métavolcano-sédimentaires, les plus facilement reconnaissables cartographiquement, correspondent aux plis affectant les formations ferrifères (soulignées par des crêtes) et aux trajectoires de la foliation de l'enveloppe metabasique autour du Complexe Granitique Estrela.

3.2.1.1- La schistosité régionale (S₀₋₁)

Les formations ferrifères affleurent au Nord et au Sud du Complexe Granitique Estrela, sous la forme de bandes allongées d'extension longitudinale kilométrique et d'épaisseur métrique (50-100 mètres) à kilométrique (~1 km). Ces bandes s'étendent selon une direction principale ESE-WNW et NW-SE vers l'Ouest où se trouvent les domaines de la Serra Sul, de la Serra Norte et les cibles de Salobo et de Pojuca. Ces crêtes de formations ferrifères sont facilement identifiables par les anomalies positives des cartes aéromagnétiques (Araújo et al., 1991) et par les éléments positifs de relief des images satellite (Figure 3.4). Ces grandes bandes soulignent le rubanement lithologique régional qui est toujours associé à une schistosité (S₀₋₁).



Figure 3.4 - Photographie d'image satellite de la région de Carajás.

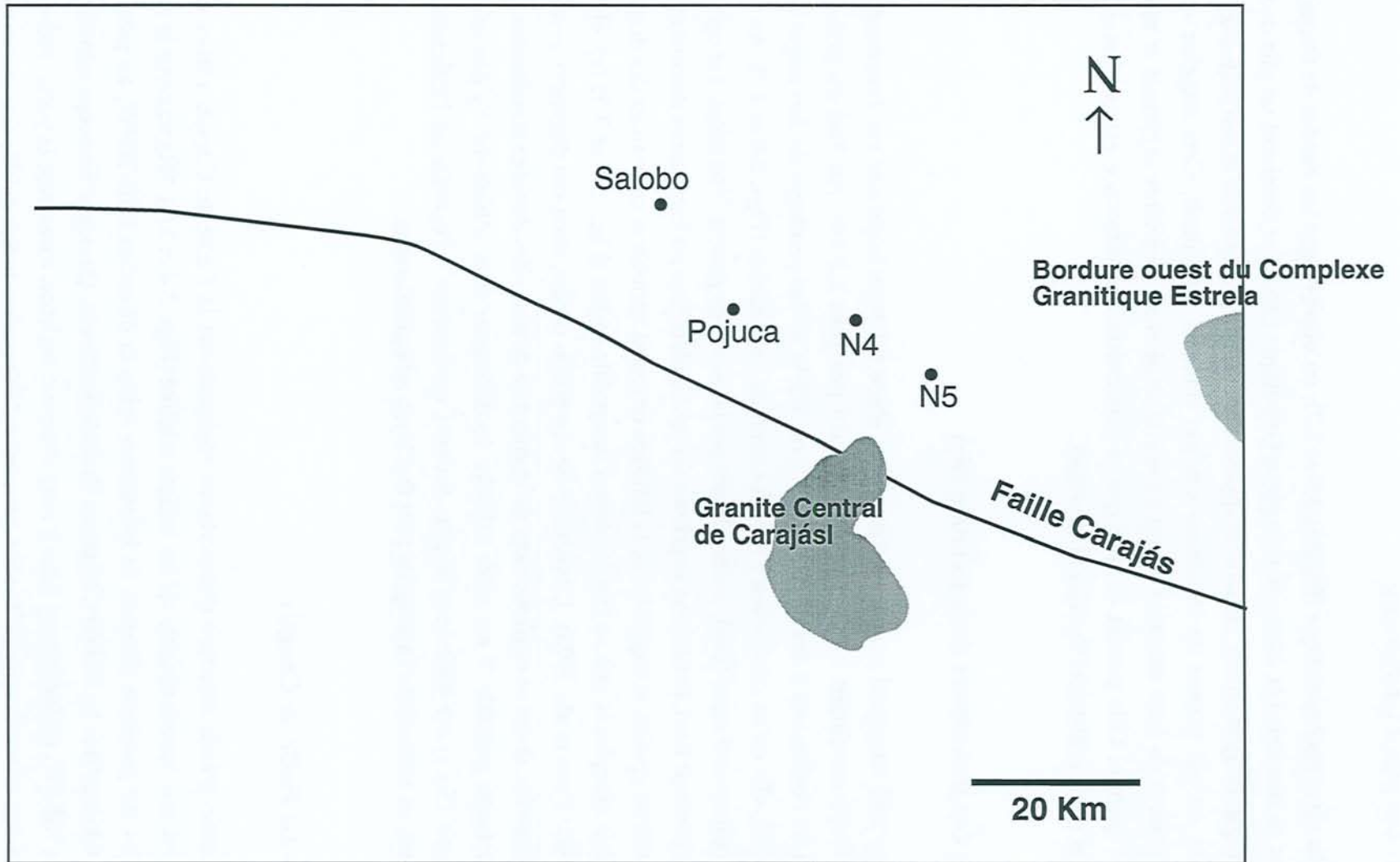


Figure 3.5- Calque de l'image satellite de la Serra de Carajás de figure 3.4.

3.2.1.2- Les plis d'interférence

A l'Est du massif granitique (Figures 3.6 et 3.7), on observe que les bandes de formations ferrifères se moulent à la forme du Complexe Granitique Estrela et dessinent un plis de taille kilométrique, de type ouvert, sinueux et apparemment isopaque. Son axe et son plan axial sont verticaux, ce qui permet de le classer comme étant de type droit. Ceci suggère que le développement de cette structure est dû à l'interférence entre contrainte régionale et mise en place du granite. Cela permet de dire que ce plissement d'interférence est synchrone à la formation d'une schistosité S_2 (voir ci-dessous).

3.2.1.3- Les trajectoires de la foliation (S_2)

L'autre trait structural majeur est l'existence d'une foliation imprimée sur l'encaissant du massif. Cette enveloppe foliée a une largeur d'à peu près 2,5 km. Au Sud du granite, la foliation de l'encaissant a des directions ENE ou WNW et des pendages de fort degré (70° à subvertical); elle est en concordance avec les contacts du batholite (Figs. 3.6 et 3.7). Au Nord, les trajectoires sont aussi plutôt concordantes sur la forme du granite. Toutefois, sur certaines parties du secteur nord, la foliation imprimée sur les amphibolites est localement discordante sur les contacts du granite, la trajectoire de la foliation devenant variable et constituant des domaines structuraux complexes que se ressemblent à des points triples (Figs. 3.6 et 3.7) (*cf.* Brun et Pons, 1981; Pons et al., 1995). L'existence de ces points triples, dont on discutera avec plus de détail ensuite, devra se confirmer lors de la présence de nouvelles données structurales.

D'une façon générale, il est assez difficile de distinguer cette schistosité S_2 des surfaces antérieures (S_{0-1}) car elles sont le plus souvent confondues à l'échelle de l'affleurement. Cependant, en lame mince l'ambiguïté peut être levée assez facilement.

3.2.1.4- La Faille de Carajás

Une autre grande structure d'importance régionale est la Faille de Carajás (Silva et al., 1974), aisément reconnaissable sur les images satellite (Figs. 3.4 et 3.5). Elle traverse la région de Carajás sur plusieurs dizaines de kilomètres selon la direction ESE-WNW, en passant à environ 9 kilomètres au Sud du Complexe Granitique Estrela. Quelques branches mineures de direction NE-SW, probablement liées à cette structure majeure, traversent la partie sud-est du granite. L'âge exact de cette faille n'est pas connu. Néanmoins, le fait qu'elle soit recoupée par le Granite Central de Carajás lui fixe un âge minimum de 1.82 Ga (Machado et al., 1991; Wirth et al., 1986). La puissance de cette faille est approximativement de 50 mètres. Une forte activité hydrothermale s'est traduite par l'intense chloritisation des roches métabasiques.

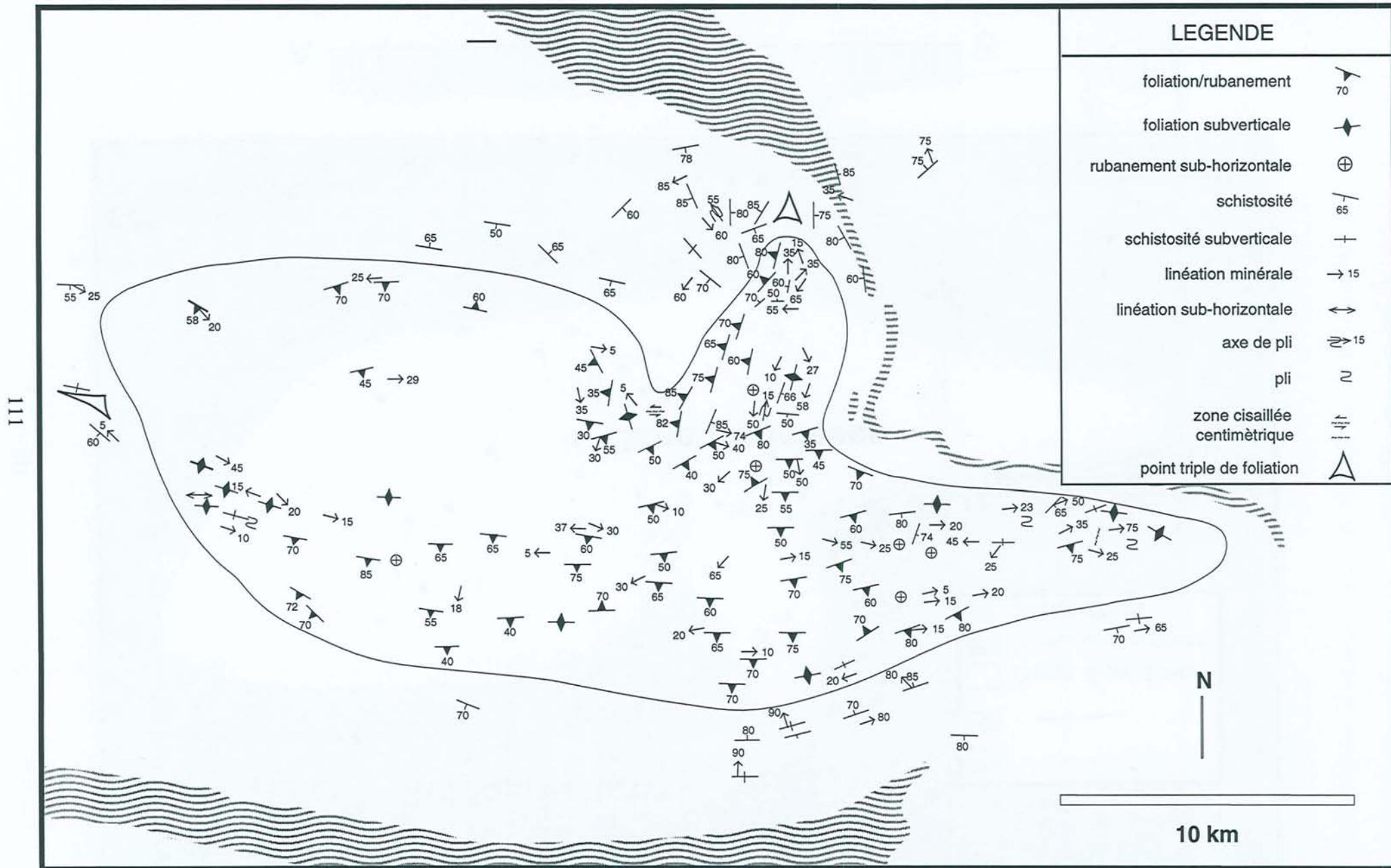


Fig. 3.6 - Carte de foliations et linéations du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant immédiat.

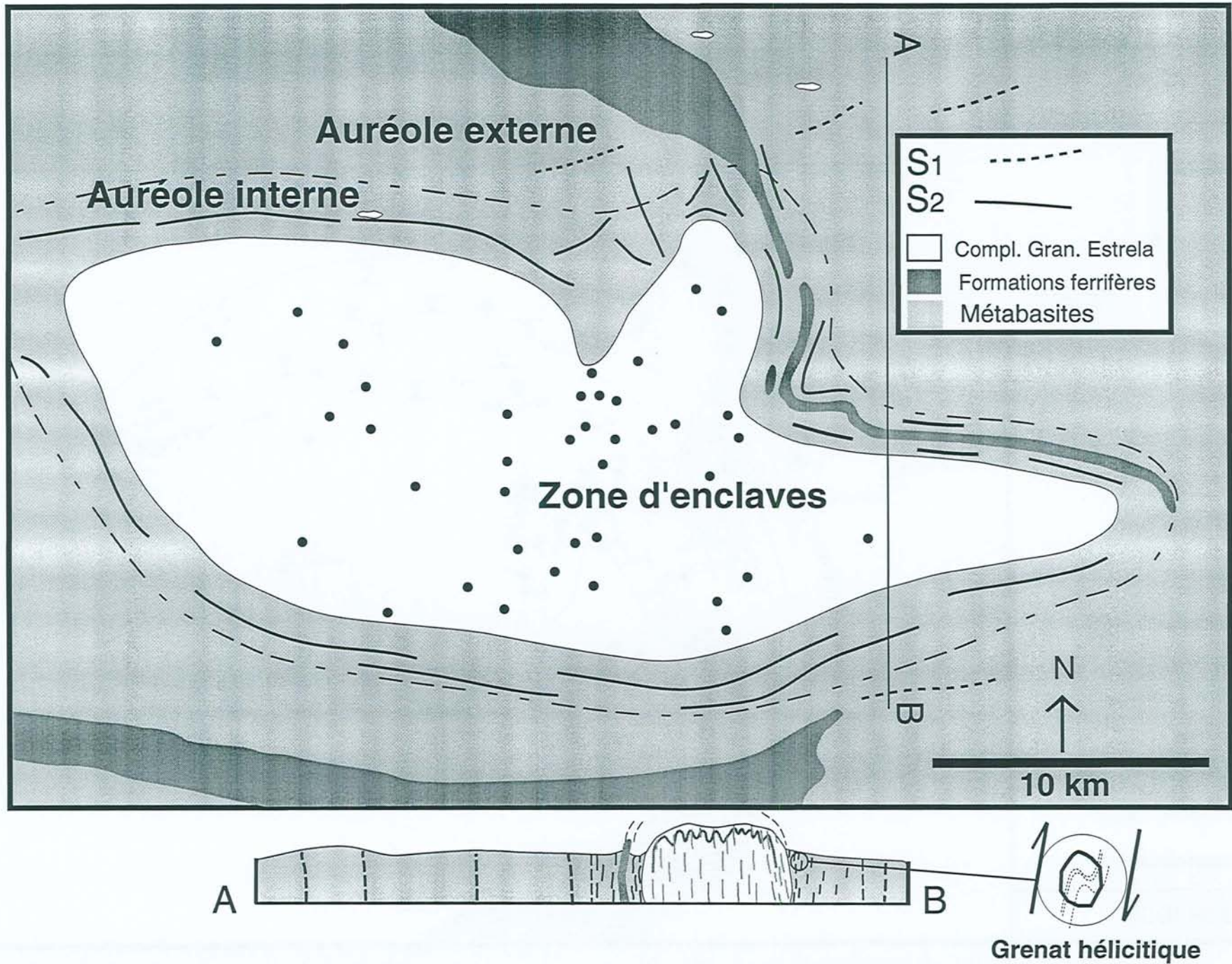


Fig. 3.7. Carte de trajectoires des schistosités sur l'encaissant du Complexe Granitique Estrela et coupe schématique.

3.2.2- Les structures mésoscopiques et microscopiques

Les structures décrites ici sont celles observées à l'échelle de l'affleurement et vérifiées en lame mince: les structures planaires, les linéations et les plis seront décrits successivement.

3.2.2.1- Les structures planaires

- La surface S_{0-1} — Cette surface correspond à une schistosité plus ancienne qui est toujours parallèle au rubanement lithologique. Elle est mieux observée dans les schistes ultrabasiques, dans les quartz-micaschistes et aussi dans les formations ferrifères où elle est exprimée par la forte orientation préférentielle des micas et localement des amphiboles. Sur les rares affleurements de schistes ultrabasiques, l'attitude de la foliation est N75E-65SE. Dans des micaschistes cette schistosité est marquée par les paillettes subautomorphes de muscovite et biotite et des lentilles de quartz intercalées (Figure 3.8 b).

Dans les formations ferrifères la surface S_{0-1} est définie par des bandes subcentimétriques de quartz qui alternent avec de bandes riches en oxydes. A l'Est du Complexe Granitique Estrela cette surface se trouve verticalisée et mise en accordance avec les contacts du granite, ayant une attitude de N15W-70SW.

- La surface S_2 — La schistosité S_2 est plus reconnaissable aux alentours du granite où les métabasites deviennent de plus en plus recristallisées et où l'on observe le développement d'une foliation modérée à forte (Figure 2.2 c) qui est dessinée par l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase, de hornblende et éventuellement de biotite. Cette schistosité peut subir de faibles ondulations en raison de la présence de porphyroblastes de grenat à texture hélicitique ou de lentilles à quartz et grenat.

Dans l'encaissant sud du granite, on peut localement trouver quelques affleurements d'amphibolite où l'intense déformation a imposé à la roche une foliation très marquée et concordante sur les limites du granite. Dans ce secteur l'allure concordante entre la schistosité S_2 et les limites du granite est plus nette que dans le domaine des roches encaissantes situées au nord du massif, où la disposition des surfaces S_{0-1-2} est plus variable (Figure 3.8 a).

Sur quelques affleurements d'amphibolite on trouve quelques portions plus fortement déformées et caractérisées par des niveaux relativement enrichis en chlorite (Figure 2.3 e).

- Les relations spatiales entre les schistosités S_{0-1} et S_2 — Pour montrer les relations spatiales, pas toujours évidentes, entre les schistosités S_{0-1} et S_2 , nous nous sommes basés sur l'observation de quelques lames minces de quartz-micaschistes et de schistes ultrabasiques.

Dans les schistes ultrabasiques situés à environ deux kilomètres au Nord du massif, on peut suivre la séquence des événements liés à l'histoire tectono-métamorphique de l'encaissant. Dans cette évolution on peut identifier les éléments suivants (Figure 3.9 a):

(i) une structure initiale (schistosité S_{0-1}) formée par l'orientation de cristaux fins de biotite et chlorite;

(ii) croissance de cristaux de trémolite comparativement plus grands, soit aléatoirement, soit selon une structure planaire parallèle à S_{0-1} ; dans ce cas l'orientation des cristaux de trémolite définirait les premiers incréments de déformation ayant pu donner naissance à la surface S_2 ;

(iii) mise en place de veines fragiles peu pénétratives formant un angle fort avec S_{0-1} ;

(iv) formation de fines bandes de déformation constituées de cristaux de chlorite finement recristallisée et orientée; ces bandes de déformation, parallèles à la schistosité S_{0-1} , correspondent à la surface S_2 .

Dans les quartz-micaschistes situés relativement loin (VII-34) du complexe granitique on peut noter deux surfaces obliques entre elles (Figure 3.9 b):

(i) la schistosité S_{0-1} serait dessinée par des niveaux micacés fins et discontinus, intercalés avec des amandes de quartz; cette surface est plus pénétrative que la seconde surface S_2 ;

(ii) la schistosité S_2 se développe obliquement sur la schistosité S_{0-1} , formant un angle d'environ 20° ; la schistosité S_2 est marquée par des travées constituées de paillettes orientées de biotite et muscovite; ces travées sont comparativement plus épaisses et moins pénétratives que la surface S_{0-1} ; S_2 provoque des crénulations sur la schistosité S_{0-1} .

Il ressort de ces observations que le parallélisme assez général entre les deux schistosités rend difficile leur identification sur le terrain; la surface observée étant le plus souvent une surface indifférenciée S_{0-1-2} .

• *Bandes de déformation* — Localement, des bandes de déformation conjuguées, de dimensions centimétriques, parcourent les roches amphibolitiques. Ces bandes sont observées aussi dans les schistes ultrabasiques sous la forme de fines travées riches en chlorite, d'espacement millimétrique. Leur relation avec les schistosités préexistantes sera discutée ensuite (Figure 3.9 a).

• *Veines* — Un autre type de structure planaire comprend les veines à amphibole dont la fréquence est notable dans les metabasites situées à proximité du Complexe granitique et aussi dans quelques xénolites amphibolitiques (Figures 2.4 a - f et 2.5 a - h). Bien que leurs directions varient beaucoup, on peut vérifier une orientation N-S plus courante. Dans ce cas, les veines recoupent perpendiculairement la foliation. Localement, les veines à amphibole peuvent constituer des réseaux de fentes en échelon, parfois sigmoïdes. Les pendages sont verticaux dans la plupart des cas. Comme il sera discuté ultérieurement, l'origine de ces veines à amphibole est considérée comme pénécotemporaine de la formation de la schistosité S_2 .

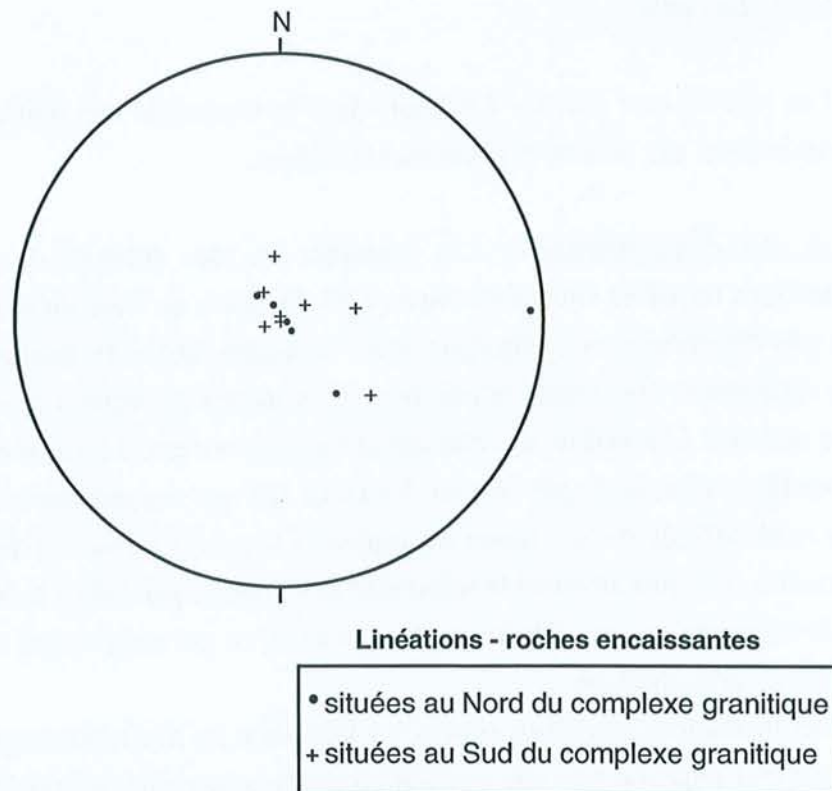
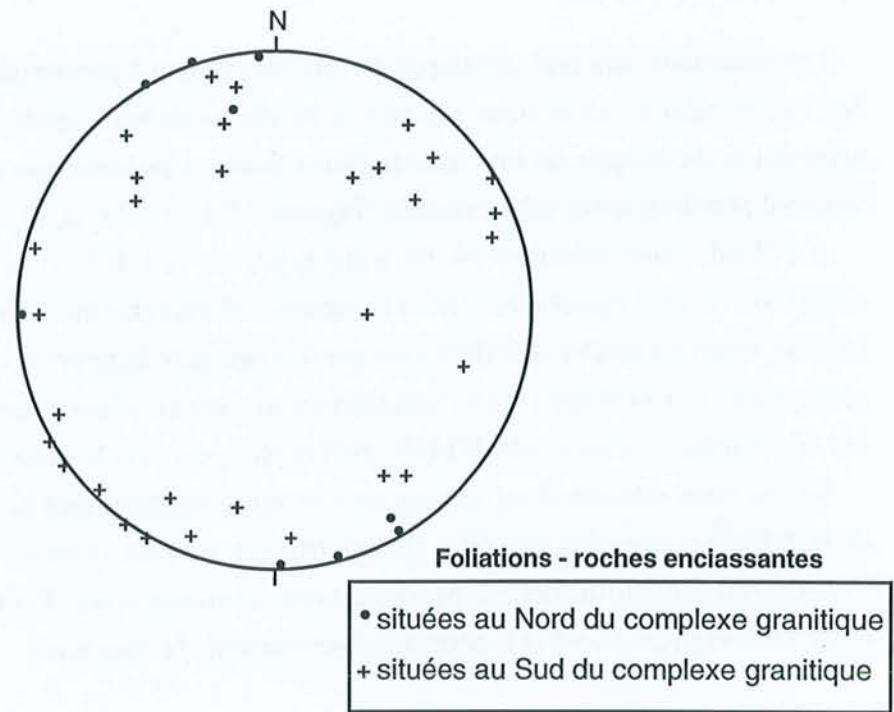


Fig. 3.8 (a) Stéréogramme de foliations des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.
(b) Stéréogramme de linéations des formations encaissant le Complexe Granitique Estrela.

3.2.2.2- Les linéations

Les linéations sont plus développées dans l'encaissant à proximité du contact avec le granite. Au Sud de celui-ci, les cristaux allongés de biotite ou de hornblende marquent une linéation très nette qui se développe sur une forte foliation (S=L). Les linéations minérales dans le domaine sud sont pénétratives et sub-verticales (Figures 3.8 b et 3.9 c, d, e).

Au Nord, principalement où les trajectoires de la foliation montrent un comportement complexe, on peut également vérifier la présence d'amphibolites à forte linéation (tectonites L). Les linéations minérales sont dessinées par des agrégats fortement orientés de hornblende et de plagioclase. Les linéations dans l'encaissant nord sont en général sub-verticales, mais certaines ont des pendages moins forts (N140E-60E) et plongent vers le massif granitique (Figure 3.6).

Sur de rares schistes ultrabasiques situées sur la bordure nord du massif, où les trajectoires de la foliation sont plus variables (points triples), on peut observer une linéation d'étirement (N140E-60E) très forte, définie par des crayons centimétriques. Toute une gamme de variation entre des tectonites $L \gg S$ et L peut être observée dans ce domaine.

3.2.2.3- Les plis

Les plis ne sont pas très fréquents dans la formation métavolcano-sédimentaire étudiée, contrairement aux structures planaires et linéaires.

• Les plis d'interférence — Les exemples les plus notables de plis se trouvent dans les formations ferrifères situées à environ 7,5 kilomètres au Nord du granite. Ces roches montrent des plis décimétriques à centimétriques, isopaques, qui coexistent avec des plis anisopaques. Les différences des rayons de courbure des couches permettent de classer ces plis comme de type sinueux. L'ouverture des charnières varie de ouverte à fermée ce qui donne l'origine à un ensemble complexe de plis (Figure 3.9 f). Le fait que ces structures n'aient pas été trouvées *in situ* rend difficile de les classer par rapport à la position spatiale de leurs plans axiaux ou de leurs axes. Ces plis affectent la schistosité préexistante parallèle à la stratification (S_{0-1}) mais ils ne développent pas une schistosité de plan axial, ce qui empêche de les situer plus précisément en terme chronologique.

Les formations ferrifères, situées à 1 kilomètre au Nord-Est du granite, montrent un faible plissement exprimé par une ondulation de la schistosité subverticale S_{0-1} . Des linéations d'intersection peu développées y sont faiblement plongeantes (N152-15NW) et représentent les axes des plis. Par rapport à la fermeture des charnières on peut classer ces plis comme de type très ouvert. La position sub-horizontale des plans axiaux permet de classer ces plis comme étant de type couché.

• *Les plis ptygmatisques* — Un autre type de plissement trouvé dans les formations encaissantes est représenté par des veines aplitiques d'épaisseur centimétrique qui dessinent des plis ptygmatisques. Le développement de ces plis est synchrone de la formation de la schistosité S_2 .

• *Les plis tardifs* — Les schistes ultrabasiques situés à 2,5 kilomètres du contact avec le batholite granitique montrent des plis décimétriques de type anticlinal, ouvert, isopaque et cylindrique affectant une schistosité préexistante indifférenciée (S_{0-1-2}). Les charnières de ces plis peuvent parfois montrer des formes anguleuses. L'axe de pli est plongeant (N155-55NW) et le plan axial y est subvertical. Ces structures peuvent être classées comme des "kink-bands". Ces plis se sont formés conjointement au développement de discontinuités cassantes/cassantes-ductiles ultérieurement à la formation de la schistosité S_2 .

3.3- CINEMATIQUE

La caractérisation du sens de mouvement est rarement possible sur les séries volcano-sédimentaires du domaine étudié. Le seul cas où on peut visualiser des structures capables de fournir de telles informations est celui des métabasites à grenat (CAP 3) situées à 1 kilomètre au Sud du massif. Ces roches contiennent des porphyroblastes de grenat qui sont riches en inclusions de quartz, minéraux opaques et plus rarement amphibole et biotite disposés en spirale, permettant de déterminer une cinématique inverse (Figure 2.2 d). Lorsqu'on associe cette cinématique à la position de la foliation (N60E-85NW) et des linéations (subverticales) on peut remarquer que la partie nord est chevauchante vers le Sud.

Légende de la planche 3.9

Figure 3.9 a - Photomicrographie (LPA) de schiste ultrabasique (CD 57). Noter les filons sombres déplacés par les bandes de déformation (niveaux riches en chlorites).

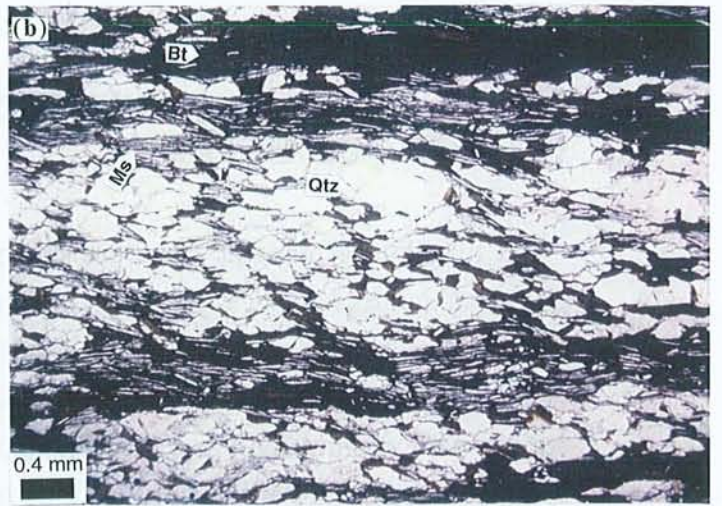
Figure 3.9 b - Photomicrographie (LPNA) de quartz-mica schiste (VII-34). La surface S_{0-1} est dessinée par des niveaux micacés et par des amandes de quartz. La schistosité S_2 se développe obliquement sur la schistosité S_{0-1} , et développe des crénelations sur cette dernière surface.

Figure 3.9 c - Affleurement d'amphibolite (CD 52) situé près du contact nord avec le massif granitique. Noter les fortes linéations dans l'amphibolite (tectonite L).

Figure 3.9 d - Schiste ultrabasique (CD 57) montrant une forte linéation (tectonite L).

Figure 3.9 e - Affleurement d'amphibolite (CD 15) situé près du contact sud du massif granitique. Noter les linéations subverticales marquées par l'orientation préférentielle des cristaux de plagioclase et d'amphibole.

Figure 3.9 f - Affleurement de formation ferrifère (CD 63) montrant un arrangement complexe de plis. Noter que le plissement ne développe pas une schistosité.



3.4- L'AUREOLE METAMORPHIQUE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

La distribution géographique des paragenèses dans les metabasites nous a permis de cartographier trois grandes zones métamorphiques: (i) l'auréole externe, (ii) l'auréole interne et (iii) la zone d'enclaves. A chaque zone métamorphique correspondent des transformations compositionnelles et texturales notables des amphiboles et des plagioclases. Nous avons reporté sur une carte (Figure 3.10) les différentes paragenèses et textures de la séquence métavolcano-sédimentaire afin d'établir leurs relations mutuelles et leur position spatiale par rapport au Complexe Granitique Estrela.

3.4.1- L'auréole externe

L'auréole externe représente les domaines des roches encaissantes se situant en moyenne à plus de 2 kilomètres du contact du massif granitique. Plusieurs paragenèses ont été observées dans les metabasites: hornblende-actinote-(biotite)-plagioclase±magnétite±quartz, hornblende-plagioclase-ilménite, hornblende actinolitique-chlorite-plagioclase calcique. Localement l'épidote et le sphène apparaissent dans certaines metabasites. Comme nous l'avons décrit dans le chapitre 2, ces roches y montrent des textures ignées préservées, ou transitionnelles et localement granoblastiques orientées.

Dans cette auréole externe, les schistes ultrabasiques se caractérisent par une matrice composée de cristaux fortement orientés de biotite et de chlorite. Cette matrice est recoupée par des porphyroblastes de la série trémolite-actinote. Les métasédiments sont représentés par des granofels à biotite-quartz-feldspath potassique-muscovite±oxydes±tourmaline et par des schistes à quartz-biotite-muscovite. Les premiers se caractérisent par une foliation faible qui est recoupée par des porphyroblastes de muscovite à croissance aléatoire. Ces deux exemples illustrent une microstructure résultant des deux épisodes de recristallisation:

- (i) des assemblages associés à une schistosité attribuée à la phase de déformation D_1 à laquelle s'associe une phase de métamorphisme M_1 ,
- (ii) des recristallisations post-schisteuses marquées par les porphyroblastes d'amphiboles ou de micas.

L'évidence de recristallisation loin du contact avec le granite, mais dans des zones où de petits corps de granite foliés ont été observés, suggère l'existence de coupoles granitiques en profondeur dont l'extension reste inconnue pour l'instant.

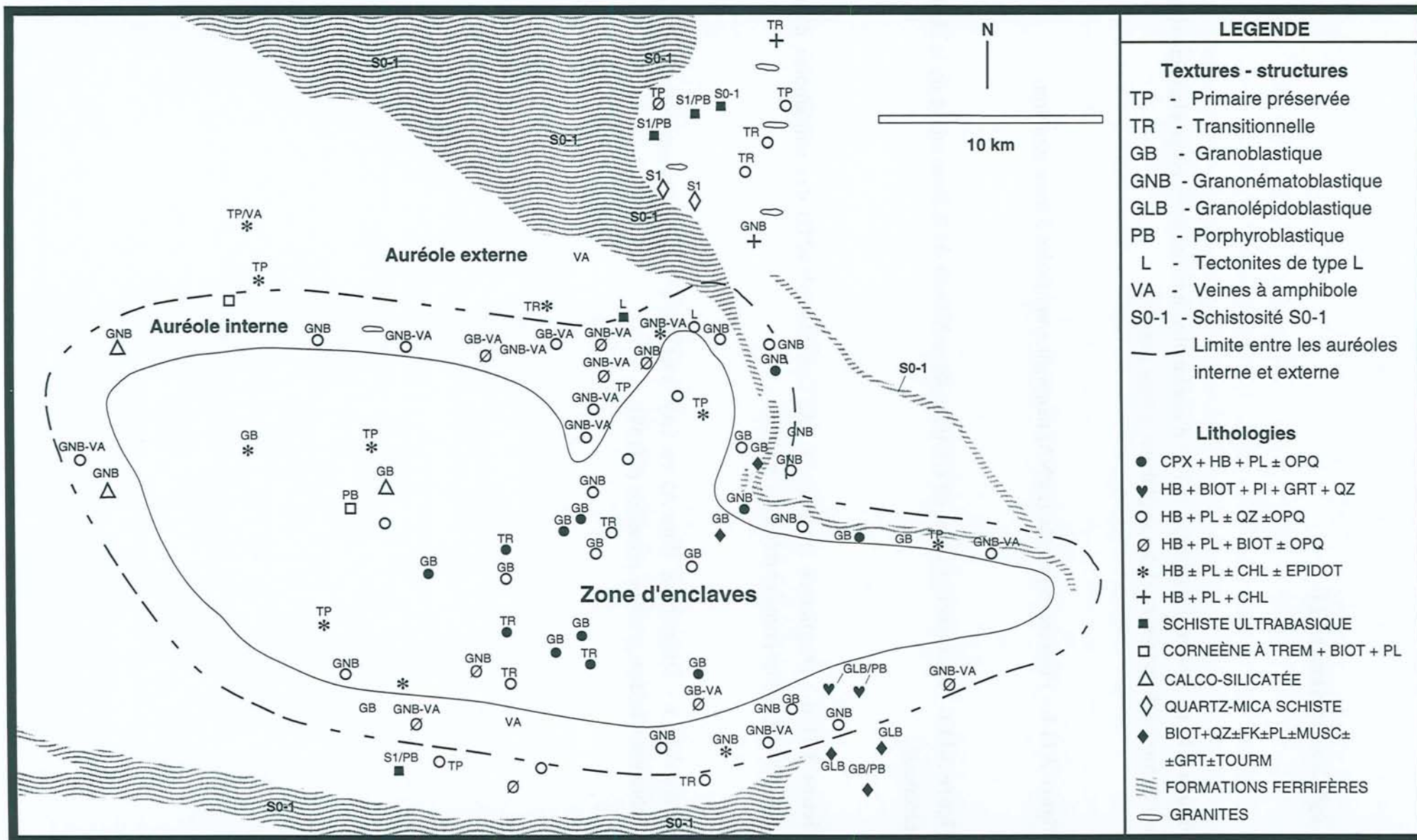


Figure 3.10 - Carte de textures et d'assemblages minéraux des roches encaissant le Complexe Granitique Estrela.

Légende de la planche 3.11

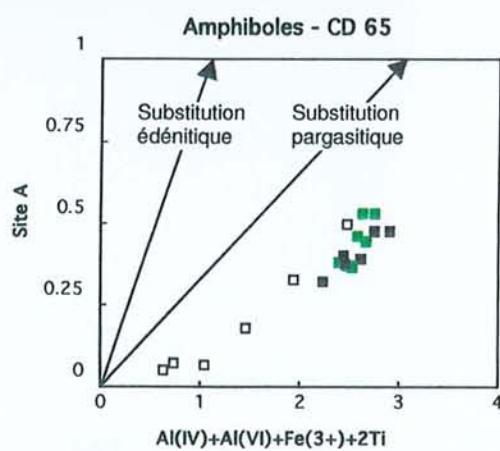
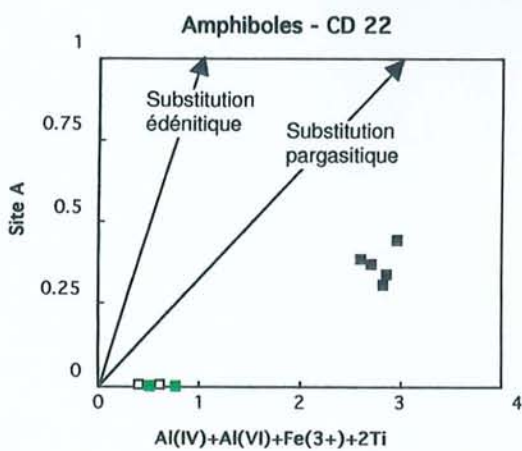
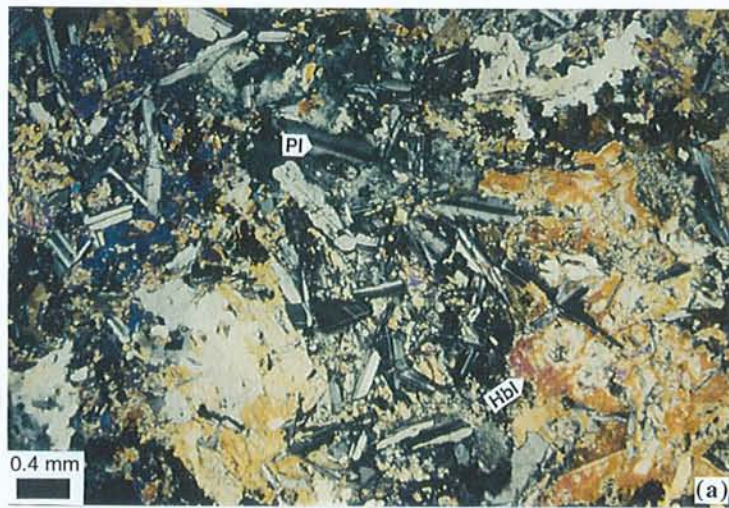
Figure 3.11 a - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase montrant une texture ignée préservée et des amphiboles à forte zonation.

Figure 3.11 b - Photomicrographie (LPNA) montrant amphiboles à forte zonation.

Figure 3.11 c - Photomicrographie en électrons retro-diffusés de la lame mince de la photo précédente.

Figure 3.11 d - Diagramme (Site A) vs. $(Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$ des amphiboles d'une amphibolite à texture primaire préservée (CD 22).

Figure 3.11 e - Diagramme (Site A) vs. $(Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$ des amphiboles d'une amphibolite à texture primaire préservée (CD 59).



- bordure
- partie intermédiaire
- coeur

Légende de la planche 3.12

Figure 3.12 a - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase à texture transitionnelle.

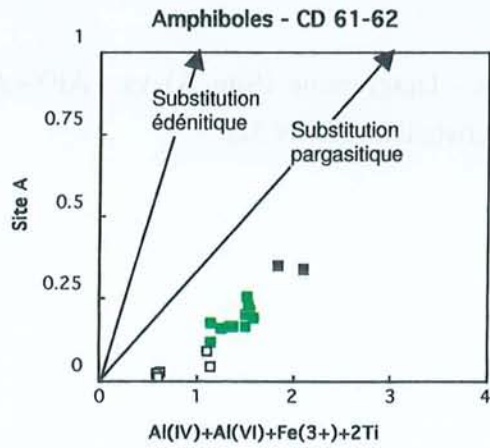
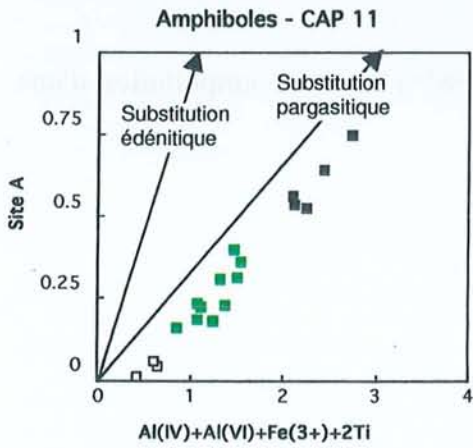
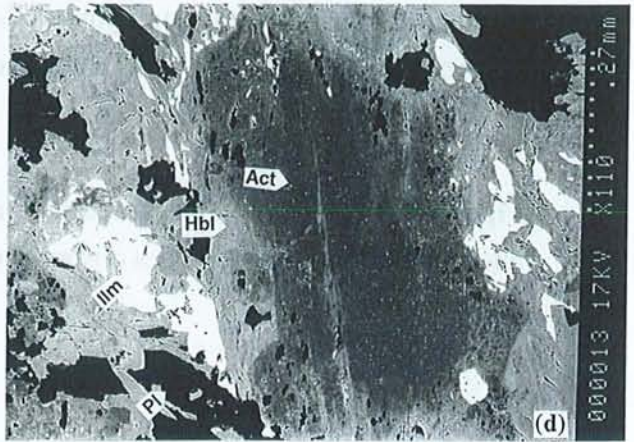
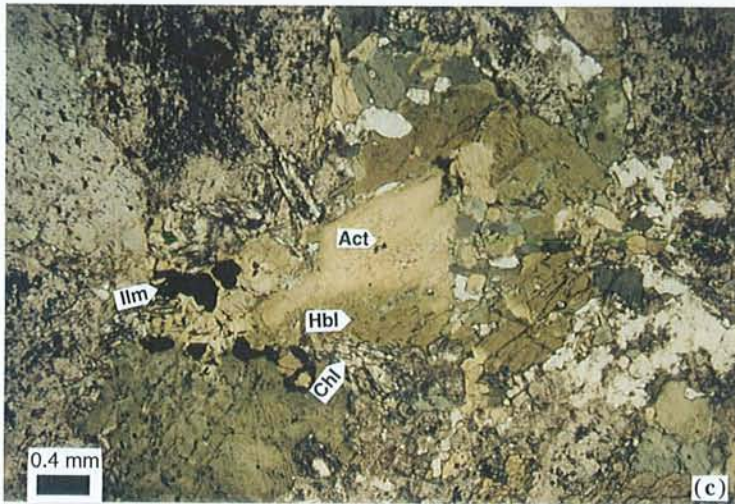
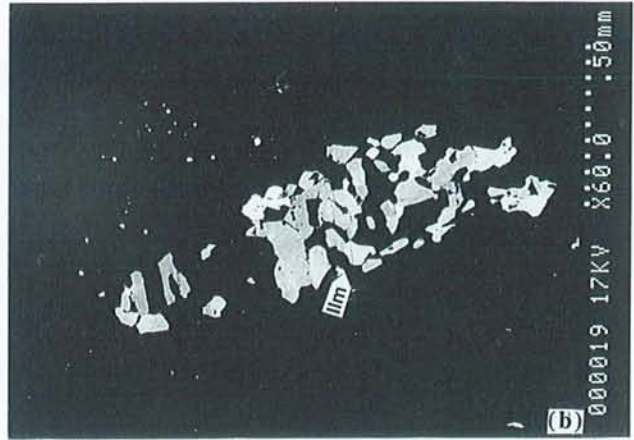
Figure 3.12 b - Photomicrographie en électrons retro-diffusés d'un cristal squelettique allongé d'ilménite appartenant à une amphibolite à texture transitionnelle.

Figure 3.12 c - Photomicrographie (LPNA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase à texture transitionnelle montrant la zonation graduelle d'un cristal d'amphibole.

Figure 3.12 d - Photomicrographie en électrons retro-diffusés montrant la zonation graduelle d'un cristal d'amphibole. Les parties plus claires des bordures du cristal indiquent, par rapport à sa partie interne, des teneurs plus élevées en FeO_{tot} , Al_2O_3 et en TiO_2 .

Figure 3.12 e - Diagramme (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ des amphiboles d'une amphibolite à texture transitionnelle (CAP 11).

Figure 3.12 f - Diagramme (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ des amphiboles d'une amphibolite à texture transitionnelle (CD 61-62).



Légende de la planche 3.13

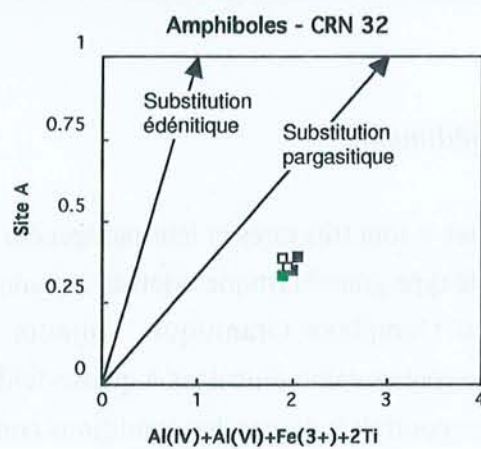
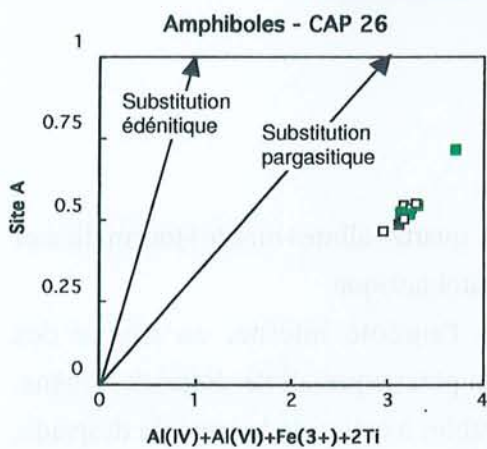
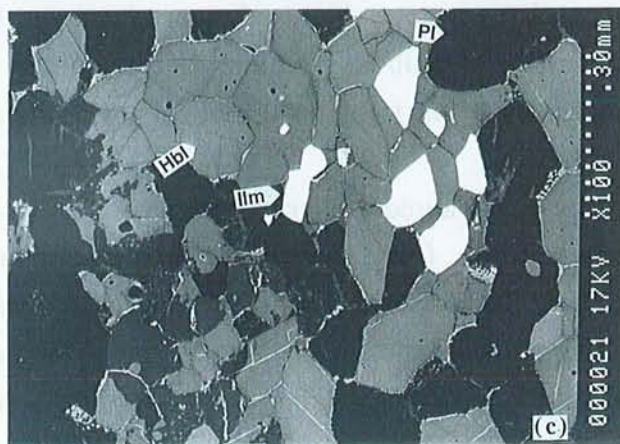
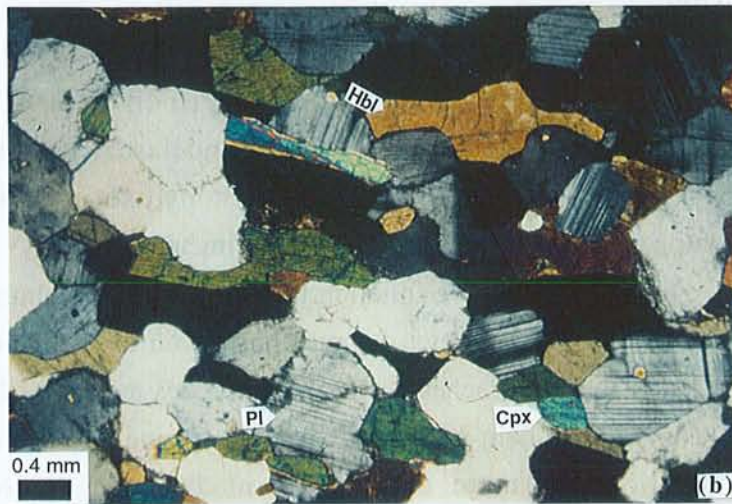
Figure 3.13 a - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase-clinopyroxène à texture granoblastique.

Figure 3.13 b - Photomicrographie (LPA) d'amphibolite à hornblende-plagioclase à texture granonématoblastique montrant l'aspect homogène des amphiboles.

Figure 3.13 c - Photomicrographie en électrons retro-diffusés de l'amphibolite de la lame mince précédente montrant des cristaux homogènes d'amphibole et des cristaux d'ilménite.

Figure 3.13 d - Diagramme (Site A) vs. $(Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$ des amphiboles d'une amphibolite recristallisée (CAP 26).

Figure 3.13 e - Diagramme (Site A) vs. $(Al^{IV}+Al^{VI}+Fe^{3+}+2Ti)$ des amphiboles d'une amphibolite recristallisée (CRN 32).



- bordure
- partie intermédiaire
- coeur

3.4.2- L'auréole interne

L'auréole interne comprend le domaine encaissant situé juste autour du massif granitique. Ce domaine équivaut à peu près à l'auréole tectonique décrite précédemment. Cette zone a une largeur de 2 kilomètres environ et une forme qui ressemble grossièrement à la forme du massif granitique. La fabrique des roches y est plus fortement granoblastique en raison de la recristallisation.

3.4.2.1 - Métabasites

Les paragenèses dans les amphibolites sont principalement à hornblende+plagioclase±quartz±ilménite et hornblende-biotite-plagioclase±ilménite. D'une manière subordonnée on peut y trouver des amphibolites à clinopyroxène ainsi que des schistes basiques à amphibole-plagioclase+biotite+quartz+grenat+ilménite.

Dans le domaine où les trajectoires de foliation forment un grand point triple, encore dans l'auréole interne, on a observé localement des métabasites où la hornblende cohabite avec l'actinote, l'albite et le sphène. Ces roches correspondent à des tectonites-L recristallisées en régime constrictif. Comparativement à l'auréole externe, les métabasites de la zone interne montrent une diminution très nette des teneurs modales en épidote; les roches à hornblende+actinote+plagioclase+épidote+chlorite n'y apparaissant que très localement.

Les veines et les fractures à amphibole grossière sont ubiquistes dans l'auréole interne, notamment là où l'encaissant forme une invagination dans le granite et dans le domaine de point triple de foliation.

Les métabasites situées dans l'auréole interne (mais aussi dans les enclaves) montrent normalement des couleurs gris foncé qui contrastent beaucoup avec les couleurs comparativement plus claires des roches de l'auréole externe. Ces variations de couleurs liées aux modifications métamorphiques ont été également décrites dans d'autres terrains (Laird et Albee, 1981) et corrélées à l'augmentation de la proportion modale de hornblende (tonalités de vert olive et brunâtre).

3.4.2.2- Métasédiments

Les métapélites y sont très rares et leur paragenèse est à quartz+albite+biotite+tourmaline et leur texture est de type granoblastique orientée à granonématoblastique.

A l'Ouest du Complexe Granitique, toujours dans l'auréole interne, on trouve des affleurements de roches calco-silicatées à quartz-feldspath potassique-albite-diopside-sphène. Cette paragenèse pourrait indiquer des conditions comparables à celles de la zone du diopside,

qui a été définie sur la Formation Vassalboro (Maine, États-Unis) et dont le métamorphisme a été considéré comme de basse pression et attribué à des stocks granitiques syntectoniques (Ferry, 1983; Ferry 1976). L'isograde du diopside marque, selon ces auteurs, une limite inférieure de température de 520°C.

3.4.3- La zone d'enclaves

Dans la zone d'enclaves prédominent les amphibolites gris foncé à structure massive et à texture granoblastique, ou granoblastique orientée. Les textures transitionnelles y sont encore localement observées.

La carte de paragenèses nous montre que dans ce domaine il y a une nette prédominance, dans les amphibolites, des paragenèses à clinopyroxène+hornblende+plagioclase±quartz±ilménite et à hornblende+plagioclase±quartz±ilménite (Figure 3.10). Le clinopyroxène a des compositions de hédénbergite. Cette variété de clinopyroxène a été elle aussi décrite dans des metabasites de faciès des amphibolites supérieur du plateau de Abukuma (Miyashiro, 1968).

Dans cette zone, on peut vérifier la présence très restreinte d'amphibolites très recristallisées à hornblende+plagioclase ou à hornblende+clinopyroxène+plagioclase et recoupées par de fines fractures. Le long de ces discontinuités, on remarque le développement d'assemblages rétro-morphiques à épidote+chlorite+séricite ainsi qu'une très forte décalcification des plagioclases.

3.4.4- Compositions chimiques des minéraux

Cette partie sera consacrée à la discussion détaillée des changements de composition chimique des principaux minéraux au cours du métamorphisme et en liaison avec l'évolution texturale. A la fin de ce chapitre nous présentons un sommaire de cette évolution (Tableau 3.1)

3.4.4.1- Les amphiboles

Dans l'auréole externe, les amphiboles des metabasites à texture ignée préservée apparaissent sous la forme de cristaux fortement zonés. Cette zonation se traduit par la présence de coeurs actinolitiques à couleur vert clair, passant brusquement à des bordures constituées de hornblendes pargasitiques et tschermakitiques de couleur vert olive et vert bleuâtre. Des photos prises en microscopie électronique de balayage en électrons rétro-diffusés, confirment ce fort contraste compositionnel des amphiboles où les bordures de couleur gris clair reflètent une

concentration plus élevée d'éléments de haut numéro atomique (Figure 3.11 a - c). Ce saut brutal est marqué du coeur vers la bordure, par un fort enrichissement en Al_2O_3 (2.23 → 16.35%), TiO_2 (0.05 → 0.47%), FeO (11.89 → 18.04%), Na_2O (0.20 → 1.59%) et en K_2O (0 → 0.68%). Ce saut de composition entre les membres actinolitiques vers les membres pargasitiques et tschermakitiques est très bien caractérisé dans le diagramme (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$ qui compare les valeurs en atome par unité formulaire (apfu) des amphiboles (Figures 3.11 d, e).

Dans les roches à texture transitionnelle de l'auréole externe (Figure 3.12 a), les zonation des amphiboles sont comparativement moins marquées et les changements de composition entre les coeurs et les bordures des cristaux se font de façon graduelle (Figures 3.12 c, d). Ceci est visible dans le diagramme (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$ où l'on remarque le passage progressif des coeurs actinolitiques vers les bordures pargasitiques ou tschermakitiques (Figures 3.12 e, f), où les membres intermédiaires correspondent à des ferro-hornblendes ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11.09 \rightarrow 12.32$; $\text{TiO}_2 \sim 0.35 \rightarrow 0.53$; $\text{FeO} \sim 20.73 \rightarrow 22.18$; $\text{Na}_2\text{O} \sim 1.19 \rightarrow 1.38$ et $\text{K}_2\text{O} \sim 0.48 \rightarrow 0.85$) et à des magnésio-hornblendes ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 5.66 \rightarrow 13.55$; $\text{TiO}_2 \sim 0.27 \rightarrow 0.87$; $\text{FeO} \sim 14.08 \rightarrow 17.20$; $\text{Na}_2\text{O} \sim 0.55 \rightarrow 1.29$ et $\text{K}_2\text{O} \sim 0.17 \rightarrow 0.66$).

Dans l'auréole interne, les amphiboles des metabasites montrent, dans la plupart des cas, des couleurs vert olive et vert brunâtre, un aspect très homogène et des formes polygonales aux contacts rectilignes (Figures 3.13 b). La relative monotonie de composition des amphiboles qui correspondent à des hornblendes tschermakitiques reflète une homogénéité compositionnelle assez importante des cristaux. Cette absence de zonation apparaît sur les diagrammes (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}}+\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Fe}^{3+}+2\text{Ti})$ (Figures 3.13 d, e).

Dans la zone d'enclaves, les amphiboles des metabasites sont des ferro-pargasites et, moins souvent, des hornblende ferro-édénitiques. Leurs cristaux polygonisés sont de couleur vert brunâtre à brun jaunâtre et ils montrent normalement un aspect homogène, comme cela est visible sur les photos obtenues au MEB (Figure 3.13 a, c).

La distribution géographique des fourchettes de concentrations en Al_2O_3 , TiO_2 , FeO et $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$ des amphiboles des metabasites a été reportée sur des cartes (Figures 3.14 à 3.17). On remarquera que ces fourchettes sont étroites pour les roches recristallisées qui montrent en outre un enrichissement en Al_2O_3 , TiO_2 , FeO et $(\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O})$. Ces fourchettes sont par contre plus larges dans le cas des amphiboles des roches incomplètement recristallisées.

Les réactions de formation des hornblendes, liées à la recristallisation thermique, suivent principalement une substitution de type pargasitique qui est, en fait, le résultat de la somme des substitutions édénite et tschermakite (Spear, 1981; Grapes, 1975). Des échanges Mg-Fe s'associent aux substitutions pargasitiques pour former des hornblendes riches en FeO.

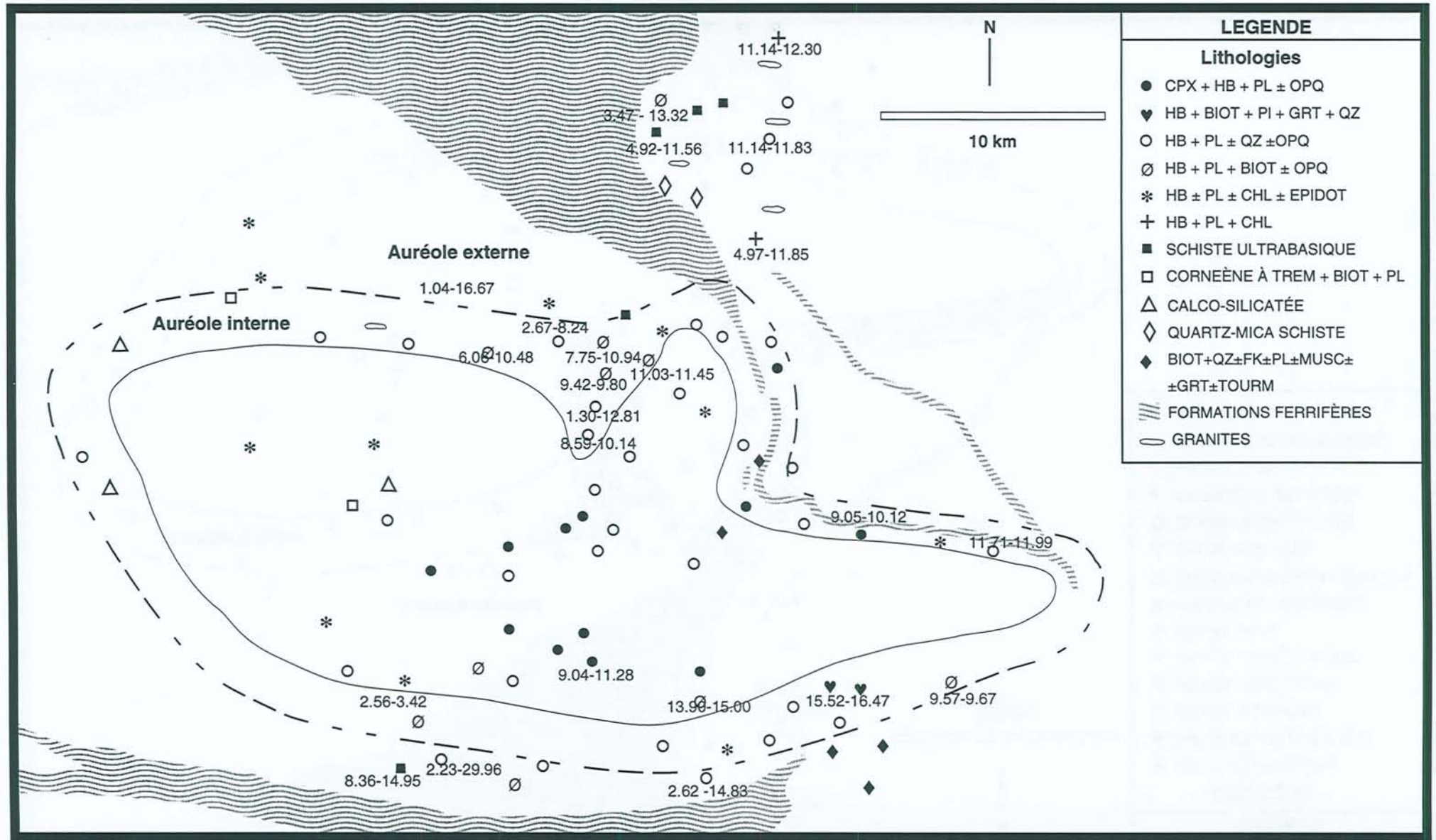


Fig. 3.14 - Teneurs en Al₂O₃ des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.

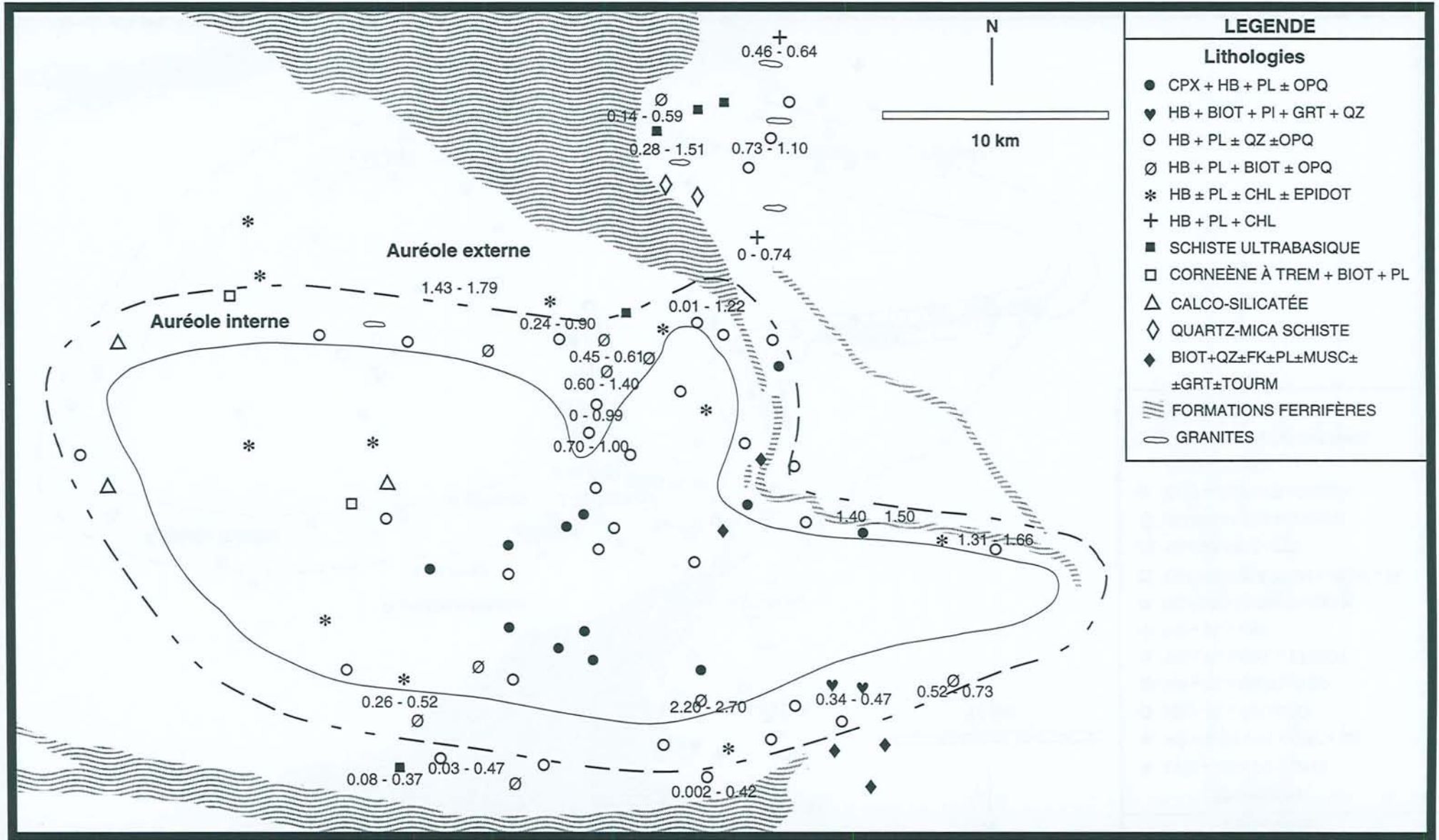


Fig. 3.15 - Carte de teneurs en TiO₂ des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.

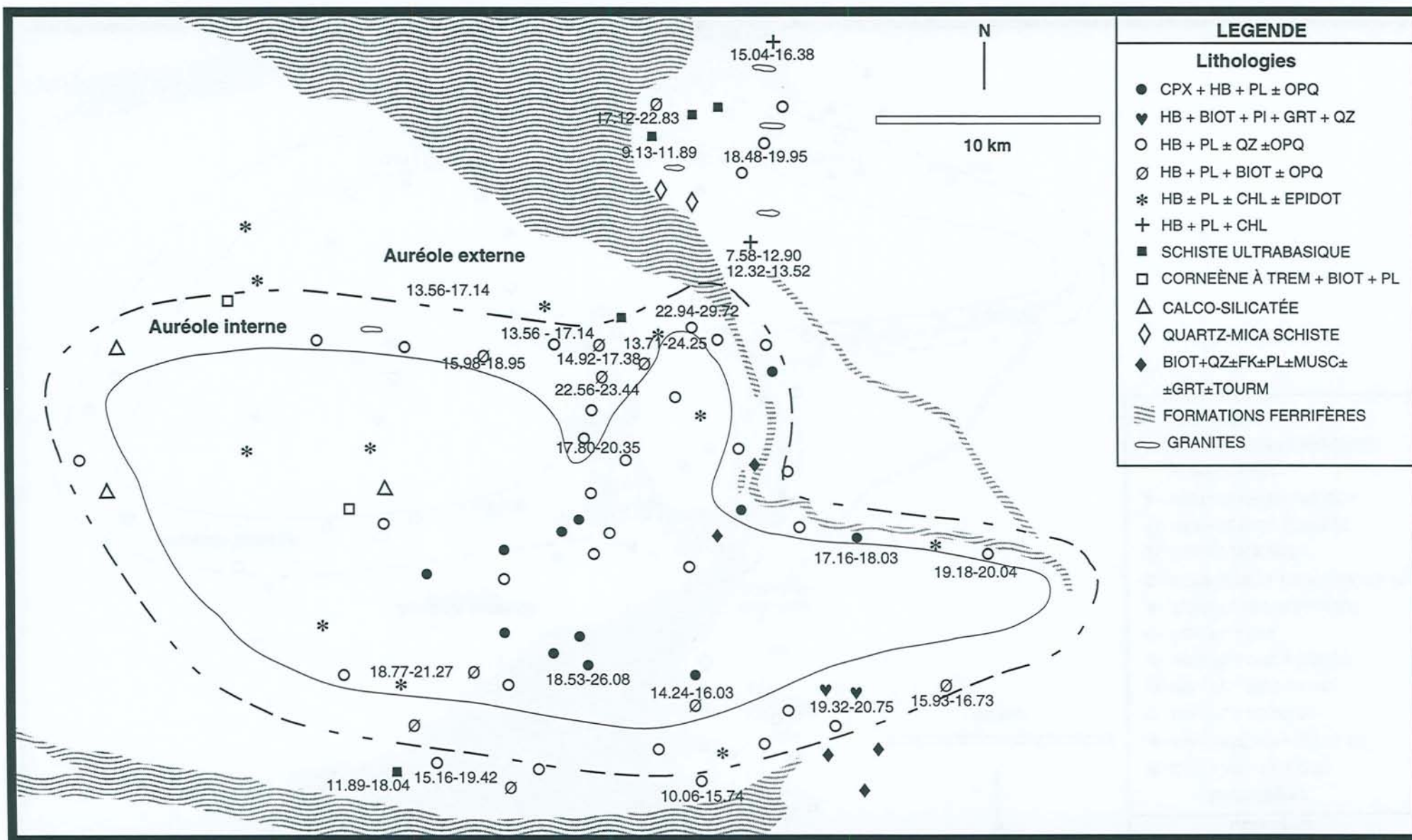


Fig. 3.16 - Carte de teneurs en FeO des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.

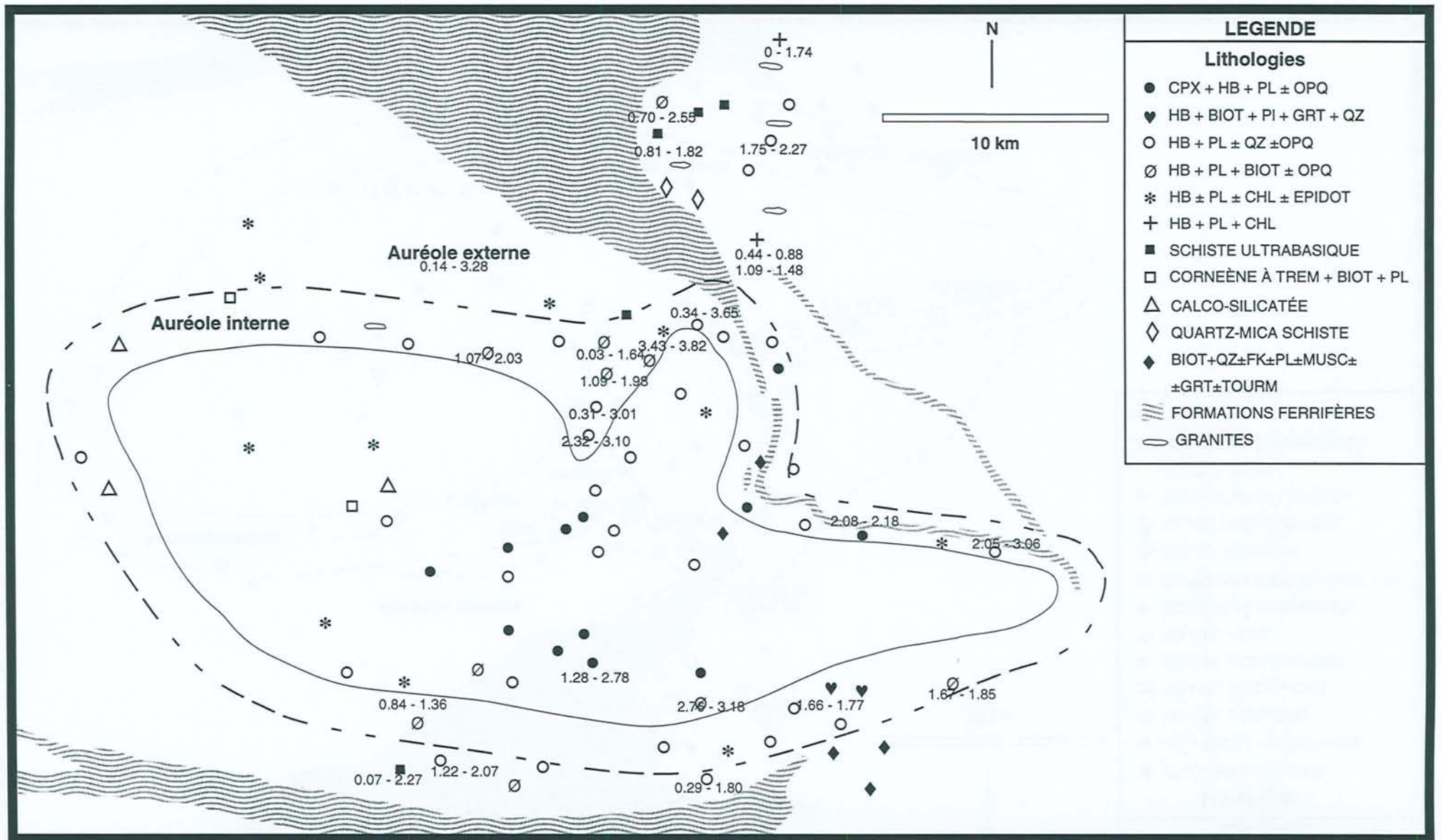
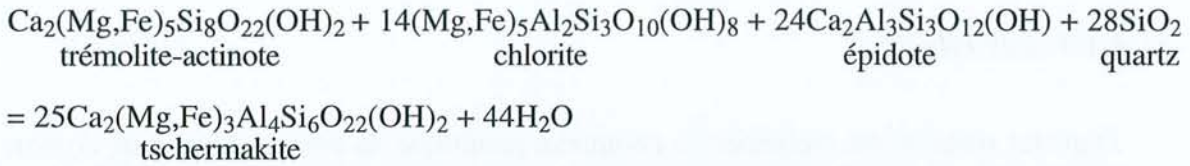
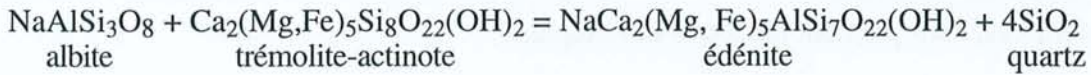


Fig. 3.17 - Carte de teneurs en Na₂O + K₂O des amphiboles des roches encaissantes et des enclaves.

Quelques réactions montrant la formation de la hornblende dans des metabasites lors d'un métamorphisme progressif (Cooper, 1972; Liou et al., 1974) pourraient bien avoir eu lieu dans les roches de la série étudiée:



Les substitutions pargasitiques sont bien identifiables dans les roches à texture primaire préservée ou dans les roches à texture intermédiaire où les actinotes coexistent avec des amphiboles pargasitiques ou tschermakitiques. En revanche, dans les roches les plus recristallisées, les substitutions sont plutôt de type tschermakite (amphibolites situées juste au contact du granite) ou édénite dans les enclaves (Figure 3.18).

Les amphiboles des tectonites-L montrent, par contre, des zonages complexes avec des bordures pargasitiques de couleur vert bleuâtre à vert clair, contrastant avec les coeurs actinolitiques vert clair. Le saut de composition entre coeur et bordure est assez évident sur le diagramme (Site A) vs. $(\text{Al}^{\text{IV}} + \text{Al}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Ti})$ (Figure 3.18).

3.4.4.2- Les plagioclases

Dans l'auréole externe, les cristaux de plagioclase (Figure 3.19) apparaissent normalement comme des lattes (Figures 3.11 a, b) à zonation normale très développée (An_{75-15}) dans les roches à texture ignée préservée. Ces zonations semblent être héritées du stade magmatique. Dans les metabasites à hornblende actinolitique, chlorite et plagioclase, la composition du plagioclase peut atteindre celle d'une labradorite (An_{58}). Dans ce cas les minéraux sont très recristallisés.

Dans l'auréole interne, le plagioclase (Figure 3.19) des amphibolites montre en général des formes polygonales et un aspect normalement limpide qui traduisent une forte recristallisation (Figures 3.12 a, b, c). Deux gammes de variation sont observées: dans quelques échantillons An_{2-16} et dans la plupart An_{22-62} (les valeurs les plus fréquentes sont comprises entre An_{25} et An_{45}) (Figure 3.18). Une zonation de type concentrique et normale y est souvent observée.

Les cristaux de plagioclase (Figure 3.19) des metabasites en enclave ont des textures et des compositions semblables à celles de l'auréole interne mais les fourchettes de composition sont encore plus étroites.

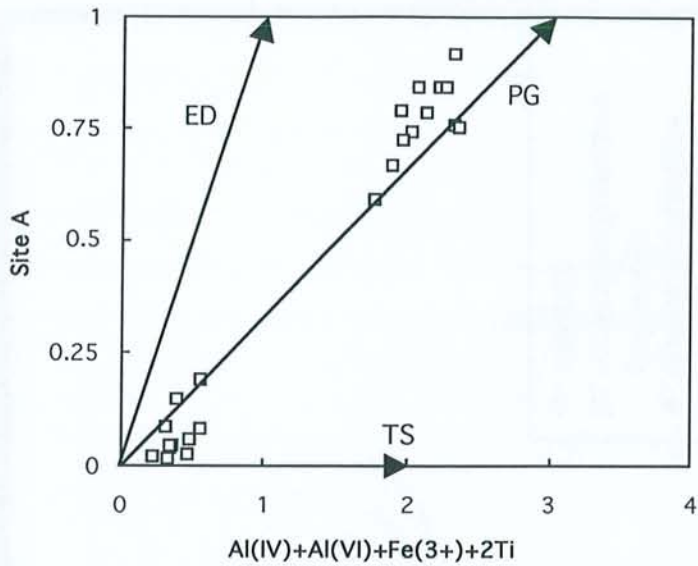
Dans les tectonites-L, les cristaux de plagioclase sont des albites (An_{0-8}) très finement recristallisées, mais pourtant pas tout à fait limpides.

3.4.4.3- Les biotites

Dans les metabasites éloignées du complexe granitique, la biotite se présente comme des agrégats de cristaux fins qui ont une couleur brune. Au fur et à mesure que l'on s'approche des contacts avec le granite, on s'aperçoit que la biotite prend une couleur châtain rougeâtre et une orientation préférentielle plus marquée. Dans les enclaves, ce minéral est comparativement plus développé et sa couleur devient rouge.

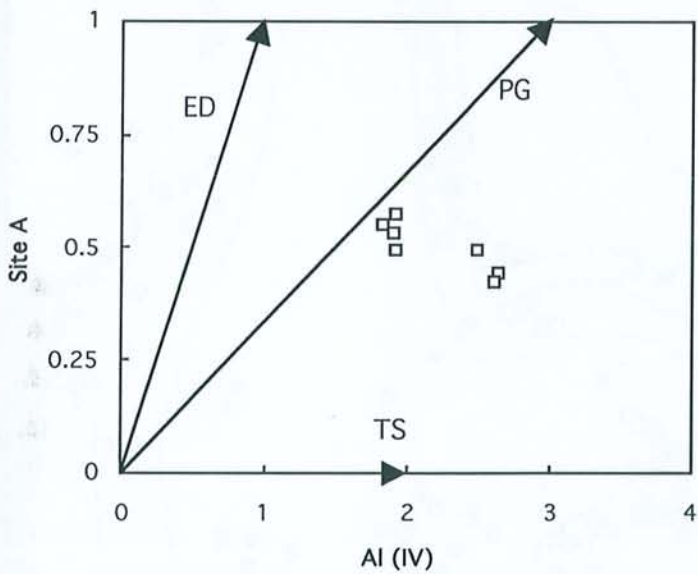
En ce qui concerne les modifications chimiques, on peut remarquer une tendance à l'augmentation des teneurs en TiO_2 en allant de l'auréole externe ($TiO_2 = 1.80 \rightarrow 1.97\%$), à l'auréole interne ($TiO_2 = 1.56 \rightarrow 2.83\%$), puis aux enclaves ($TiO_2 = 2.70\%$). Cet enrichissement paraît contrôler les changements de couleur de la biotite. Les teneurs en Na_2O ont tendance à être relativement plus fortes dans les biotites des enclaves ($0.16 \rightarrow 0.25\%$) que dans les biotites des metabasites des auréoles externe ($0 \rightarrow 0.08\%$) et interne ($0.02 \rightarrow 0.14\%$) - à l'exception des metabasites à biotite-grenat de l'auréole interne, où les valeurs de Na_2O des biotites sont les plus élevées ($0.40 \rightarrow 0.43\%$). D'autres changements de compositions sont exprimés par les valeurs plus élevées de SiO_2 et MgO des biotites de l'auréole interne contrebalancées par une réduction des concentrations en Al_2O_3 et FeO , respectivement. Ce comportement des biotites des metabasites, indique une substitution $Si \leftrightarrow Al$ et $Fe \leftrightarrow Mg$ et suggère, avec l'accroissement de Ti , une augmentation de la température.

Les biotites des métagélites montrent des variations de couleur et de composition plus contrastées. Dans l'auréole externe, la biotite finement recristallisée présente une couleur brunâtre, tandis que dans l'auréole interne elle est de taille plus grande et sa couleur devient rougeâtre. Ceci rappelle ce qui a été observé dans les metabasites. D'un point de vue chimique, les biotites de l'auréole interne comparativement aux biotites de la zone externe présentent un très fort enrichissement en TiO_2 ($3.19-3.45\% \rightarrow 1.92-2.09\%$), MgO ($15.34-15.34\% \rightarrow 5.96-6.48\%$), une baisse des concentrations en Na_2O ($0.28\% \rightarrow 0.04-0.13\%$), SiO_2 ($37.62-38.09\% \rightarrow 34.32-35.22\%$) et FeO ($12.74-12.83\% \rightarrow 25.60-24.81\%$). Ces variations doivent très probablement traduire, en plus des conditions de recristallisation différentes, des différences de composition globale de la roche, comme l'indiquent leurs différences paragenétiques et modales.



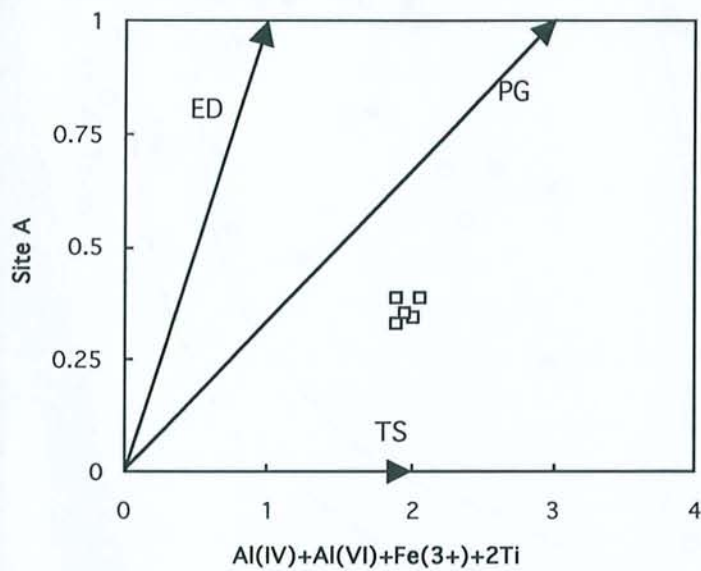
(a)

Amphibole - CAP 17



(b)

Amphibole - CD 5



(c)

Amphibole - CRN 32

Figure 3.18 - Diagrammes Al(IV) vs. Site A montrant substitutions des types pargasite (a), tschermakite (b) et édénite (c) des amphiboles de roches métabasiques.

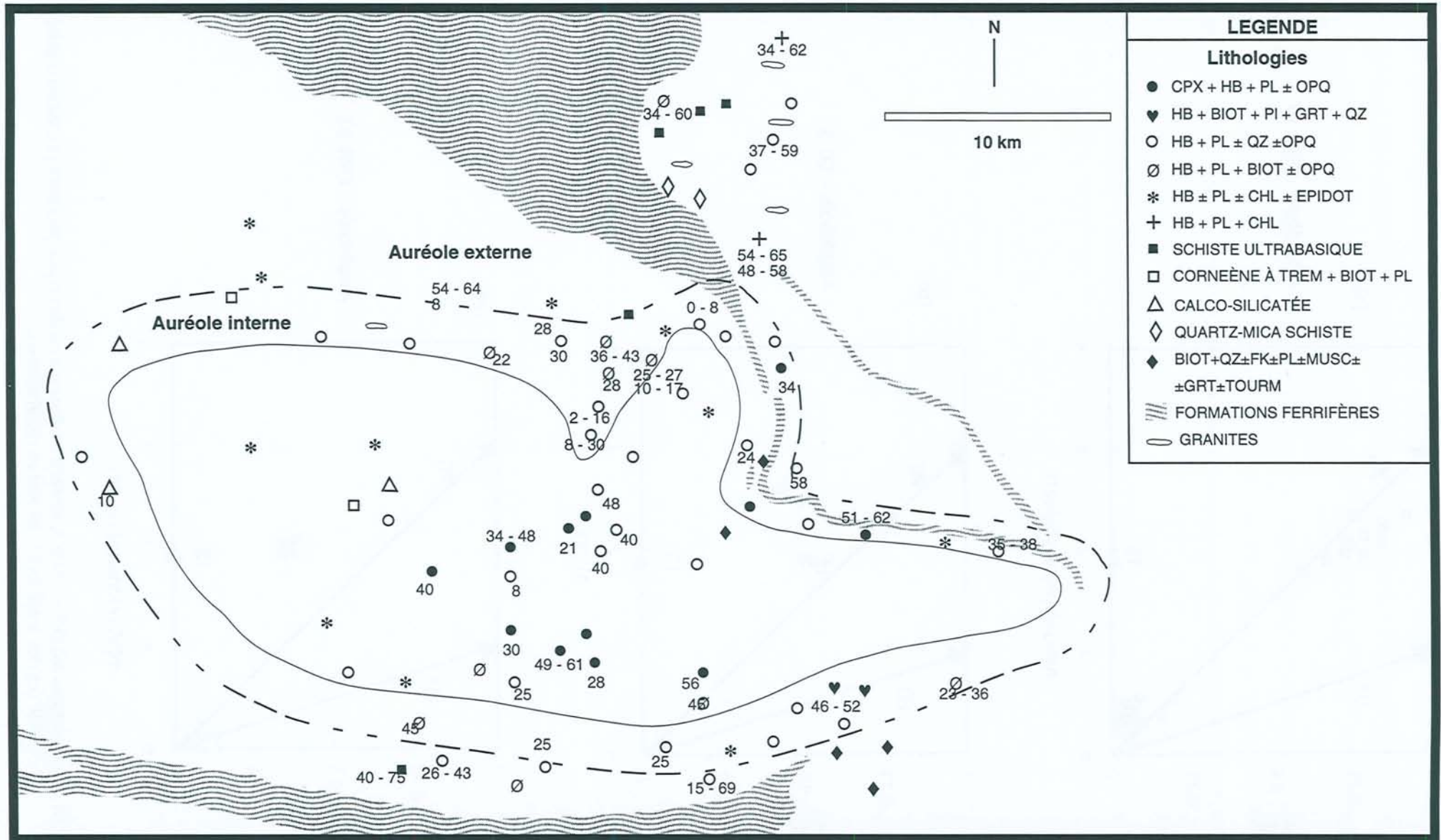


Fig. 3.19 - Carte de teneurs en Anorthite des plagioclases des roches encaissantes et des enclaves.

3.4.4.4- Les chlorites

• *Dans les amphibolites* — La chlorite apparaît sous la forme de cristaux fins, d'agrégats de cristaux xénomorphes, ou encore comme des pseudomorphes. La chlorite s'associe fréquemment à l'épidote et aux oxydes. Néanmoins, elle se montre en arrangements entrelacés avec la muscovite ou avec les amphiboles. La chlorite peut encore être substituée par des lamelles de biotite. Ses proportions sont variables d'un type pétrographique à l'autre.

D'importantes modifications optiques et chimiques sont observées dans les chlorites. Les chlorites de metabasites situées dans l'auréole externe montrent un pléochroïsme faible marqué par une couleur vert pâle. Du point de vue chimique, ces chlorites ont des rapports Fe/(Fe+Mg) qui varient entre 0.20 à 0.39 et des teneurs en SiO₂ dans la fourchette de 26.14 à 30.31%. Les chlorites des roches situées en position intermédiaire, entre les auréoles externe et interne montrent un pléochroïsme un peu plus fort que dans le cas précédent, ainsi que des rapports Fe/(Fe+Mg) dans la fourchette de 0.47 à 0.56 et des pourcentages de SiO₂ qui varient de 25.68 à 28.36%. Dans l'auréole interne les chlorites tendent à être moins abondantes et elles se distinguent par un pléochroïsme modéré et exprimé par des tonalités vert pâle à vert olive, par les rapports Fe/(Fe+Mg) plus élevés (0.53 → 0.64) et aussi par une faible chute des valeurs de SiO₂ (25.43 → 26.87%). Cette modification de pléochroïsme, due à l'augmentation des teneurs en fer, est une caractéristique courante des chlorites (Deer et al., 1992). L'enrichissement en FeO et les pertes en SiO₂ sont contrebalancés, respectivement, par une baisse en MgO et une hausse en Al₂O₃. Des changements similaires ont été observés par Maruyama et al. (1983) dans la transition entre les faciès schiste-vert et épidote-amphibolite, en conditions de basse pression.

Dans la plus part des amphibolites étudiées, les rapports Mg/(Mg+Fe) des chlorites sont ou plus élevés ou proches des rapports des amphiboles coexistantes. Des chlorites aux rapports Mg/(Mg+Fe) plus faibles sont observées seulement dans quelques amphibolites de la zone transitionnelle entre l'auréole externe et l'auréole interne. D'après Laird (1991), sous les conditions du faciès schiste-vert, les rapports Mg/(Mg+Fe) des chlorites sont plus bas que ceux des amphiboles associées tandis que dans les faciès épidote-amphibolite et amphibolite de plus faible degré, les amphiboles et les chlorites montrent des rapports Mg/(Mg+Fe) semblables. Ceci confirme donc l'accroissement du degré de métamorphisme au contact du Complexe Granitique Estrela.

Dans quelques amphibolites de la population d'enclaves, la chlorite peut apparaître sous la forme d'agrégats pseudomorphosant des cristaux de hornblende. Dans ce cas, les agrégats de chlorite gardent la forme polygonale de la texture granoblastique préalable, ce qui témoigne des processus rétro-métamorphiques localisés, dus à la circulation des fluides après le pic de recristallisation.

• *Dans les schistes ultrabasiques* — Les chlorites montrent un pléochroïsme faible marqué par une tonalité vert châtain pâle. La couleur d'interférence est brun verdâtre ce qui selon Deer

et al. (1992), est une caractéristique des chlorites riches en magnésium. En effet, les chlorites des schistes ultrabasiques ont des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ comparativement plus petits (0.26 → 0.41) que ceux des chlorites des amphibolites. A l'approche du granite, des modifications chimiques sont également observées dans les chlorites des schistes ultrabasiques. Comme dans les chlorites des amphibolites, on note une augmentation des concentrations en FeO et une chute des valeurs de SiO₂ à mesure que l'on s'approche du massif granitique. Les chlorites d'un schiste de l'auréole externe, distant de dix kilomètres du contact avec le granite, ont des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ qui varient de 0.26 à 0.28 et des valeurs de SiO₂ entre 27.15 et 27.64%. Dans une roche de l'auréole interne, distante d'environ deux kilomètres du contact avec le granite, on observe des valeurs plus fortes des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ (0.38 → 0.41) et plus faibles des concentrations en SiO₂ (25.37 → 26.65%). Dans le schiste de l'auréole externe l'amphibole coexistante est principalement de type magnésio-hornblende dont le rapport $Mg/(Mg+Fe)$ (0.64 → 0.77) est semblable à celui des chlorites coexistantes (0.72 → 0.74). Dans l'auréole interne les amphiboles sont principalement de type hornblende-ferro tschermakitique avec des rapports $Mg/(Mg+Fe)$ (0.46 → 0.50) comparativement plus bas (0.59 → 0.62) que ceux des chlorites coexistantes.

Dans certains schistes ultrabasiques de l'auréole interne, la chlorite se développe le long de bandes de déformation dont les relations spatiales et temporelles avec la schistosité S₂ nous indiquent le caractère tardif et rétrograde de ces bandes de déformation par rapport à la phase métamorphique M₂.

3.4.4.5- Les grenats

L'occurrence des grenats est restreinte aux schistes basiques situés dans l'auréole interne, à proximité du contact avec le granite. Leur caractère spectaculaire tient à leur abondance et leurs dimensions. Le grenat se trouve presque toujours intimement associé à des horizons quartziques parallèles à la foliation. L'apparition du grenat marque la limite supérieure du faciès schiste-vert et ce minéral gagne des dimensions porphyroblastiques dans les zones moyenne et supérieure de la zone de l'oligoclase (Cooper, 1972).

Dans les roches étudiées, le grenat coexiste avec un plagioclase calcique (An₅₂₋₄₅), avec la biotite, ainsi qu'avec des amphiboles riches en aluminium, fer, titane et alcalins. Une paragenèse similaire dans des metabasites a été utilisée par Winkler (1965) pour définir le sous-faciès stautotide-almandin du faciès almandin-amphibolite. Selon Spear (1993), la présence de grenat dans les amphibolites indique des conditions de faciès amphibolite.

Relation avec le complexe	Faciès	Texture de la roche	% An des plagioclases	Nature de des amphiboles	Pléochroïsme des amphiboles	% Al ₂ O ₃ des amphiboles	% FeO des amphiboles	% TiO ₂ des amphiboles	% Na ₂ O+K ₂ O des amphiboles	% TiO ₂ des biotites	% de Al ₂ O ₃ des chlorites	% MgO des chlorites
auréole externe	hb+chl+pl+ser± ±bt	granonématobl.	34 - 65	ferro hornblende magnésio hb	vert pâle	coeur 4.97 bordure 12.30	coeur 7.58 bordure 13.52	coeur 0.00 bordure 0.74	coeur 0.00 bordure 1.48		16.15 - 21.96	18.50 - 25.30
auréole externe	hb+act+biot+pl± ±qz±mt	ignée préservée	34 - 60	actinote hb ferro parg hb ferro tschrm ferro hornblende magnésio hb	vert clair vert bleuâtre	coeur 13.32 bordure 13.32	coeur 17.12 bordure 22.83	coeur 0.14 bordure 0.59	coeur 0.70 bordure 2.55	1.97		
auréole interne auréole externe	hb+act+pl±qz± ±ser±mt±chl	tectonite L transitionnelle ignée préservée	0 - 8 2 - 16 40 - 75	actinote hb actinolitique ferro pargasite ferro hornblende hb ferro tscher hb tschermakite	vert clair vert olive	coeur 1.20 bordure 14.83	coeur 10.06 bordure 29.72	coeur 0.01 bordure 1.22	coeur 0.07 bordure 3.65		21.3	19.91
auréole interne	hb+bt+pl+grt± ±ilm±tourm	granolépidobl.	46 - 52	ferro tscherm	jaune verdâtre vert olive	15.52 - 16.47	19.32 - 20.75	0.34 - 0.47	1.66 - 1.77	1.68 - 2.02		
enclaves auréole interne	hb+biot+pl±qz± ±ilm±scp±cumgt	granoblastique granonématobl. transitionnelle	44 - 45 22 - 43	magnésio hb hb ferro parg ferro pargasite hb ferro edenite tschermakite	vert olive vert brunâtre vert jaunâtre	6.06 - 15.00	14.24 - 18.95	0.26 - 2.70	1.07 - 4.34	1.11 - 3.44		
enclaves auréole interne	hb+act+pl+ept+ +chl±ser	granoblastique granonématobl. transitionnelle	3 - 30	actinote hb actinolitique magnésio hb ferro hornblende	vert clair vert olive	coeur 2.67 bordure 10.14	coeur 13.56 bordure 20.35	coeur 0.24 bordure 1.00	coeur 0.03 bordure 3.10		17.02 - 21.95	12.00 - 13.90
enclaves auréole interne	hb+pl±qz±ilm	granoblastique granonématobl.	8 - 48	ferro pargasite hb ferro parg ferro tscherm	vert olive vert jaunâtre jaune verdâtre	11.71 - 11.99	19.18 - 20.04	1.31 - 1.66	2.05 - 3.06			
enclaves auréole interne	cpx+hb+pl±qz±ilm	granoblastique transitionnelle granonématobl.	21 - 65	ferro hornblende ferro edenite hb ferro parg ferro pargasite	vert olive vert brunâtre brune	9.04 - 11.28	18.53 - 26.08	0 - 1.65	1.28 - 2.78			

Tableau 3.1 - Sommaire des textures et des compositions des minéraux des roches encaissant le Complexe Granitique Estrela.

Les grenats des schistes basiques ont des compositions très homogènes caractérisées par la prédominance de l'Almandin (0.73-0.74), suivi des composants Pyrope (0.12), Spessartine (0.05-0.07) et Grossulaire (0.09). Ils présentent un zonage normal qui est défini par une diminution graduelle des teneurs en MnO du coeur (3.15%) vers les bordures (0.79%). Ce type de zoning est attribué à l'augmentation de la température au cours de la formation de ce minéral (Harte et Graham, 1975; Miyashiro, 1994).

Bucher et Frey (1994) attestent que la formation du grenat dans les metabasites n'est pas favorisée en conditions de basse pression. Dans notre cas, ce minéral se présente très localement dans les metabasites situées dans les parties les plus déformées de l'auréole interne, juste au contact avec le Complexe Granitique Estrela. La chimie globale de la roche et les pressions régionales ont dû jouer aussi un rôle important pour que la formation du grenat ait eu lieu, à l'exemple des metabasites étudiées par Cooper (1972).

3.4.4.6- Les oxydes

Dans les metabasites de l'auréole externe qui ont encore leur texture ignée préservée, les oxydes sont représentés principalement par des cristaux squelettiques de magnétite qui gardent l'aspect en treillis hérité du stade magmatique (Figures 3.11 b, c). La chalcopyrite peut y apparaître d'une façon subordonnée. Dans les metabasites à texture transitionnelle les oxydes sont représentés par l'ilménite laquelle se distingue par son habitus squelettique (hérité du stade magmatique) et allongé (stade métamorphique (Figures 3.12 a, b, c, d). Les metabasites de la zone d'enclaves et de l'auréole interne ont des cristaux d'ilménite fortement recristallisés (Figure 3.13 c) .

3.4.4.7- Les scapolites

Les scapolites présentes dans quelques metabasites sont plutôt de type marialitique, comme indiqué par leurs faibles teneurs en Méionite (Me*) (27.77 à 28.10%) dans une roche située à deux kilomètres du contact (CAP 8) avec le granite, et entre 35.87 à 42.92% dans une amphibolite localisée à peu près quatre kilomètres (CAP 15) du contact avec le massif granitique). Leurs composants volatiles sont représentés principalement par le Cl (1.95 - 2.30%) qui prédomine sur le SO₃ (0.06 - 0.90%).

Selon Deer et al. (1992) les scapolites marialitiques sont formées généralement à partir de l'altération des cristaux de plagioclase des roches basiques, sous des conditions hydrothermales. Les basses teneurs en Me* des scapolites des amphibolites de la série métavolcano-sédimentaire pourraient être ainsi une réponse aux transformations métamorphiques hydrothermales. Dans notre cas, la présence de scapolites marialitiques dans

les paragenèses rétro-morphiques suggèrent la percolation de fluides riches en chlore pendant l'altération hydrothermale.

3.4.4.8- *Les tourmalines*

La tourmaline apparaît comme un minéral accessoire dans quelques metabasites et métapélites. Les tourmalines des roches metabasiques sont automorphes à subautomorphes, de couleur vert olive et fréquemment zonées. Dans le cas particulier des amphibolites à biotite-grenat de l'aurole interne, la tourmaline se trouve sous la forme de cristaux automorphes à subautomorphes parfois disposés en agrégats et presque toujours associés aux horizons riches en quartz. Les tourmalines des métapélites sont ou bien subautomorphes et à couleur vert olive, ou bien xénomorphes et aux couleurs jaune brunâtre à orange et sans zonation. Ce dernier type apparaît dans une roche à biotite rougeâtre.

Ce minéral pourrait avoir une origine détritique dans les métapélites mais, dans le cas des roches metabasiques, son origine pourrait être expliquée plutôt comme le résultat de l'introduction de fluides portant du bore au cours de processus métasomatiques.

3.4.4.9- *Les allanites*

L'allanite est présente comme un minéral accessoire dans certaines amphibolites qui affleurent à proximité du contact avec le Complexe Granitique Estrela. Parfois les cristaux d'allanite s'associent à l'assemblage constitué de quartz±amphibole±albite qui remplit de fines veines recoupant les amphibolites. L'apparition de l'allanite dans ce cas semble être due à la migration de fluides provenant du complexe granitique puisque, comme on discutera ensuite, celui-ci est notamment riche en allanite.

3.4.5- Thermobarométrie

Nous avons tenté d'appliquer quelques géobaromètres et géothermomètres sur certaines paires minérales des roches de la série métavolcano-sédimentaire de façon à remonter aux conditions de température et pression qui ont provoqué le métamorphisme thermique de ces roches. Nous sommes conscients que l'application de ces modèles thermodynamiques à des domaines faiblement métamorphiques se heurte au problème de l'atteinte de l'équilibre; la diffusion chimique se faisant plus difficilement à basse et moyenne température qu'à haute température. Les données obtenues par cette méthode seront comparées avec les estimations de température et de pression faites à partir des associations minérales.

3.4.5.1- Géobarométrie

Pour les calculs des pressions nous avons choisi le géobaromètre amphibole-chlorite (Laird, 1991) et le géobaromètre basé sur la variation de composition des amphiboles (Laird et Albee, 1981).

• *Baromètre Amphibole-chlorite* — Selon Laird (1991) le géobaromètre amphibole-chlorite peut être utilisé sur des roches métabasiques qui ont subi un métamorphisme de faible degré. Pour cela nous l'avons appliqué sur deux échantillons de l'auréole externe: une amphibolite à actinote-plagioclase calcique-chlorite (CAP 46) située à environ 5 kilomètres du Complexe Granitique Estrela et une méta-ultramafite (CD 64) localisée à environ 10 kilomètres du granite. L'utilisation de la relation

$$P(\text{kbar}) = 10.5 \ln Kd + 0.5 \text{ avec } Kd = (\text{Mg/Fe})_{\text{act}}/(\text{Mg/Fe})_{\text{chl}}$$

donnée par Laird (op. cit.) nous a permis d'obtenir un intervalle de pression situé entre 180 et 310 MPa (Tableau 3.2).

	Amph.	Chlorite	(Mg/Fe) _{act}	(Mg/Fe) _{chl}	ln Kd	P (MPa)
CAP 46	an. 76 (b)	an. 80 (b)	3.82	3.40	0.12	176
CAP 46	an. 82 (c)	an. 84 (c)	3.47	2.97	0.16	218
CAP 46	an. 69 (c)	an. 73 (b)	4.02	3.19	0.23	292
CAP 46	an. 76 (b)	an. 84 (c)	3.82	2.97	0.25	313
CD 64	an. 32 (b)	an. 31 (c)	2.98	2.53	0.16	218
CD 64	an. 33 (b)	an. 28 (c)	3.24	2.56	0.23	292
CD 64	an. 33 (b)	an. 31 (c)	3.24	2.53	0.25	313

Tableau 3.2. Données utilisées pour le calcul des pressions par le baromètre amphibole-chlorite (b = bordure du cristal; c = coeur du cristal).

• *Composition de l'amphibole* — Laird et Albee (1981), en comparant les compositions des amphiboles des roches métabasiques appartenant à différents terrains métamorphiques, ont constaté que les variations compositionnelles des amphiboles sont fortement contrôlées par la pression. Ces auteurs ont pu distinguer des amphiboles de haute, moyenne et basse pression d'après l'utilisation des diagrammes [100 Al/(Al+Si)] vs. [100 Na/(Na+Ca)]; [Al^{VI}+Fe³⁺+Ti] vs. [Na(M4)] et [Al^{IV}] vs. [Al^{VI}+Fe³⁺+Ti]. Des analyses sur les amphiboles d'échantillons représentatifs de la formation encaissant du Complexe Granitique Estrela sont comparables à celles du métamorphisme de basse pression de type Abukuma (Laird et Albee 1981) (Figures 3.20 a, b, c).

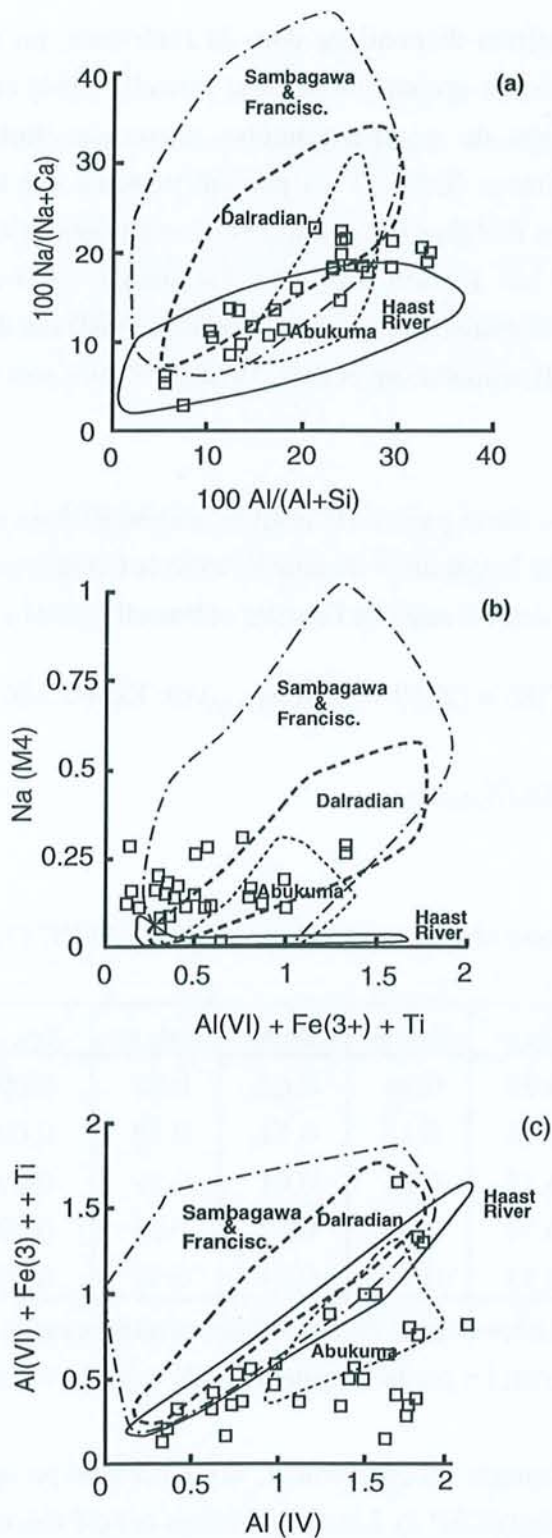


Figure 3.20 - Diagrammes (a) $100x\text{Al}/(\text{Al}+\text{Si})$ vs. $100x\text{Na}/(\text{Na}+\text{Ca})$; (b) $\text{Al(VI)} + \text{Fe(3+)} + \text{Ti}$ vs. Na (M4) et (c) Al(IV) vs. $\text{Al(VI)} + \text{Fe(3+)} + \text{Ti}$ des amphiboles des metabasites encaissant le Complexe Granitique Estrela.

3.4.5.2. Géothermométrie

Parmi les géothermomètres disponibles dans la littérature, on a pu appliquer ceux qui utilisent les paires hornblende-grenat (Graham et Powell, 1984) et biotite-grenat (Ferry et Spear, 1978). L'utilisation du géothermomètre muscovite-biotite (Hoisch, 1989) sur l'échantillon de métasédiment (CAP 2) n'a pas été possible car les cristaux de biotite et muscovite ont des fractions molaires de fer (X_{Fe}) et de magnésium (X_{Mg}) qui se situent hors de l'intervalle recommandé par Hoisch (op. cit.). De même, nous n'avons pas présenté le thermomètre plagioclase-amphibole (Blundy et Holland, 1990) car d'une part sa validité a été très fortement contestée (Hammarstrom et Zen, 1992) et d'autre part les valeurs obtenues sont aberrantes ($> 850^{\circ}C$).

• *Hornblende-grenat* — Cette paire a été trouvée seulement dans une amphibolite à biotite-grenat (CAP 3) qui se situe à proximité du contact avec le Complexe Granitique Estrela, dans l'aurole interne. L'expression suivante de Graham et Powell (1984) a été utilisée:

$$T(K) = (2880 + 3280 X_{Ca\ gr}) / (\ln Kd + 2.426)$$

avec $Kd = (X_{Fe}/X_{Mg})_{gr} / (X_{Fe}/X_{Mg})_{hb}$.

L'intervalle de température obtenu se situe entre $546^{\circ}C$ et $612^{\circ}C$ (Tableau 3.3).

Grenat	Hornbl	$X_{Fe\ gr}$	$X_{Mg\ gr}$	$X_{Fe\ hb}$	$X_{Mg\ hb}$	$X_{Ca\ gr}$	$\ln Kd$	T ($^{\circ}C$)
an.15 (b)	an.6 (c)	0.75	0.14	0.62	0.37	0.09	1.16	612
an.15 (b)	an.9 (c)	0.75	0.14	0.62	0.38	0.09	1.19	605
an.15 (b)	an.11 (c)	0.75	0.14	0.61	0.39	0.09	1.22	598
an.16 (i)	an.14 (i)	0.74	0.12	0.62	0.38	0.09	1.33	572
an.17 (c)	an.11 (c)	0.73	0.11	0.61	0.39	0.09	1.45	546

Tableau 3.3. Données utilisées pour le calcul des températures par le thermomètre amphibole-grenat (b = bordure du cristal; i = partie intermédiaire du cristal; c= coeur du cristal).

• *Biotite-grenat* — Comme précédemment, nous n'avons pu appliquer cette paire qu'à l'amphibolite à biotite-grenat (CAP 3). Les températures ont été calculées selon l'expression ci-dessous (Ferry et Spear, 1978):

$$\ln [(Mg/Fe)_{gr} / (Mg/Fe)_{biot}] = - 2109/T(K) + 0.782$$

et se situent entre 520°C et 604°C (Tableau 3.4). Il faut remarquer que les grenats montrent des teneurs en TiO₂ (0-0.05%) et MnO (2.3 - 3.2%) assez basses, ce qui nous a permis d'appliquer ce géothermomètre.

Grenat	Biotite	Mg gr	Fe gr	Mg bt	Fe bt	ln Kd	T (°C)
an.15 (b)	an. 8 (c)	0.84	4.48	2.46	2.58	-1.62	604
an.15 (b)	an.10 (i)	0.84	4.48	2.53	2.57	-1.64	597
an.16 (i)	an.13 (b)	0.71	4.46	2.50	2.50	-1.84	532
an.17 (c)	an.13 (b)	0.67	4.33	2.50	2.50	-1.87	523
an.17 (c)	an.10 (i)	0.67	4.33	2.53	2.57	-1.88	520

Tableau 3.4. Données utilisées pour le calcul des températures par le thermomètre biotite-grenat (b = bordure du cristal; i = partie intermédiaire du cristal; c = coeur du cristal).

3.4.5.3- Comparaison avec les paragenèses

Le contrôle des estimations de pression à partir des paragenèse est rendu difficile par l'absence de silicate d'alumine dans les métasédiments. On notera cependant que: (i) l'application des baromètres amphibole-chlorite (Laird, 1991) et du baromètre tenant compte la composition de l'amphibole (Laird et Albee, 1981) fournissent des résultats concordants qui indiquent des conditions de basse pression lors de la phase de métamorphisme M₂, (ii) les valeurs obtenues sont cohérentes avec l'absence générale (à une exception près) du grenat dans les amphibolites de l'auréole thermique, (iii) les valeurs sont également cohérentes avec la présence de l'association chlorite-plagioclase labradoritique et hornblende actinolitique indiquant de basses pressions (Miyashiro, 1968) et (iv) avec ce que l'on connaît des niveaux de mise en place des plutons granitiques dans la croûte supérieure (cf. Chapitres 4 et 5).

Concernant les températures, les données obtenues à partir des différents thermomètres sont cohérentes entre elles et avec les paragenèses observées.

Dans l'auréole externe, la stabilité des assemblages à actinote-chlorite-albite-épidote±quartz indique des températures inférieures à 500°C. Dans l'auréole interne, les températures calculées avec les géothermomètres hornblende-grenat et biotite-grenat sont semblables à celles estimées à partir des données paragenétiques (520° à 650°C) dont la limite inférieure correspondrait à peu près à la disparition de la chlorite, à la formation de l'ilménite, à la formation du grenat dans les schistes basiques et à l'isograde du diopside dans les roches calco-silicatées. Enfin, dans les enclaves mafiques, l'abondance du clinopyroxène suggère que les températures ont probablement dépassé ~750°C. L'absence de l'orthopyroxène dans les enclaves metabasiques suggère une limite supérieure de température d'environ 830°C (cf. Spear, 1993), ce qui semble en accord avec les températures de mise en place des magmas granitiques (Chapitre 4).

3.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

3.5.1- Les phases de déformation

(1) L'observation des éléments structuraux à différentes échelles dans l'encaissant du massif granitique nous a conduit à distinguer ceux qui sont associés à une schistosité régionale de ceux qui sont intimement liés à la mise en place du Complexe Granitique Estrela.

La structuration régionale est marquée par une schistosité parallèle à la lithologie (S_{0-1}), notamment aux niveaux ferrifères et aux métasédiments intercalés dans les metabasites. Ces niveaux s'allongent selon des directions E-W, WNW-ESE et NW-SE et s'étendent vers l'Ouest jusqu'à former la structure sigmoïde majeure de Carajás, visible sur image satellite (Fig. 3.3). Cette schistosité, associée à des recristallisations de faible degré, s'exprime aux échelles méso- et microscopique par la forte orientation des cristaux de micas et amphiboles dans les metabasites, méta-ultrabasites et dans les métasédiments.

(2) Dans l'auréole du Complexe Granitique Estrela, on observe une recristallisation marquée par le développement de textures granoblastiques aux dépens des textures antérieures (textures ignées ou schistosité précoce S_{0-1}) et une déformation se traduisant par le développement d'une seconde schistosité (S_2) et de linéations associées. Les trajectoires de la schistosité sont généralement concordantes sur la forme du massif granitique. La formation de veines à amphiboles est à rattacher au développement de l'auréole.

(3) La mise en évidence d'une auréole tectonique autour du granite et les éléments structuraux mis en évidence mettent en doute le modèle de Costa et al. (1990):

- le contact entre le pluton et l'encaissant nord ne s'effectue pas par l'intermédiaire de zones de décrochement; les linéations minérales y sont plutôt subverticales et les textures des roches sont le plus souvent de type granonématoblastique (exceptionnellement mylonitiques);

- le plissement à grande échelle affectant les niveaux ferrifères situés à l'Est du massif n'est pas en relation avec des zones de décrochement dextres mais, au contraire, il apparaît comme un plissement d'interférence provoqué par la mise en place du pluton en synchronisme avec une structuration régionale;

- nos observations structurales et microstructurales ont permis également d'associer la schistosité de l'encaissant sud du pluton à la mise en place de celui-ci, écartant une relation entre cette structuration et la formation d'une structure "en palmier" positif majeure.

3.5.2- Les phases de métamorphisme

L'évolution structurale et métamorphique des roches de la série métavolcano-sédimentaire encaissant du Complexe Granitique Estrela comprendrait au moins trois phases différentes:

- La phase M_0 correspondrait à des transformations hydrothermales, ubiquistes dans les metabasites de Carajás. Ces transformations s'expriment par la pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens du stade magmatique, par des amphiboles actinolitiques et par la séricitisation des plagioclases. Ce développement d'assemblages à actinote+albite+sericite dans les metabasites évoque des conditions de degré faible ou très faible (faciès schiste-vert ou moins). L'absence de déformation et le fait qu'il s'agisse essentiellement de pseudomorphoses seraient plus en faveur de recristallisations tardi-magmatiques que d'un épisode métamorphique indépendant. Nous prenons le parti de rattacher ces transformations M_0 à une évolution tardi-magmatique et donc, à un âge de 2.76 Ga (âge de cristallisation; Machado et al. 1991). Néanmoins, ceci reste à vérifier.

- La phase M_1 correspondrait au développement d'une schistosité localisée (phase de déformation D_1). Cette schistosité n'affecte pas tous les types de roches, comme en témoignent les metabasites à texture ignée préservée. Ceci indique que la déformation est restée modérée et localisée (phase de déformation hétérogène). Les associations minérales formées au cours de cette phase correspondent à la zone à biotite du faciès schiste-vert avec des minéraux comme biotite, chlorite, trémolite dans les schistes ultrabasiques, et biotite, muscovite et quartz dans les métasédiments. L'identité des paragenèses entre M_0 et M_1 amène à s'interroger sur la signification de ces deux épisodes et sur le laps de temps qui sépare les phases M_0 et M_1 . Y-aurait-il eu une altération hydrothermale suivie d'un métamorphisme M_1 ou ces deux manifestations ne seraient-elles en fait qu'un seul et même événement? Dans l'état actuel de nos connaissances il est difficile d'y répondre.

- La phase M_2 correspondrait au métamorphisme de contact provoqué par la mise en place du Complexe Granitique Estrela. A l'échelle régionale on a pu identifier trois grandes zones liées à cette phase: (i) une zone externe dans laquelle les conditions de recristallisations liées à M_2 ne seraient pas sensiblement différentes de celle des recristallisations antérieures (M_0 et M_1), sauf exception, (ii) une zone interne dont la température aurait excédé 550°C et (iii) des enclaves dont la température aurait probablement atteint celle du magma granitique (~820°C). Cette zonation identifiable à partir des paragenèses minérales est également visible à différentes échelles à partir de l'évolution des textures. La recristallisation métamorphique montre une nette progression tant à l'échelle de la lame mince - avec des textures héritées des stades antérieurs jusqu'à leur disparition totale et le développement de textures granoblastiques isotropes - qu'à l'échelle du cristal avec la zonation des amphiboles. La présence des veines remplies par de gros cristaux

d'amphiboles, surtout dans les metabasites de la zone d'enclaves et dans l'auréole interne, montre l'existence d'une fracturation hydraulique de l'encaissant. L'eau nécessaire serait probablement produite par les réactions de déshydratation de la série métamorphique au contact du granite. Le diagramme P-T (Fig. 3.21) résume les conditions de métamorphisme thermique M₂ (auréole externe, auréole interne et zone d'enclaves).

Le problème des relations entre M₁ et M₂ se pose également. S'agirait-il de deux épisodes distincts dans le temps ou y-aurait-t-il un continuum entre eux? Les relations temporelles entre ces deux épisodes sont difficiles à cerner. Cependant, plusieurs données, mettant en évidence le caractère syntectonique de la mise en place du Complexe Granitique Estrela, suggèrent que l'écart entre les deux épisodes métamorphiques n'aurait peut être pas été très important (cf. Chapitre 5).

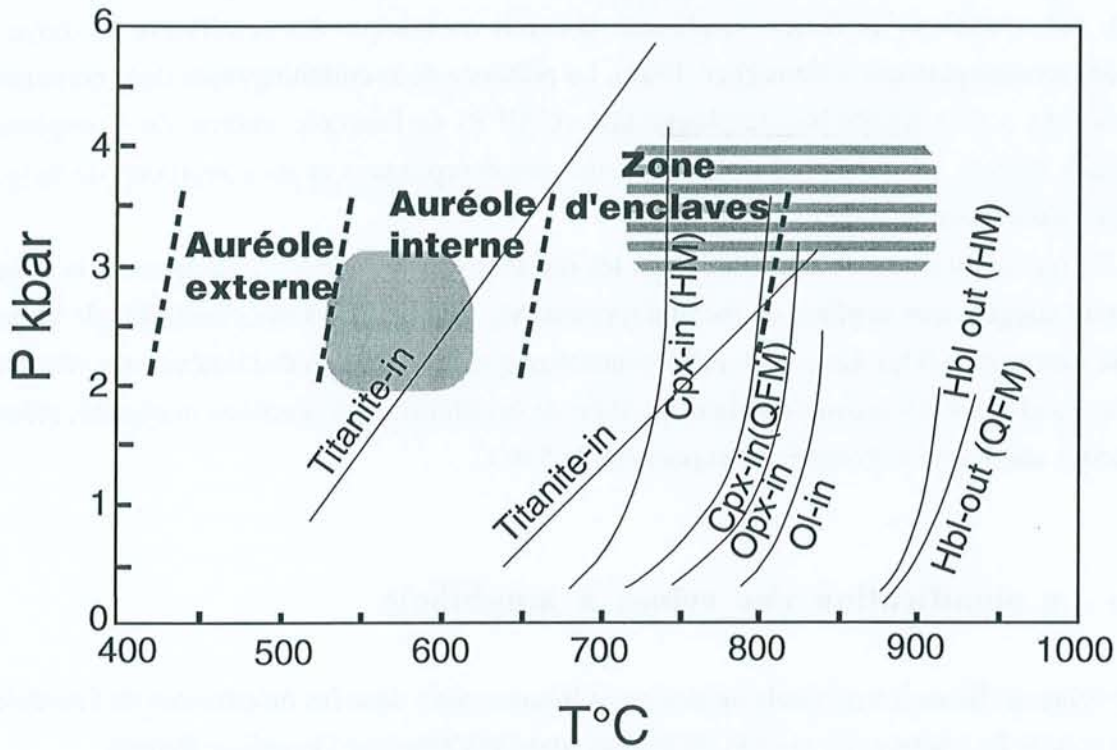
3.5.3- Les conditions de métamorphisme

Différents critères nous permettent de penser que la phase de métamorphisme M₂ s'est déroulée sous des conditions de basse pression:

(1) Grapes et Graham (1978) et Laird et Albee (1981) ont noté qu'à basse pression la participation des mécanismes de substitution tschermakitique est vérifiée au-dessus de la limite inférieure du faciès amphibolite, tandis que la substitution édénitique est favorisée sous les conditions les plus élevées du faciès amphibolite. Cette situation est en accord avec ce que l'on constate dans les metabasites de la série encaissante du Complexe Granitique Estrela puisqu'on a observé la substitution édénitique sur les amphibolites à clinopyroxène (CN 39) appartenant à la population xénolitique.

(2) La présence d'amphibolites à actinote-labradorite-chlorite suggère des conditions de basse pression. Selon Miyashiro (1968), Laird et Albee (1981) et Kuniyoshi et Liou (1976), la recristallisation d'un plagioclase calcique coexistant avec des actinotes serait liée à des conditions de basse pression sous lesquelles la formation de l'épidote serait défavorisée. Ceci permettrait l'incorporation du calcium dans le composant Anorthite du plagioclase. La coexistence d'un plagioclase calcique avec des actinotes, favorisée à basse pression, a été attribuée par Akella et Winkler (1966) à la faible vitesse des réactions entre les actinotes et les hornblendes.

(3) Le hiatus de composition entre les actinotes et les hornblendes est souvent attribué à des conditions de basse pression (Hietanen, 1974; Kuniyoshi et Liou, 1976). Cependant, ce critère doit être considéré avec précaution. Dans les metabasites étudiées, ce saut de composition est observé surtout dans les roches peu recristallisées. Au fur et à mesure que la recristallisation augmente, c'est-à-dire, dans les roches à texture transitionnelle, le passage des actinotes vers les hornblendes prend un caractère graduel. Ceci pourrait indiquer la présence de réactions inachevées à la place de sauts de composition.



Intervalle de température déterminé à partir des paires hornblende-grenat et biotite-grenat d'amphibolite à grenat, de la zone interne.



Intervalle de température déterminé à partir du thermomètre teneurs en Ti des amphiboles des faciès granitiques du Complexe Granitique Estrela (Chap. 4).

Figure 3.21. Diagramme P-T montrant les limites des réactions (lignes fines) dans les roches métabasiques (Spear, 1993) et les conditions de P-T dans l'auréole externe, dans l'auréole interne et dans la zone d'enclaves des roches encaissantes du Complexe Granitique Estrela (lignes pontillées).

(4) La présence de cummingtonite dans les roches métabasiques indique, selon Yardley (1989), des conditions du faciès hornblende-hornfels ou marque des conditions de moyen degré de métamorphisme (Schumacher, 1982). La présence de la cummingtonite dans certaines amphibolites à hornblende-biotite-plagioclase (CAP 8) de l'auréole interne du Complexe Granitique Estrela est en accord avec les faciès métamorphiques et les conditions de basse pression estimées selon d'autres critères.

(5) La recristallisation de l'ilménite dans les metabasites de l'auréole interne et de la zone d'enclaves suggère que la phase de métamorphisme M_2 a eu lieu sous des conditions de basse fugacité d'oxygène (fO_2). Liou et al. (1974) montrent que la formation de l'ilménite est vérifiée sous des conditions qui provoquent la disparition de la chlorite. Ces réactions marquent, selon ces auteurs, une limite inférieure de température de 550°C.

3.5.4- La signification des veines à amphibole

Les veines et filons à amphibole apparaissent fréquemment dans les metabasites de l'auréole interne et dans les enclaves de la série encaissante dans le Complexe Granitique Estrela.

3.5.4.1- Rappels des caractéristiques principales

On peut distinguer parmi les veines à amphibole celles d'épaisseur millimétrique et d'orientation très variable et celles d'épaisseur subcentimétrique à décimétrique qui montrent une orientation préférentielle plus nette. D'une façon générale les veines sont orientées préférentiellement selon une direction N-S, c'est-à-dire perpendiculairement à la foliation des amphibolites. A l'échelle microscopique, on peut observer que les veines comparativement plus épaisses sont remplies par des amphiboles de taille moyenne à grossière. Dans ce cas les cristaux d'amphibole sont relativement bien développés et disposés perpendiculairement aux épontes de veines. Des différences texturales très significatives sont liées au degré de recristallisation des amphiboles qui remplissent les veines.

Dans l'auréole interne les amphiboles des veines montrent une croissance des cristaux perpendiculairement aux épontes des veines. Les amphiboles y sont subautomorphes moyennes à grosses, relativement homogènes et de type hornblende ferro-tschermakitique ou de type ferro-hornblende. Parfois les fractures sont remplies par des agrégats de quartz auxquels s'associent des phénocristaux d'albite modérément séricitisés. Les cristaux d'albite apparaissent sous la forme de lattes automorphes à croissance perpendiculaire aux épontes des veines. L'abondance des veines à amphibole est plus forte au Nord du massif granitique, là où les roches encaissantes forment une invagination vers le granite.

Dans la zone d'enclaves, les amphiboles remplissant les veines ne gardent plus les traits hérités de la phase de formation de ces dernières mais, au contraire, elles sont fortement recristallisées, polygonisées, homogènes et de composition pargasitique, très semblable à celles de la roche-hôte. Ceci pourrait suggérer que les veines formées dans une première étape, en réponse à la montée du granite, ont subi une intense recristallisation lors de l'incorporation de l'enclave dans le magma. En lame mince, la nature des zonations des amphiboles qui remplissent les veines apparaît très complexe. Cette zonation est marquée par des bordures pargasitiques de couleur vert olive qui contrastent fortement avec les coeurs actinolitiques vert pâle. Dans certains cas la zonation est dessinée par des lamelles très fines, soit de composition pargasitique, soit de composition actinolitique.

3.5.4.2- Signification pétrologique des veines à amphibole

Quelques travaux discutant l'origine et la signification de veines/fractures d'extension démontrent l'existence d'une liaison très forte entre les conditions de pression-température et les régimes tectoniques imposés lors de la formation des veines. Etheridge et al. (1984) et Yardley (1986) démontrent que la production continue de fluides augmente la pression de fluides jusqu'à ce que celle-ci approche ou dépasse la pression lithostatique, entraînant une fracturation hydraulique. La poursuite de ces processus au cours de la montée du granite pourra induire la formation polycyclique de fractures hydrauliques, de migration de fluides et de remplissage de veines. Yardley (1986, 1989) considère que la formation de veines est fortement contrôlée par le flux de fluide et par la perméabilité de la roche. La production de fluide serait associée aux changements minéralogiques et aux réactions de dévolatilisation-déshydratation. Cela demanderait la présence d'assemblages hydratés préalables soumis à un métamorphisme prograde. Une telle situation est clairement applicable à la série encaissante du Complexe Granitique Estrela où les paragenèses hydratées seraient celles liées à la phase M_{0-1} et les changements minéralogiques seraient ceux liés au métamorphisme thermique (phase M_2).

La réduction de la perméabilité serait fondamentale dans les processus formateurs de veines et contrôlée soit par la recristallisation, soit par la déformation. Si d'un côté la recristallisation favorise la création de fabriques polygonales constituées de cristaux aux contacts rectilignes, d'un autre côté la déformation contribuerait à la réduction de la porosité, empêchant que les fluides s'échappent. Cela entraînerait des augmentations de la pression de fluides. Cela indique que la formation de veines est un processus fortement favorisé par des réactions de déshydratation accompagnées par une déformation. Ceci a été décrit dans les schistes du Connemara dont l'histoire métamorphique, constituée d'un continuum entre le métamorphisme barrovien et le métamorphisme de contact (Yardley, 1989) ressemble beaucoup à l'histoire métamorphique de l'enveloppe métavolcano-sédimentaire du Complexe Granitique Estrela.

3.5.4.3- Signification tectonique des veines à amphibole

D'après Etheridge (1983), les fractures d'extension synmétamorphiques sont orientées perpendiculairement à la direction d'extension maximale. Dans des conditions de haute température les fluides peuvent contribuer à la déformation plastique de phases solides (Kerrick et al., 1977). Selon Etheridge et al. (1984) et McCaig et Knipe (1990) pendant la formation des veines/fractures d'extension les fluides jouent un rôle important sur les taux de fluage par dislocations (*dislocations creep*). Cela pourrait expliquer la formation des microstructures qui attestent la déformation ductile des plagioclases, lors de la fracturation hydraulique et de la formation de fines veines d'amphibole dans les metabasites encaissantes du Complexe Granitique Estrela.

L'orientation préférentielle N-S des veines de la série encaissante du Complexe Granitique Estrela et leur disposition perpendiculaire à la schistosité développée dans l'auréole thermique suggèrent l'existence d'un régime compressif N-S dans l'encaissant du massif granitique. Nous reviendrons sur cette déformation dans les chapitres consacrés au granite Estrela. Le développement de ces veines indique également le comportement fragile initial de ces séries encaissantes.

3.5.5- Comparaison des histoires métamorphiques des metabasites des régions de Salobo et Curionópolis

A partir de l'étude des roches de la série encaissante du Complexe Granitique Estrela, il nous paraît possible de faire une comparaison (Tableau 3.6) entre leur histoire métamorphique et celle proposée pour Salobo par Hirata et al. (1982), Meireles et al. (1984), Lindenmayer (1990), Lindenmayer et Fyfe (1991), Lindenmayer et Laux (1994) et Lindenmayer et al. (1994b). Les similitudes entre les histoires tectono-métamorphiques du domaine de Salobo et du domaine de Curionópolis deviennent évidentes lorsque l'on compare leurs unités lithologiques (Tableau 3.5).

L'un des problèmes cruciaux concernant l'évolution géologique de Carajás demeure dans la position stratigraphique des roches métavolcano-sédimentaires. Selon Hirata et al. (1982) et Meireles et al. (1984) les différences entre le degré métamorphique des roches du *greenstone* Rio Novo, des roches des séquences Salobo-Pojuca et du Groupe Grão-Pará seraient un critère pour les séparer en unités stratigraphiques différentes. Néanmoins, cette proposition déjà mise en doute dans les travaux de Lindenmayer et collaborateurs, ne nous paraît pas acceptable non plus.

L'hypothèse de Lindenmayer et collaborateurs qui considère que les roches du Groupe Salobo sont des variations de plus haut degré métamorphique des roches du Groupe Grão-Pará, présente des analogies avec ce que nous avons observé dans la série encaissante du Complexe

Granitique Estrela. A savoir: est-ce que le métamorphisme de plus haut degré décrit à Salobo ne peut pas être assimilé à un métamorphisme thermique lié à des corps granitiques (Old Salobo) analogues au massif Estrela?

Lindenmayer et collaborateurs, n'ayant pas identifié d'intrusions responsables pour un tel métamorphisme, ont attribué la source de chaleur à des processus de "magma underplating". Pourtant, cette source de chaleur pourrait bien correspondre à l'intrusion granitique nommée Granite Old Salobo (2.57 Ga, U-Pb zircon, Machado et al., 1991) à l'image de ce qui se passe autour du Complexe Granitique Estrela (2.53 Ga, Rb-Sr roche totale, Barros et al., 1992). Simplement les conditions d'affleurements y sont nettement meilleures et permettent de mettre en évidence l'effet thermique du Complexe Granitique Estrela, ce qui n'est pas le cas pour Old Salobo. Notons à cet égard, la présence de petits corps granitiques similaires pétrographiquement au Massif Estrela dans la série volcano-sédimentaire.

Unités stratigraphiques	Domaine de Salobo	Domaine de Curionópolis
Granites Protérozoïques	Granite de Pojuca (1.87Ga)*	Granite de Cigano (1.88Ga)*
Granites Tardi-Archéens	Granite Old Salobo (2.57Ga)*	Complexe Granitique Estrela (2.53Ga) ^o
Séquences métavolcano-sédimentaires	2.76Ga (Groupe Salobo)* 2.73Ga (Groupe Pojuca)*	2.76Ga (Complexe Luanga)* 2.76Ga (Groupe Grão-Pará)*
Socle	Gneiss (2.81Ga)*	Gneiss (2.85Ga)*

Tableau 3.5. Comparaison entre les domaines de Curionópolis et Salobo.

* (U-Pb en zircon, Machado et al., 1991), ** (U-Pb en zircon, Wirth et al., 1986)

^o (Rb-Sr, roche totale) (Barros et al., 1992).

La disposition géographique des séquences métavolcano-sédimentaires dites Salobo et Pojuca et leurs relations spatiales avec le Granite Old Salobo et leurs granites voisins de même âge (Souza, 1996), permettent d'envisager que ces deux séquences correspondraient à des auréoles internes entourant ce granite. Ainsi, la Séquence Salobo pourrait correspondre à la partie nord d'une auréole interne tandis que la Séquence Pojuca pourrait être comparable à la partie sud de la même auréole. Toutefois, une telle interprétation n'est que préliminaire et plutôt provocatrice, car l'évolution métamorphique de ces deux séquences apparaît un peu plus complexe dans le détail que celle de la série encaissant le Complexe Granitique Estrela.

La comparaison pourrait être faite également entre les histoires métamorphiques de l'encaissant du Complexe Granitique Estrela et celle des roches de Pojuca. Olszewski et al. (1989) décrivent des modifications structurales et métamorphiques importantes dans les roches metabasiques du Groupe Grão-Pará dont l'histoire ressemble beaucoup à celle que nous proposons pour la série encaissant le Complexe Granitique Estrela. D'après Olszewski et al. (op. cit.) les roches metabasiques situées près de la mine de N1 sont très peu ou pas déformées et métamorphisées dans le faciès schiste-vert, tandis que latéralement, vers le Nord, dans le

domaines de Pojuca, près du contact avec des roches granitiques et "gneissiques", les metabasites montrent une structuration schisteuse plus nette ainsi qu'une augmentation du degré de métamorphisme. Ces auteurs y vérifient la présence d'une hornblende à couleur vert bleuâtre à l'exemple de ce que nous observons dans nos amphibolites.

	Région de Salobo*	Encaissantes du Massif Estrela
Phase métamorphique	première phase	phase M ₂
Textures des amphibolites	granoblastiques et granonématoblastiques	granoblastiques, granonématoblastiques, granolépido-blastiques, transitionnelles et ignées
Amphiboles	Hastingsite, pargasite, Fe-tschemakite,	pargasites, ferro-hornblende, magnésio-hornblende, édénites, tschemakites, cummingtonite, actinotes
Substitutions des amphiboles	édénite et tschemakite	pargasite (édénite+tschemakite) et Mg-Fe
fO_2	basse	basse
Faciès	pyroxène hornfels	actinote-Ca plagioclase hornfels à hornblende hornfels
Température	750° C	≥ 650° C - ≤ 820° C
Pression	250 MPa	200-300 MPa
Age de cet événement métamorphique	2.73 Ga - 2.74 Ga	syn mise en place du Complexe Granitique Estrela (~2.53 Ga)
Source de chaleur	"Magma underplating"	Complexe Granitique Estrela

Tableau 3.6. Comparaison de l'évolution métamorphique dans la région de Salobo et de l'encaissant du Complexe Granitique Estrela. * Lindenmayer (1990), Lindenmayer et Fyfe (1990), Lindenmayer et Laux (1994), Lindenmayer et al. (1994a).

Hirata et al. (1982) et Meireles et al. (1984) décrivent dans la région de Pojuca des roches à antophyllite-cordiérite dont la formation présuppose des processus complexes et d'où l'on peut tirer de précieuses informations pétrologiques. Spear et Schumacher (1982) et Yardley (1989) discutent les différentes hypothèses qui peuvent expliquer la formation des roches à antophyllite-cordiérite. Selon ces auteurs, l'hypothèse de Vallance (1967) paraît être la plus acceptable. Vallance (op. cit.) explique la formation des roches avec ces paragenèses à partir de protolithes basiques ayant subi une altération hydrothermale préalable. Ces protolithes seraient alors constitués de chlorite et quartz. Ultérieurement ces roches seraient soumises à une

nouvelle phase métamorphique sous des conditions de basse pression et haute température. Cette évolution polyphasée pourrait être comparée à celle envisagée pour l'encaissant du Complexe Granitique Estrela. La phase hydrothermale et la phase de basse pression-haute température des domaines de Pojuca pourraient correspondre, respectivement, à la phase métamorphique M_{0-1} et M_2 de l'encaissant du Complexe Granitique.

Si cette hypothèse est correcte on pourrait résumer l'histoire métamorphique à Carajás de la façon suivante:

- i) dépôt des séries volcano-sédimentaires (2.76 Ga) et premiers événements (M_0 , M_1 ?);
- ii) intrusion de différents massifs granitiques de tendance alcaline (Complexe Granitique Estrela, Granite Old Salobo) à 2.57 Ga; développement d'un métamorphisme thermique (M_2) autour des granites dans un contexte de déformation régionale; l'extension des recristallisations est quasi-régionale, puisqu'elles sont observées depuis Curionópolis à l'Est jusqu'aux domaines des cibles Salobo et Pojuca à l'Ouest.

En conclusion de ce chapitre, il nous apparaît que les séries volcano-sédimentaires archéennes définies antérieurement (Salobo, Pojuca, Rio Novo et Grão-Pará, complexe Luanga et encaissant du granite Estrela) ne forment qu'une seule et même séquence de type "greenstone" dont l'âge peut être estimé à 2.76 Ga. Les variations de degré de métamorphisme ne semblent pas devoir être considérées comme des critères pour séparer ces différentes séries. Elles correspondent plutôt à des élévations locales de température en liaison avec l'intrusion de granites alcalins (Old Salobo, Complexe Granitique Estrela) autour de 2.57 Ga. Enfin, l'évolution tectono-métamorphique peut se résumer en deux épisodes:

- (i) un métamorphisme régional de faciès schiste-vert (ou moins) associé à une déformation hétérogène se traduisant par une schistosité locale;*
- (ii) un métamorphisme thermique en liaison avec les granites alcalins et se traduisant par des auréoles thermiques et tectoniques.*

Chapitre 4

Chapitre 4

Caractérisation pétrographique et chimique du Complexe Granitique Estrela

4.1- INTRODUCTION

A l'exemple des roches de la série métavolcano-sédimentaire (Chapitre 3), nous allons présenter tout d'abord les principaux traits des différents faciès pétrographiques, leur composition chimique et la nature de leurs minéraux. Les textures étant essentiellement liées aux processus déformationnels, elles ne seront abordées que dans le chapitre 5 lors de la description des microstructures.

Les valeurs modales de quartz (Q), feldspath potassique (A) et plagioclase (P) ont été portées sur le diagramme Q-A-P de Streckeisen (1976) (Fig. 4.1). On a comparé aussi les contenus en minéraux mafiques (M) avec ceux en quartz et feldspaths (A+P) dans le diagramme Q-(A+P)-M (Fig. 4.1). Ces données modales nous ont guidé dans la distinction des faciès du Complexe Granitique Estrela et dans la cartographie des principaux domaines pétrographiques (Fig. 4.2).

4.2- DESCRIPTION DE LA LITHOLOGIE

Le Complexe Granitique Estrela renferme des roches à grain moyen et à grain fin, de teinte grise à gris clair, avec une foliation modérée à forte, pénétrative à l'échelle du massif. Cette foliation est dessinée par l'orientation préférentielle des cristaux et par l'alternance de niveaux enrichis en minéraux mafiques ou en minéraux quartzo-feldspathiques (Figure 4.4 a). Ces roches peuvent être affectées par des plis ouverts (Figure 4.4 a) à serrés. Les roches de composition monzogranitique prédominent largement sur celles de composition syénogranitique, granodioritique et tonalitique (Fig. 4.1, Tableau 4.1). L'ensemble est recoupé par des veines et filons pegmatitiques à phénocristaux d'amphibole ainsi que par des filons aplitiques.

4.2.1- Monzogranites

Les monzogranites représentent, en superficie, le principal faciès pétrographique du Complexe Granitique Estrela. On peut distinguer, sur la base de la proportion modale de minéraux mafiques (Tableau 4.1), les variétés suivantes:

- à hornblende;
- à hornblende et clinopyroxène;
- à hornblende et biotite;
- à biotite et hornblende;
- à biotite.

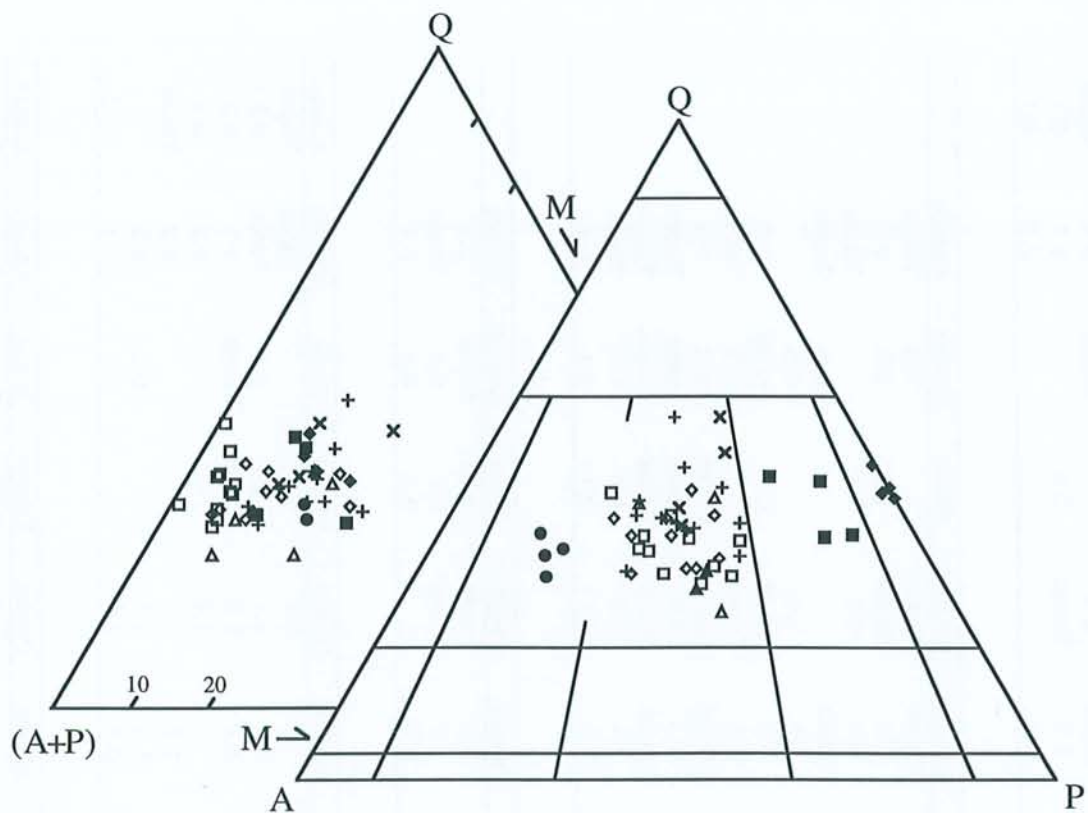
4.2.1.1- Monzogranites à hornblende

Gisement — Ces roches constituent l'un des faciès les plus importants en termes de superficie dans le massif puisqu'elles s'étendent de la partie centrale jusqu'à l'extrémité est du complexe. Des occurrences mineures de monzogranites à hornblende sont également vérifiées vers l'Ouest et vers le Nord du massif parmi les monzogranites à hornblende et biotite (Figure 4.2).

Pétrographie — Ce faciès se distingue par la présence de la hornblende comme le seul minéral ferromagnésien. Dans l'assemblage de minéraux accessoires figurent l'allanite, le zircon, l'ilménite, l'apatite. Les minéraux d'altération sont le sphène, la chlorite, la séricite, l'épidote et le stilpnomélane.

Les cristaux de quartz sont fins (0.2 à 2.0 mm), généralement xénomorphes. L'orientation des grains est modérée à très forte, l'intensité de la déformation et de la recristallisation se manifestant à des degrés très variables. Parfois de petites inclusions subautomorphes de quartz sont trouvées dans des cristaux de feldspath potassique, plagioclase et hornblende. Le quartz peut contenir des inclusions très fines de zircon, d'oxydes et moins souvent d'apatite.

Le feldspath potassique (Tableau 4.2), représenté par le microcline ($Or_{97}Ab_3An_0$), se trouve sous la forme de cristaux xénomorphes à subautomorphes (~0.3 à ~1.5 mm), en général peu altérés. Normalement, ils sont bien orientés selon une direction préférentielle. Les macles quadrillées sont observées dans la plupart des cas. Les perthites ("en film", micropertithe et "en flamme") sont peu à modérément fréquentes. Les myrmékites ne sont que très rarement présentes. De petites inclusions subautomorphes de quartz, oxydes, allanite, zircon, amphibole et plus rarement d'apatite, peuvent être observées.



- | | | | |
|--|---|-----------------------------------|---|
| monzogranite à hornblende-clinopyroxène | X | monzogranite à biotite-hornblende | ◇ |
| monzogranite à hornblende | + | monzogranite à biotite | □ |
| monzogranite à hornblende-biotite | △ | syénogranites | ● |
| monzogranite à hornblende-biotite avec ocelle à ilménite | ▲ | granodiorites | ■ |
| | | tonalites | ◆ |

Figure 4.1 - Diagrammes QAP (divisions cf. Streckeisen, 1976) et Q(A+P)M des roches du Complexe Granitique Estrela.

Monzogranites à hornblende et clinopyroxène

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Pyrox.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphère	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VIII-16	42.5	16.3	27.1	Traces	12.0			0.3	0.1	Traces	0.1	0.2	0.2
PSV-VIII-22	35.0	24.9	25.2	Traces	13.9	Traces		Traces	0.3		Traces	0.1	Traces
PSV-VIII-82	34.0	26.5	27.7	3.9	6.2	Traces	Traces	1.3	Traces	0.5		0.4	0.1
CN-55c	42.0	12.7	21.6	4.0	16.6			0.4				2.3	0.1

Monzogranites à hornblende

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphère	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VIII-13	39.0	21.0	22.6	15.4	Traces		1.2	Traces	Traces		0.2	Traces
PSV-VIII-14	32.9	19.1	32.9	10.4			1.8	0.5	Traces	0.2	0.5	0.3
PSV-VIII-20	33.2	25.0	29.0	12.1	Traces			0.3	0.2			Traces
PSV-VIII-29	30.2	22.2	37.2	9.9	Traces			Traces			0.1	Traces
PSV-VIII-65	31.0	24.6	24.4	17.8	Traces			0.4	1.0		0.6	
PSV-VIII-75	36.5	18.3	27.9	16.4	Traces		Traces	0.3	Traces	0.1	Traces	0.2
PSV-VIII-76	33.2	26.8	23.4	15.7	Traces			0.4	Traces		0.2	Traces
PSV-VIII-78	46.5	19.5	18.7	13.8	Traces		0.7	Traces	Traces	Traces	0.2	0.3
PSV-VIII-79	35.6	28.6	20.0	14.9	Traces			0.3	0.4	Traces	Traces	Traces
PSV-VI-11	29.8	37.3	25.3	13.0	Traces		0.3	Traces	Traces	Traces	Traces	Traces
CN-92	29.8	26.4	18.3	19.9	1.6	0.5	0.4	1.1	0.3	0.4	1.3	Traces
PSV-VII-5	30.9	24.7	26.7	16.3	Traces	Traces		0.5	0.1	0.1	0.1	0.2

Syénogranites

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphère	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VIII-34	28.3	38.6	14.3	17.3	0.9			0.2	Traces	Traces	Traces	0.2
CRN-8d	30.9	40.7	11.0	14.9	0.9	0.1		1.0	Traces	0.2	0.1	Traces
CAP-35	28.56	33.53	6.6	14.26	15.53		0.3	0.3		0.3	0.3	0.4

Granodiorites

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Pyrox.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphère	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VIII-23	39.4	7.7	39.8		1.8	Traces			0.7	0.2		Traces	Traces
PSV-VIII-12	40.8	13.2	34.5		9.7	Traces		0.6	0.1	Traces	0.2	Traces	0.2
PSV-VIII-19	30.8	10.4	42.5		18.8	1.6		3.2	2.2	Traces	Traces	0.3	0.2
PSV-I-54c	29.2	12.8	46.3			5.1	3.4		1.4	1.4		0.2	0.3
PSV-IV-15b	32.8	7.1	47.6	Traces	10.2			1.2				0.2	Traces
PSV-I-54	29.2	12.8	46.3		5.1	3.4		1.4	1.4		0.2	0.3	
CAP-5	41.2	12.5	27.1		18.4			0.4	0.1		0.1	0.1	0.12

Tonalites

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Pyrox.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphère	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VIII-27	35.5	Traces	47.8		15.6	Traces			0.6	Traces	Traces	Traces	Traces
PSV-VI-55	37.6	Traces	47.6		13.5	Traces			Traces		Traces	Traces	Traces
PSV-VII-66	41.4	0.5	45.0		11.9		Traces	0.5	Traces	Traces	Traces	0.4	Traces
PSV-IV-71	34.2	1.0	43.2		14.8	6.2			Traces	Traces	Traces	0.2	0.2
CAP-40	31.52	0.16	42.71		13.10	11.25					0.1	0.5	0.6

Tableau 4.1 - Analyses modales (%vol) de roches du Complexe Granitique Estrela.

Monzogranites à hornblende et biotite

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphène	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
CN-99	23.3	26.3	30.6	10.6	8.9		0.1			Traces	0.3	0.1
CN-104	23.0	28.5	39.1	4.4	3.4	0.4			0.6		0.2	
PSV-VI-62	33.7	27.4	19.3	12.1	5.5			1.5			0.1	0.1
PSV-IV-68b	42.6	23.9	33.5	10.9	7.9		0.1	0.1	Traces	0.1	Traces	0.2
PSV-VI-56	28.4	27.5	34.4	6.0	3.2			Traces	Traces	0.1	0.1	Traces
CAP-13												
CAP-43	30.0	32.1	24.1	7.28	5.19		0.3			0.4	0.7	0.1

Monzogranites à biotite et hornblende

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphène	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite
PSV-VI-33	37.0	36.1	20.3	2.5	3.6				Traces	Traces	0.3	Traces
PSV-VI-18	32.6	28.6	27.2	4.4	6.7			Traces	Traces		0.2	0.1
PSV-IV-42b	30.4	19.2	26.7	8.2	14.7		0.1	0.2		Traces		0.2
PSV-VI-49	35.3	20.8	24.0	6.1	13.6			Traces	Traces	Traces	Traces	Traces
PSV-IV-75	29.8	30.2	33.0	2.8	3.8			Traces	Traces	Traces	Traces	0.1
CN-40	29.8	24.4	34.7	3.2	7.2		0.1	Traces	Traces	Traces	0.6	Traces
CN-33a	32.0	32.2	22.0	2.6	10.6					Traces	0.4	Traces
PSV-II-23	29.3	37.8	26.5	2.0	3.7			0.2	0.2			
PSV-VI-74	28.6	28.0	32.8	3.5	7.1			Traces		Traces	0.3	Traces
CN-100	35.5	28.4	25.7	4.1	5.6			Traces	Traces	Traces	0.2	Traces
CAP-33	32.2	23.5	31.1	5.6	6.6		Traces	Traces	0.3	0.1	0.5	Traces
CAP-39	28.7	21.9	31.9	5.8	9.9		0.2			0.1	1.4	0.3
CAP-41	39.3	22.16	17.2	6.7	14.1		0.1			0.1	Traces	0.2
CAP-44	34.5	29.4	23.9	5.6	6.0		0.2			Traces	0.3	0.2

Monzogranites à biotite

Échantillon	Quartz	FK	Plagiocl.	Hornbl.	Biotite	Chlorite	Sphène	Oxydes	Epidote	Zircon	Allanite	Apatite	Fluorine
PSV-IV-9	43.2	36.2	19.5		0.9				Traces	Traces	Traces	Traces	
PSV-IV-5a	33.6	21.7	37.4		6.8			Traces	Traces	Traces	0.2	Traces	
PSV-IV-23	35.3	34.2	26.1			3.9		Traces	Traces	0.1	Traces	0.1	
PSV-IV-24a	31.3	33.5	24.2		6.4					Traces	Traces	Traces	
PSV-IV-72a	28.3	25.3	38.6			6.8			0.2	Traces	0.4	Traces	
PSV-IV-74	27.4	29.8	35.8			5.8		0.2	0.4	Traces	0.6		
PSV-IV-77	30.0	27.0	36.2	1.8	4.4				Traces	Traces	Traces		
PSV-IV-78	35.0	28.8	32.0	0.4	3.4			Traces	Traces	Traces	0.1	Traces	
PSV-IV-90b	38.6	29.3	28.2	Traces	3.5		Traces	0.1	Traces	Traces	Traces	Traces	
CRN-33b	28.2	32.9	29.6		8.6				0.1	0.1	0.6	Traces	
PSV-II-22	32.0	33.6	26.8			4.0		1.3	1.4	Traces	0.3	0.3	
CAP-31	31.5	19.2	26.9		20.7		Traces	0.4		0.1	0.2	Traces	1.0

Tableau 4.1 - (suite)

Les cristaux de plagioclase sont xénomorphes à subautomorphes, fins à très fins, modérément à fortement orientés. Ce minéral (Tableau 4.2) peut montrer une zonation de type continue, concentrique et normale ($An_{12-17} \rightarrow An_{0-8}$). Parfois des franges discontinues de composition albitique ($\sim An_0$) se forment sur le plagioclase au long de ces contacts. Des inclusions fines de quartz, zircon, allanite, apatite et de hornblende peuvent être observées. La saussuritisation est très fréquente étant d'intensité faible à localement forte. L'altération des clastes est comparativement plus intense que celle des néoblastes.

La hornblende (9.9 à 19.9% de la roche - Tableau 4.1) est en général de taille très fine (~ 0.1 mm) à fine (~ 3 mm), xénomorphe à subautomorphe. Les cristaux sont disposés selon une orientation préférentielle modérée à forte, formant des niveaux plus au moins discontinus. Ce minéral montre une couleur vert olive et un pléochroïsme faible à modéré (vert bleuâtre à vert brunâtre). Parfois on observe un zoning très discret, caractérisé par de fines bordures de couleur vert bleuâtre. Les cristaux d'amphibole peuvent englober partiellement des cristaux de quartz, feldspath potassique et plagioclase. Les minéraux accessoires, représentés par l'allanite, le zircon, l'ilménite et l'apatite, sont normalement associés aux cristaux de hornblende, généralement sous la forme d'inclusions. Cette amphibole (Tableau 4.2) se distingue par des teneurs très élevées en FeO (29.66-31.62%), Al_2O_3 (9.79-11.97%), Na_2O (1.26-1.56%) et en K_2O (2.14-2.58%), et faibles en MgO (1.10-1.45%) et TiO_2 (0.55-0.74%). Les rapports $Mg/(Mg+Fe)$ sont très bas et varient de 0.061 à 0.076. Ces caractéristiques chimiques permettent de classer les amphiboles comme étant de type ferro-pargasite.

Une texture de type symplectite est très fréquente le long des contacts entre hornblende et plagioclase ou feldspath potassique. Elle est formée d'une matrice albitique (An_{5-9}) dans laquelle croissent des vermicules de sphène. La matrice albitique forme soit des domaines allongés parallèlement aux contact des amphiboles, soit des invaginations dans ce minéral. Les vermicules de sphène croissent presque toujours perpendiculairement aux contacts entre la matrice albitique et la hornblende. La signification de cette texture sera discutée ultérieurement (Chapitre 5).

L'assemblage de minéraux accessoires est constitué d'allanite (la plus abondante et fréquemment métamicté), ilménite (fréquemment associée à l'amphibole ou transformée en sphène), zircon (habitus prismatique allongé, métamictisation variable) et apatite (presque toujours sous la forme d'inclusions). Les minéraux secondaires sont le sphène (altération de bordures de l'ilménite, symplectites avec l'albite), la chlorite, des oxydes et le stilpnomélane aux dépens de l'amphibole.

Composition chimique — Les monzogranites à hornblende (quatre échantillons analysés) ont des valeurs de SiO_2 situées entre 69.52 et 72.88%. Deux échantillons ont des teneurs en Al_2O_3 comprises entre 11.50 et 11.68% et deux entre 13.21 et 13.53%. Les roches du groupe à teneur plus faible en aluminium sont moins riches en alcalins ($Na_2O+K_2O= 6.47-6.71\%$) et plus riches en Fe_2O_3 (6.15-6.87%), par rapport aux roches plus alumineuses dont les sommes des

alcalins varient de 7.76 à 8.62% et dont les concentrations en Fe_2O_3 sont comprises entre 3.23 et 4.81%. Ces monzogranites à hornblende ont des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ très élevés (0.96-0.99). Ces différences sont aussi marquées par les éléments traces. Les roches plus alumineuses sont plus riches en Rb (144-182) et Sr (85-166) et pauvres en Y (76-90) et Zr (376-500), par rapport aux monzogranites moins alumineux (Rb= 44-66; Sr= 33-47; Y=109-118; Zr= 546-631). Les teneurs en Nb (31-34) sont similaires dans les deux groupes de monzogranites à hornblende (Tableau 4.15).

4.2.1.2- Monzogranites à hornblende et clinopyroxène

Gisement — Ce faciès affleure dans la partie est du massif, en domaines allongés approximativement E-W et en intime relation spatiale avec les monzogranites à hornblende (Figure 4.2). Les caractéristiques macroscopiques des monzogranites à clinopyroxène sont très semblables à celles des roches du faciès précédent.

Pétrographie — Les monzogranites à hornblende et clinopyroxène ont une minéralogie très similaire à celle des monzogranites à hornblende, à l'exception du clinopyroxène qui apparaît en quantités accessoires (~ 4%) (Tableau 4.1). Quartz et feldspath potassique ($\text{Or}_{95}\text{Ab}_5\text{An}_0$) montrent des caractéristiques similaires à celles décrites pour les monzogranites à hornblende. Le plagioclase, très semblable aux plagioclases du faciès précédent, est néanmoins plus riche en Anorthite (An_{45-47}). Les ferro-pargasites sont optiquement et texturalement similaires à celles du faciès précédent. Cependant, on peut noter un subtil enrichissement en MgO (3.50-3.79%), Al_2O_3 (11.60-12.16%) et TiO_2 (1.43-2.07%), ainsi qu'une chute des teneurs en FeO (25.56-26.22%). L'augmentation des contenus en MgO conduit à des rapports $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ comparativement plus hauts (0.190-0.206) par rapport au faciès précédent (Tableau 4.3).

Le clinopyroxène (vert clair pâle, très faible pléochroïsme) est très fin à fin, xénomorphe. En général, il montre une bonne orientation préférentielle. Chimiquement, il se distingue par des teneurs très élevées en FeO (18.78-20.6%) et CaO (21.96-22.71%) et des valeurs de MgO (6.02-6.63%) modérées. Les pourcentages de ses pôles ($\text{En}= 17.88-19.65\%$, $\text{Fs}= 31.96-35.20\%$, $\text{Wo}= 46.91-48.39\%$) permettent de le classer comme étant de type hédénbergite (Tableau 4.3). Parfois, le clinopyroxène montre des bordures partiellement transformées en hornblende vert olive. L'altération du clinopyroxène peut produire des masses de stilpnomélane auxquelles s'associent de très fins cristaux automorphes d'oxydes. L'assemblage de minéraux accessoires est formé d'allanite, zircon, ilménite et apatite.

Les minéraux d'altération sont l'épidote et le sphène. Le sphène est fin, xénomorphe à rarement subautomorphe et très souvent associé à la hornblende. Parfois, de très petits noyaux préservés d'oxydes se trouvent au coeur du sphène, mais dans la majorité des cas cette transformation paraît avoir été achevée.

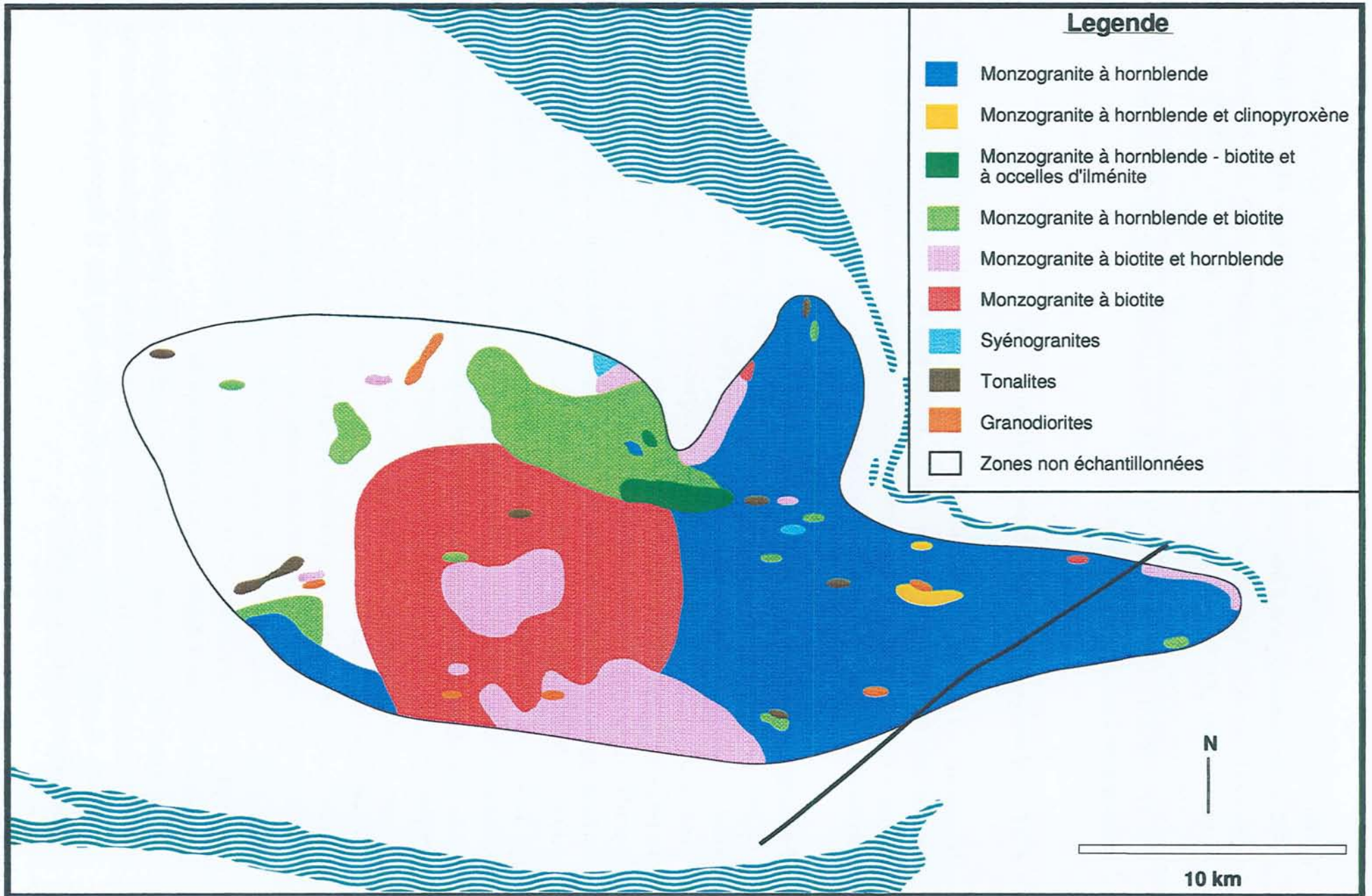


Figure 4.2 - Carte de faciès du Complexe Granitique Estrela

Composition chimique — Trois analyses de monzogranites à hornblende et clinopyroxène (Tableau 4.15) nous montrent des teneurs relativement élevées en SiO_2 (71.03-73.05%) et des valeurs peu variables de Al_2O_3 . Les sommes des alcalins varient de 6.27 à 7.50%. Les très bas contenus en MgO (0.04-0.06%) conduisent à des rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ très élevés (0.99). Le comportement des éléments traces est marqué par des teneurs fortes mais variables en Y (106-404), par des concentrations élevées en Nb (29-38) et Zr (545-589) et par des valeurs de Rb (84 et 117) et Sr (49-126) modérées à basses. Leurs caractéristiques sont très proches de celles des monzogranites à hornblende.

4.2.1.3- Monzogranites à hornblende et biotite

Gisement — Les monzogranites à hornblende et biotite se trouvent dans un domaine principal allongé WNW-ESE et qui est situé au Nord du massif. La couverture forestière, mieux préservée dans la partie nord-est du massif, empêche un bon échantillonnage dans ce secteur. Néanmoins, quelques occurrences de monzogranites à hornblende et biotite vers l'Ouest suggèrent que ce faciès se prolonge jusqu'aux parties les plus occidentales du complexe. Ces monzogranites se rencontrent de façon subordonnée dans des monzogranites à hornblende et des monzogranites à biotite (centre et Est du massif) et dans des tonalites et des monzogranites à hornblende et biotite (extrémité sud-ouest du massif) (Figure 4.2).

Pétrographie — Ces roches se distinguent par la prédominance de la hornblende (4.4 à 12.1%) sur la biotite (3.2 à 8.9%). Ces proportions en minéraux mafiques sont comparativement plus petites que celles observées dans les monzogranites à hornblende. Cette diminution de la teneur en minéraux mafiques dans les monzogranites à hornblende et biotite se reflète dans leur tonalité plus claire (Figure 4.1).

Le quartz et les feldspaths montrent une évolution texturale semblable à celle décrite dans les monzogranites à hornblende. Toutefois, quelques différences se résument à la formation plus fréquente de myrmékites entre les cristaux de feldspath potassique et de plagioclase. Les cristaux de plagioclase (Tableau 4.4) possèdent des compositions oligoclasiques (An_{13-20}) et des bordures albitiques (An_{7-10}), à l'exemple des monzogranites à hornblende. De même, la paragenèse de minéraux accessoires est semblable à celles des faciès décrits précédemment.

Les amphiboles (Tableau 4.4) sont vert bleuâtre à vert olive, subautomorphes à xénomorphes et modérément à fortement orientées. Elles se caractérisent par de hautes teneurs en FeO (30.59-32.75%), Al_2O_3 (10.45-10.99%), Na_2O (1.65-2.05%), K_2O (1.93-2.29%) et TiO_2 (1.11-1.54%). Leurs rapports XMg varient de 0.04 à 0.07. On notera la prédominance des ferro-pargasites sur les hornblendes ferro-pargasitiques.

N°Ech N°Anal.	Hornblende			
	CAP25 16	CAP25 18	CAP25 19	CAP25 20
SiO2	37.32	37.73	37.02	36.37
Al2O3	9.79	11.9	11.97	11.6
TiO2	1.83	0.79	0.55	0.74
FeO	31.62	30.03	29.93	30.41
MnO	0.23	0.11	0.14	0.28
MgO	1.45	1.38	1.1	1.33
CaO	11.03	10.96	11.25	10.92
Cr2O3			0.04	
NiO		0.02		0.14
Na2O	1.47	1.39	1.26	1.56
K2O	2.14	2.38	2.58	2.4
TOTAL	96.88	96.69	95.84	95.75
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)				
Si	6.162	6.195	6.142	6.065
Ti	0.227	0.098	0.069	0.093
AlIV	1.838	1.805	1.858	1.935
T	8.000	8.000	8.000	8.000
AIVI	0.067	0.498	0.482	0.345
Fe3+	0.396	0.166	0.282	0.352
Ti	0.227	0.098	0.069	0.093
Cr	0.000	0.000	0.005	0.000
Ni	0.000	0.003	0.000	0.019
Mg	0.357	0.338	0.272	0.331
Fe2+	3.970	3.958	3.870	3.889
Mn	0.032	0.015	0.020	0.040
C	5.049	5.075	5.000	5.068
Ca	1.951	1.928	2.000	1.951
Na (M4)	0.049	0.072	0.000	0.049
B	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.422	0.371	0.405	0.455
K	0.451	0.498	0.546	0.511
A	0.872	0.869	0.951	0.966
TOTAL	15.921	15.944	15.951	16.034
Fe2+(calc.)	28.752	28.822	27.895	27.887
Fe3+(calc.)	3.187	1.342	2.262	2.804
XMg	0.076	0.076	0.061	0.072
XFe	0.924	0.924	0.939	0.928

N°Ech N°Anal.	Microcline	Albite		Plagioclase	
	CAP5 5	CAP5 10	CAP5 11	CAP5 12	CAP5 32
SiO2	62.82	65.82	67.73	65.33	65.66
Al2O3	18.36	20.95	20.35	21.65	21.48
TiO2					
FeO	0.03	0.29	0.06	0.06	0.04
MnO					
MgO		0.01	0.01		0.03
CaO		1.91	1.01	2.84	2.45
Cr2O3					
NiO					
Na2O	0.56	10.60	10.94	10.01	10.27
K2O	15.90	0.19	0.06		0.25
TOTAL	97.67	99.77	100.16	99.89	100.18
F.S. (8 Oxygènes)					
Si	2.977	2.903	2.957	2.876	2.884
Al	1.025	1.089	1.047	1.123	1.112
Fe	0.001	0.011	0.002	0.002	0.001
Ca	0.000	0.090	0.047	0.134	0.115
Na	0.051	0.906	0.926	0.854	0.875
K	0.961	0.011	0.003	0.000	0.014
SOMME	5.016	5.010	4.983	4.990	5.002
%An	0.00	8.96	4.84	13.55	11.48
%Ab	5.08	89.98	94.82	86.45	87.12
%Or	94.92	1.06	0.34	0.00	1.40

Tableau 4.2 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de monzogranites à hornblende.

Clinopyroxène			Amphiboles			Microcline	Plagioclase			
N°Ech	CN55	CN55	N°Ech	CN55	CN55	CN55	N°Ech	CN55	CN55	CN55
N°Anal.	10	11	N°Anal.	6	7	9	N°Anal.	1	4	5
SiO2	49.91	49.95	SiO2	38.77	38.36	39.06	SiO2	64.04	57.62	57.26
Al2O3	0.95	0.58	Al2O3	11.80	12.16	12.05	Al2O3	17.98	27.31	27.37
TiO2	0.21	0.07	TiO2	1.93	1.43	1.66	TiO2			0.06
FeO	20.60	18.78	FeO	25.73	26.22	25.56	FeO	0.04	0.14	
MnO	0.52	0.44	MnO	0.12	0.22	0.36	MnO			0.08
MgO	6.02	6.63	MgO	3.79	3.50	3.73	MgO			
CaO	21.96	22.71	CaO	11.25	11.38	11.43	CaO		9.48	9.87
Cr2O3	0.03		Cr2O3				Cr2O3			
NiO	0.03	0.01	NiO		0.04	0.06	NiO		0.03	
Na2O	0.24	0.19	Na2O	1.38	1.26	1.18	Na2O	0.58	6.17	6.12
K2O			K2O	2.24	2.16	2.14	K2O	15.97	0.19	0.12
TOTAL	100.47	99.36	TOTAL	97.01	96.73	97.23	TOTAL	98.61	100.94	100.88
F.S. (6 Oxygènes)			F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)			F.S. (8 Oxygènes)				
Si	1.960	1.971	Si	5.875	6.168	6.233	Si	3.002	2.562	2.550
AlIV	0.040	0.027	AlIV	2.108	1.832	1.767	Al	0.993	1.431	1.436
T	2.000	1.998	T	7.983	8.000	8.000	Fe	0.002	0.005	0.000
AlVI	0.004	0.000	AlVI	0.000	0.472	0.500	Ca	0.000	0.452	0.471
Fe3+	0.041	0.040	Fe3+	0.000	0.168	0.053	Na	0.053	0.532	0.528
Ti	0.006	0.002	Ti	0.220	0.173	0.199	K	0.955	0.011	0.007
Cr	0.001	0.000	Cr	0.000	0.000	0.000	SOMME	5.005	4.993	4.992
Ni	0.001	0.000	Ni	0.000	0.005	0.008	%An	0.00	45.42	46.80
Mg	0.352	0.390	Mg	0.856	0.839	0.887	%Ab	5.23	53.50	52.52
Fe2+	0.635	0.579	Fe2+	3.454	3.358	3.358	%Or	94.77	1.08	0.68
Mn	0.017	0.015	Mn	0.015	0.030	0.049				
M1	1.058	1.027	C	4.545	5.045	5.053				
Ca	0.924	0.960	Ca	1.827	1.960	1.954				
Na	0.018	0.015	Na (M4)	0.173	0.040	0.046				
K	0.000	0.000	B	2.000	2.000	2.000				
%En	17.889	19.653	Na (A)	0.232	0.353	0.319				
%Fs	35.203	31.955	K	0.433	0.443	0.436				
%Wo	46.908	48.391	A	0.665	0.796	0.755				
XFe	0.657	0.614	TOTAL	15.193	15.841	15.808				
XMg	0.343	0.386	Fe2+(calc.)	25.730	24.971	25.165				
			Fe3+(calc.)	0.000	1.388	0.439				
			XMg	0.199	0.192	0.206				
			XFe	0.801	0.808	0.794				

Tableau 4.3 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de monzogranites à hornblende-clinopyroxène.

Les biotites sont brun à brun rougeâtre, subautomorphes à xénomorphes et disposées soit aléatoirement, soit selon une direction préférentielle. Dans certaines roches on vérifie que la biotite peut croître de deux façons différentes: en cristaux subautomorphes relativement bien développés ou en paillettes allongées disposées aléatoirement dans la matrice de la roche (Figure 4.3 b). Les paillettes de biotite peuvent localement recouper des cristaux d'amphibole. Les compositions des biotites (Tableau 4.4) subautomorphes et en paillette sont similaires. Leurs teneurs en FeO (33.32-37.32%), TiO₂ (2.83-4.78%) et en Al₂O₃ (12.19-13.13%) sont élevées, tandis que les concentrations en MgO (0.81-2.19%) sont basses et relativement variables. Les rapports Fe/(Fe+Mg) varient entre 0.90 et 0.96. Les valeurs de fluor sont extrêmement faibles (<0.05%).

Une variété texturale assez particulière de ces monzogranites à hornblende et biotite est liée à la présence d'ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite+biotite qui peuvent atteindre jusqu'à 3 cm de diamètre (Figures 4.3 c et d). Dans les roches plus déformées, elles prennent une forme allongée parallèle à la schistosité. Les cristaux d'ilménite sont automorphes à subautomorphes et peuvent être inclus dans des cristaux relativement bien développés de biotite. Cette roche possède aussi de nombreuses biotites en paillettes allongées et de disposition aléatoire. Dans ce cas il n'y a pas de différences compositionnelles significatives entre les biotites (Tableau 4.4) autour de l'ilménite (FeO= 33.2-33.9%; Al₂O₃= 12.2-12.7%; TiO₂= 3.91-4.28%; XFe= 0.93) et celles allongées, sauf un léger appauvrissement en Ti dans les dernières (FeO= 33.4%; Al₂O₃= 12.5-12.7%; TiO₂= 3.22-3.79%; XFe= 0.92-0.93). Le fluor apparaît en concentrations très basses (0.03 à 0.16%). Les amphiboles de ces variétés à ocelles ne montrent pas de différences avec les amphiboles des autres faciès, à l'exception d'une subtile diminution des teneurs en Al₂O₃. Leur composition chimique (Tableau 4.5) permet de les classer comme étant des hornblendes ferro-pargasitiques et ferro-pargasites (FeO= 31.65-33.01%; Al₂O₃= 9.27-9.56%; Na₂O= 1.68-1.85%; K₂O= 1.65-1.82%; XMg= 0.06).

Composition chimique — Les monzogranites à hornblende et biotite se distinguent chimiquement par des valeurs homogènes de SiO₂ (70.81-71.5%) et Al₂O₃ (12.97-13.65%). La somme des alcalins (7.46-7.89%) comme les rapports Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) (0.95-0.98) ne sont pas très variables. Le comportement des éléments traces est marqué par les fortes teneurs en Ba (915), Ce (316), Ga (23.5), Nb (25.3-30) et Zr (255-351). Les teneurs en Th (161) sont très importantes alors que celles en Rb (131-158), Sr (60.1) et Y (74 - 84) se trouvent en quantités modérées. Ces roches se distinguent des monzogranites à hornblende par des teneurs plus élevées en Al et Rb, et plus faibles en Zr et Y (Tableau 4.15).

N°Ech	Hornblende			
	CN22	CN22	CN24	CN24
N°Anal.	41	52	32	33
SiO2	37.62	37.13	37.45	37.06
Al2O3	10.99	10.80	10.45	10.83
TiO2	1.54	1.32	1.19	1.11
FeO	32.75	31.46	31.56	32.17
MnO	0.31	0.32	0.08	0.15
MgO	0.81	0.72	1.38	1.38
CaO	10.26	10.68	10.69	10.80
Cr2O3			0.02	0.02
NiO			0.11	0.10
Na2O	1.92	1.66	1.79	1.43
K2O	1.93	2.05	2.05	2.29
TOTAL	98.13	96.14	96.77	97.34
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)				
Si	6.162	6.192	6.197	6.086
Ti	0.190	0.166	0.148	0.137
AlIV	1.838	1.808	1.803	1.914
T	8.000	8.000	8.000	8.000
AIVI	0.283	0.315	0.235	0.183
Fe3+	0.163	0.190	0.233	0.492
Ti	0.190	0.166	0.148	0.137
Cr	0.000	0.000	0.003	0.003
Ni	0.000	0.000	0.015	0.013
Mg	0.198	0.179	0.340	0.338
Fe2+	4.323	4.198	4.135	3.926
Mn	0.043	0.045	0.011	0.021
C	5.200	5.092	5.119	5.113
Ca	1.800	1.908	1.895	1.900
Na (M4)	0.200	0.092	0.105	0.100
B	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.410	0.445	0.470	0.356
K	0.403	0.436	0.433	0.480
A	0.813	0.881	0.902	0.836
TOTAL	16.013	15.973	16.022	15.948
Fe2+(calc.)	31.561	30.100	29.877	28.585
Fe3+(calc.)	1.321	1.511	1.870	3.984
XMg	0.042	0.039	0.072	0.071
XFe	0.958	0.961	0.928	0.929

N°Ech	Biotite			
	CN24	CN24	CN22	CN22
N°Anal.	29	30	46	51
SiO2	33.11	33.85	33.37	33.06
Al2O3	12.74	12.19	12.70	12.60
TiO2	4.78	3.78	3.95	3.93
FeO	33.32	33.53	37.32	35.39
MnO	0.22	0.11	0.08	0.23
MgO	1.97	1.82	0.81	1.01
CaO	0.05			
Cr2O3		0.02		
NiO	0.13		0.05	0.11
Na2O	0.14	0.16	0.07	0.13
K2O	8.33	8.58	8.67	8.73
fluor				0.04
TOTAL	94.79	94.04	97.02	95.19
F.S. (22 Oxygènes)				
Si	5.496	5.666	5.509	5.536
AlIV	2.493	2.334	2.471	2.464
Z	7.989	8.000	7.980	8.000
AIVI	0.000	0.071	0.000	0.022
Cr	0.000	0.003	0.000	0.000
Fe	4.626	4.694	5.153	4.956
AIVI	0.000	0.071	0.000	0.022
Ni	0.017	0.000	0.007	0.015
Mg	0.487	0.454	0.199	0.252
Mn	0.031	0.016	0.011	0.033
Ti	0.597	0.476	0.490	0.495
Y	5.758	5.713	5.860	5.773
Ca	0.009	0.000	0.000	0.000
Na	0.045	0.052	0.022	0.042
K	1.764	1.832	1.826	1.865
X	1.818	1.884	1.848	1.907
XYZ	15.565	15.596	15.689	15.680
XFe	0.905	0.912	0.963	0.952

N°Ech	Microcline			Albite		Plagioclase				
	CN24	CN22	CN22	CN22	CN22	CN24	CN24	CN22	CN22	
N°Anal.	34	42	45	43	44	36	38	48	49	
SiO2	64.58	64.97	64.64	68.87	69.21	65.88	64.86	64.41	64.27	
Al2O3	18.11	18.32	18.43	19.62	19.61	21.50	21.99	22.29	22.27	
TiO2		0.05				0.02				
FeO	0.02	0.08	0.15	0.12	0.06	0.01	0.04	0.20	0.07	
MnO	0.01					0.04	0.10	0.04	0.04	
MgO				0.04			0.02			
CaO				0.41	0.41	2.67	3.25	3.89	4.11	
Cr2O3	0.02		0.04		0.02	0.02		0.01		
NiO					0.04	0.14	0.02			
Na2O	0.51	0.90	0.53	11.17	11.46	10.09	9.78	9.52	9.36	
K2O	15.86	15.62	16.17	0.09	0.12	0.08	0.24	0.25	0.28	
TOTAL	99.11	99.94	99.96	100.32	100.93	100.45	100.30	100.61	100.40	
F.S. (8 Oxygènes)										
Si	3.01	3.00	2.99	3.00	3.00	2.885	2.853	2.8313	2.8304	
Al	0.99	1.00	1.01	1.01	1.00	1.110	1.140	1.1548	1.1559	
Fe	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.000	0.001	0.0074	0.0026	
Ca	0.00	0.00	0.00	0.02	0.02	0.125	0.153	0.1832	0.1939	
Na	0.05	0.08	0.05	0.94	0.96	0.857	0.834	0.8114	0.7992	
K	0.94	0.92	0.95	0.00	0.01	0.004	0.013	0.014	0.0157	
SOMME	4.99	5.00	5.00	4.97	4.99	4.982	4.995	5.002	4.9977	
%An	0.00	0.00	0.00	1.98	1.93	12.70	15.31	18.165	19.222	
%Ab	4.66	8.05	4.75	97.51	97.40	86.85	83.35	80.446	79.219	
%Or	95.34	91.95	95.25	0.52	0.67	0.45	1.35	1.3899	1.5591	

Tableau 4.4 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de monzogranites à hornblende-biotite.

Légende de la planche 4.3

Figure 4.3 a - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant une forte foliation. Noter la recristallisation initiale des minéraux, les porphyroclastes d'amphibole en forme d'yeux et la disposition conjuguée des cisaillements.

Figure 4.3 b - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende e biotite montrant texture granoblastique. Noter les deux types de biotite: celles bien développées et celles en lamelles.

Figure 4.3 c - Photomicrographie (LPNA) de monzogranite à hornblende et biotite avec ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite et biotite.

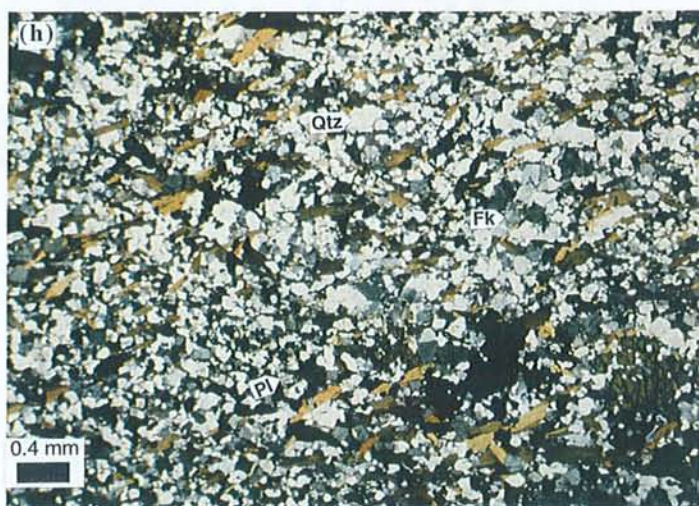
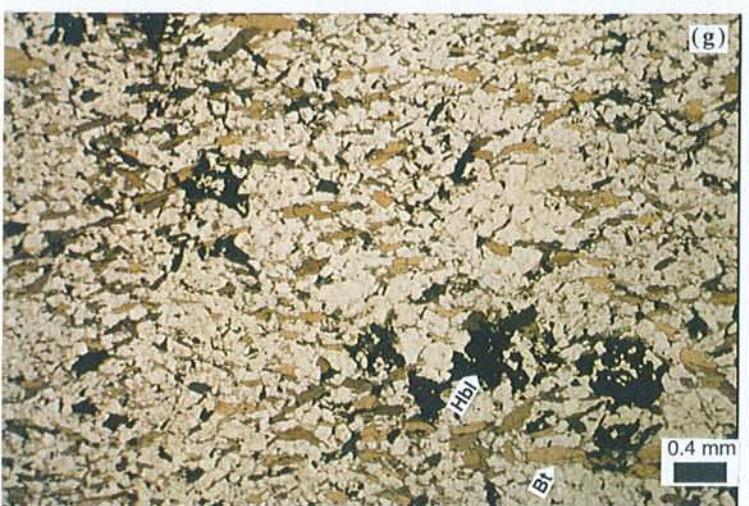
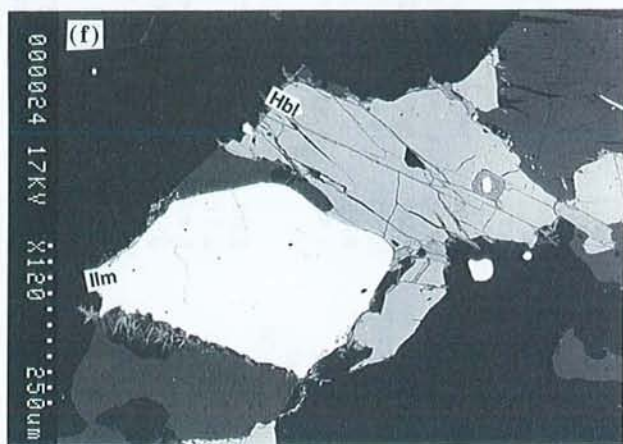
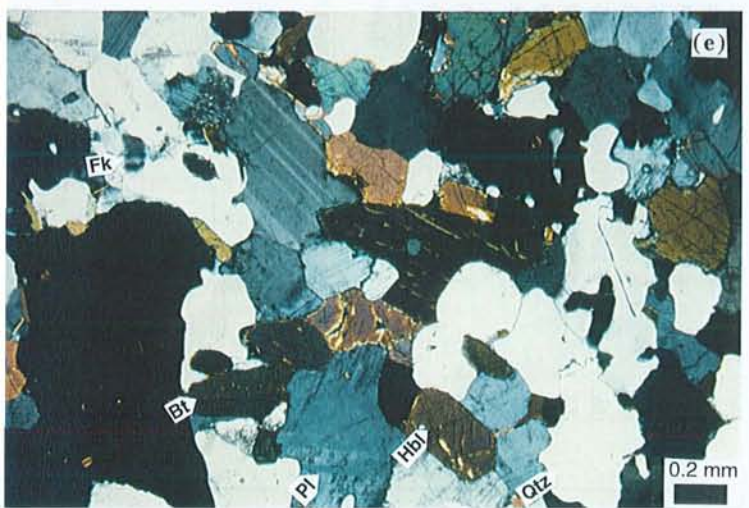
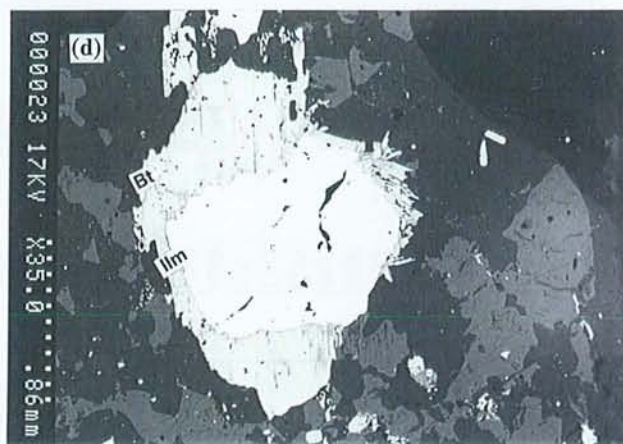
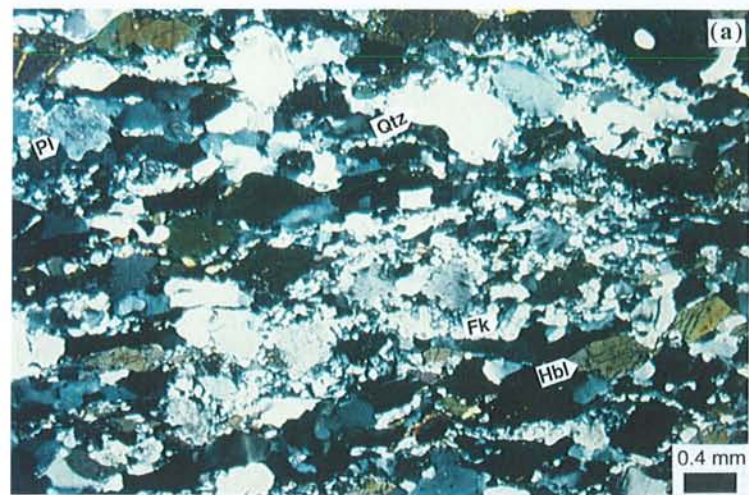
Figure 4.3 d - Photomicrographie en électrons rétro-diffusées montrant un détail de la photo précédente. Noter le cristal d'ilménite partiellement entouré par la biotite.

Figure 4.3 e - Photomicrographie (LPA) de tonalite à hornblende et biotite montrant texture granoblastique. Noter les relations en angle dièdre entre les minéraux.

Figure 4.3 f - Photomicrographie en électrons rétro-diffusées de tonalite à hornblende montrant un cristal d'ilménite homogène en association avec l'amphibole.

Figure 4.3 g - Photomicrographie (LPNA) de syénogranite à biotite et hornblende de faciès fin. Notez la bonne orientation préférentielle des cristaux non déformés de biotite et l'aspect poeciloblastique de l'amphibole.

Figure 4.3 h - Détail de photo précédente en LPA. Noter la texture granoblastique fine de la matrice quartzo-feldspathique.



Hornblende		
N°Ech	VI62	VI62
N°Anal.	18	28
SiO2	39.41	39.34
Al2O3	9.27	9.56
TiO2	1.55	1.14
FeO	31.65	33.01
MnO	0.18	0.10
MgO	1.23	1.16
CaO	10.50	10.35
Cr2O3		0.02
NiO		0.11
Na2O	1.74	1.68
K2O	1.59	1.82
TOTAL	97.12	98.29
F.S.(23 Oxygènes et 15 cations)		
Si	6.119	6.415
AlIV	1.696	1.585
T	7.815	8.000
AlVI	0.000	0.252
Fe3+	0.000	0.112
Ti	0.181	0.140
Cr	0.000	0.003
Ni	0.000	0.014
Mg	0.285	0.282
Fe2+	4.353	4.389
Mn	0.024	0.014
C	4.842	5.206
Ca	1.747	1.808
Na (M4)	0.253	0.192
B	2.000	2.000
Na (A)	0.271	0.339
K	0.315	0.379
A	0.585	0.718
TOTAL	15.243	15.924
Fe2+(calc.)	31.650	32.187
Fe3+(calc.)	0.000	0.915
XMg	0.061	0.059
XFe	0.939	0.941

Biotites				
N°Ech	VI62	VI62	VI62	VI62
N°Anal.	13	14	20	21
SiO2	32.83	33.40	33.90	33.65
Al2O3	12.16	12.49	12.68	12.44
TiO2	3.96	3.79	4.28	4.11
FeO	35.62	35.02	35.02	34.72
MnO	0.15		0.02	
MgO	1.58	1.41	1.41	1.40
CaO				
Cr2O3			0.02	
NiO	0.02		0.14	0.04
Na2O	0.11	0.02		0.06
K2O	8.42	8.69	8.69	8.50
fluor	0.10	0.07	0.09	
TOTAL	94.85	94.82	96.16	94.92
F.S. (22 Oxygènes)				
Si	5.519	5.586	5.577	5.604
AlIV	2.409	2.414	2.423	2.396
Z	7.928	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.000	0.049	0.035	0.045
Cr	0.000	0.000	0.003	0.000
Fe	5.007	4.899	4.818	4.835
AlVI	0.000	0.049	0.035	0.045
Ni	0.003	0.000	0.019	0.005
Mg	0.396	0.352	0.346	0.348
Mn	0.021	0.000	0.003	0.000
Ti	0.501	0.477	0.529	0.515
Y	5.928	5.775	5.752	5.748
Ca	0.000	0.000	0.000	0.000
Na	0.036	0.006	0.000	0.019
K	1.806	1.854	1.824	1.806
X	1.841	1.861	1.824	1.825
XYZ	15.697	15.636	15.575	15.573
XFe	0.927	0.933	0.933	0.933

Microcline		Plagioclase	
N°Ech	VI62	VI62	VI62
N°Anal.	27	23	25
SiO2	66.15	66.14	66.65
Al2O3	18.67	20.92	20.20
TiO2	0.01		
FeO			0.07
MnO			
MgO	0.01		
CaO		2.21	1.67
Cr2O3			0.01
NiO			0.04
Na2O	5.34	10.58	9.88
K2O	8.72	0.20	1.25
TOTAL	98.9	100.05	99.77
F.S. (8 Oxygènes)			
Si	3.010	2.910	2.940
Al	1.000	1.080	1.050
Fe	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.100	0.080
Na	0.470	0.900	0.850
K	0.510	0.010	0.070
SOMME	4.980	5.010	4.990
%An	0.00	10.23	7.94
%Ab	48.21	88.66	84.99
%Or	51.79	1.10	7.07

Tableau 4.5 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de monzogranites à hornblende-biotite à ocoles d'ilménite.

Les concentrations en terres rares (Tab. 4.15) sont très fortes ($\Sigma\text{ETR} = 736$) et leur comportement est fractionné $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 21.3]$. Ce fractionnement est plus important du côté des terres rares légères $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 7.78]$. Le fractionnement des terres rares lourdes est faible $[(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.78]$ et l'anomalie négative d'Eu $[(\text{Eu}/\text{Eu})^* = 0.29]$ est très accentuée (Fig. 4.10).

Les variétés à ocelles des monzogranites à hornblende et biotite (Tab. 4.15) montrent des valeurs de SiO_2 (69.73-69.83) un peu plus faibles, mais une chute plus accentuée de Al_2O_3 (11.44-11.60%) dont les valeurs s'approchent de celles des monzogranites à hornblende. La somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 6.68-7.21\%$) et les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO})$ (0.98) sont très élevés comme dans les roches des autres faciès. En ce qui concerne les éléments traces, on observe des concentrations importantes en Ba (650), Ce (134), Ga (23.5), Nb (26.8-34), Y (100-131) et Zr (555-640). Les teneurs en Rb (102-168) et Th (19.4) sont modérées tandis que celles en Sr (14.8-47) sont relativement basses. Ces roches à ocelles montrent de fortes concentrations en terres rares ($\Sigma\text{ETR} = 350$) dont le spectre est modérément fractionné $[(\text{La}/\text{Yb})_{\text{N}} = 4.45]$. Le fractionnement des terres rares lourdes $[(\text{Gd}/\text{Yb})_{\text{N}} = 1.14]$ est négligeable; l'anomalie négative d'Eu $[(\text{Eu}/\text{Eu})^* = 0.55]$ et le fractionnement des terres rares légères $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 3.09]$ sont modérés (Fig. 4.10).

4.2.1.4- Monzogranites à biotite et hornblende

Gisement — Ces monzogranites se concentrent en deux domaines principaux, proches l'un de l'autre, situés l'un près du centre du massif, parmi les monzogranites à biotite, et l'autre à l'extrémité sud du massif. Ces deux domaines ont des formes irrégulières et allongées dans la direction E-W, approximativement. D'autres occurrences de dimensions plus réduites sont également répertoriées dans les monzogranites à hornblende, les monzogranites à hornblende et biotite (Est et Nord), et dans les monzogranites à hornblende et biotite, granodiorites et tonalites (extrémité ouest). Localement, on peut trouver des enclaves anguleuses de taille décimétrique de monzogranites à biotite et hornblende dans des monzogranites à biotite leucocrates, proche du contact entre ces deux faciès (Figure 4.4 b).

Pétrographie — Ces monzogranites se distinguent par la prédominance de la biotite (3.6-14.7%) sur la hornblende (2.0-8.2%). On note aussi une tendance à la diminution des proportions de minéraux ferromagnésiens par rapport aux faciès antérieurement décrits (Figure 4.1; Tableau 4.1). Les minéraux sont à grain fin (0.3-3.0 mm) et modérément à fortement orientés.

Le quartz est inéquigranulaire, en général très recristallisé. Il est également inclus dans le plagioclase, le microcline, la biotite et l'amphibole.

Hornblende			Biotites		Microcline		Plagioclase	
N°Ech	CAP41	CAP41	N°Ech	CAP41	N°Ech	CAP 41	CAP 41	
N°Anal.	20	21	N°Anal.	22	N°Anal.	23.00	24.00	
SiO2	37.64	37.51	SiO2	32.72	SiO2	64.19	63.40	
Al2O3	10.44	10.63	Al2O3	13.58	Al2O3	17.84	21.51	
TiO2	1.04	1.03	TiO2	3.20	TiO2	0.05		
FeO	31.7	32.49	FeO	35.46	FeO		0.05	
MnO	0.53	0.4	MnO	0.29	MnO	0.07		
MgO	0.38	0.44	MgO	0.61	MgO			
CaO	10.43	10.6	CaO		CaO		5.05	
Cr2O3			Cr2O3		Cr2O3			
NiO	0.14		NiO		NiO			
Na2O	1.59	1.78	Na2O	0.18	Na2O	0.51	9.51	
K2O	1.85	1.77	K2O	8.86	K2O	15.97	0.24	
TOTAL	95.74	96.65	TOTAL	94.90	TOTAL	98.63	99.76	
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)			F.S. (22 Oxygènes)		F.S. (8 Oxygènes)			
Si	6.314	6.228	Si	5.499	Si	3.008	2.823	
Ti	0.131	0.129	AlIV	2.501	Al	0.985	1.129	
AlIV	1.686	1.772	Z	8.000	Fe	0.000	0.002	
T	8.000	8.000			Ca	0.000	0.241	
			AlVI	0.189	Na	0.046	0.821	
AlVI	0.377	0.309	Cr	0.000	K	0.955	0.014	
Fe3+	0.096	0.258	Fe	4.984	SOMME	4.994	5.030	
Ti	0.131	0.129	AlVI	0.189	%An	0.000	22.399	
Cr	0.000	0.000	Ni	0.000	%Ab	4.629	76.333	
Ni	0.019	0.000	Mg	0.153	%Or	95.371	1.267	
Mg	0.095	0.109	Mn	0.041				
Fe2+	4.351	4.254	Ti	0.404				
Mn	0.075	0.056	Y	5.772				
C	5.144	5.114						
			Ca	0.000				
Ca	1.874	1.886	Na	0.059				
Na (M4)	0.126	0.114	K	1.900				
B	2.000	2.000						
			X	1.958				
Na (A)	0.392	0.459	XYZ	15.730				
K	0.396	0.375						
A	0.787	0.834	XFe	0.970				
TOTAL	15.932	15.948						
Fe2+(calc.)	31.015	30.635						
Fe3+(calc.)	0.761	2.062						
XMg	0.021	0.024						
XFe	0.979	0.976						

Tableau 4.6 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de monzogranites à biotite-hornblende.

Les cristaux de feldspath potassique sont subautomorphes à xénomorphes. Les macles en quadrillage sont bien développées; les myrmékites sont abondantes et les perthites peuvent être distinguées en microperthites et perthites en flamme.

Les plagioclases (Tableau 4.6) de composition oligoclasique (An_{22}) sont subautomorphes à xénomorphes. Localement, on observe des lamelles de microcline sur les cristaux de plagioclase. Ce minéral est altéré de façon variable, mais généralement ses bordures sont moins affectées.

Les biotites sont brun à brun clair, subautomorphes à xénomorphes. Parfois les biotites forment des agrégats orientés et souvent elles sont associées aux amphiboles. En général, les compositions chimiques des biotites (Tableau 4.6) ressemblent beaucoup à celles des biotites du faciès précédent mais on peut remarquer, quand même, une très faible augmentation des teneurs en Al_2O_3 et des rapports XFe ($FeO= 32.72\%$; $Al_2O_3= 13.58\%$; $TiO_2= 3.2\%$; $XFe= 0.97$). Des inclusions de zircon et d'allanite sont fréquentes et peuvent produire des halos pléochroïques. Dans certains cas la biotite montre un remplacement partiel de ses bordures par de fins cristaux de sphène. L'épidote, et moins souvent des lamelles d'opaques, peuvent être produites par l'altération de la biotite, et dans ce cas les deux premiers minéraux croissent parallèlement aux clivages du dernier.

Les amphiboles sont vert bleuâtre à vert olive, xénomorphes à subautomorphes. Elles se caractérisent par des teneurs élevées en FeO (31.7-32.5%), Al_2O_3 (10.44-10.63%), TiO_2 (1.03-1.04%), Na_2O (1.59-1.78%) et K_2O (1.77-1.85%). Les rapports XMg se situent entre 0.021 et 0.024. Ces compositions se trouvent dans les champs des hornblendes ferro-pargasitiques et ferro-pargasites (Tableau 4.6). Les hornblendes peuvent montrer assez souvent une faible altération le long de leurs bordures ou de fractures (très fins agrégats de stilpnomélane).

L'assemblage minéral accessoire est équivalent à celui des autres roches. Néanmoins, dans les monzogranites à biotite et hornblende, l'allanite peut prédominer sur les autres minéraux accessoires.

Composition chimique — Les monzogranites à biotite et hornblende (Tableau 4.15) sont caractérisés par de fortes concentrations en SiO_2 (70.41-73.12%), par des valeurs homogènes de Al_2O_3 (13.37-13.69%) et par des rapports $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ élevés (0.93-0.97). La somme des alcalins est également importante ($Na_2O+K_2O= 6.64-7.86\%$). Les roches de ce faciès sont très riches en éléments incompatibles parmi lesquels on peut remarquer le Ce (355-441) et le Th (136-222). Pour les autres éléments traces, quelques-uns montrent des concentrations relativement variables, comme par exemple Rb (160-287), Y (50-102), Nb (27-45) et Zr (217-429). Les concentrations en Ba (685-766), Sr (56-84) et Ga (26.6-28.9) sont relativement élevées et moins variables. Les monzogranites à biotite et hornblende sont très riches en terres rares ($\Sigma ETR= 733-942$). Le spectre de terres rares est bien fractionné $[(La/Yb)_N= 18.99-26.95]$, principalement du côté des terres rares légères $[(La/Sm)_N= 7.23-$

7.53]. Le fractionnement des terres rares lourdes est faible (1.73-2.33) et les anomalies négatives d'Eu [(Eu/Eu)*= 0.26-0.27] sont bien marquées (Fig. 4.10).

4.2.1.5- Monzogranites à biotite

Gisement — Les monzogranites à biotite affleurent dans un grand domaine approximativement circulaire qui s'étend du centre vers la partie centre-ouest du massif. Des occurrences localisées de monzogranite à biotite ont été observées dans les parties nord et est du complexe, près des contacts (Figure 4.2). Ces monzogranites à biotite peuvent localement englober des fragments anguleux de monzogranites à hornblende et biotite riches en ferromagnésiens (Figure 4.4 c).

Pétrographie — Les monzogranites à biotite se distinguent par une couleur gris clair traduisant une forte diminution des minéraux mafiques ($\leq 8.6\%$ - Tableau 4.1). Ces roches montrent généralement une foliation qui varie de faible à forte et qui est définie par l'orientation préférentielle des minéraux, en particulier des cristaux de biotite. Il est vrai que la diminution de la quantité de minéraux mafiques rend parfois difficile l'identification de cette foliation. Les minéraux sont en général xénomorphes à subautomorphes.

Le quartz (0.3 à 5 mm) montre presque toujours une déformation et une recristallisation, mais à des degrés variables. La présence de petits grains subautomorphes de quartz, sous la forme d'inclusions dans des cristaux de plagioclase et de microcline est très fréquente.

Le feldspath potassique (Or₉₅₋₉₇Ab₃₋₅An₀) (~0.3-3 mm) contient de fréquentes microperthites, tandis que les perthites "en flamme" sont moins abondantes. Les myrmékites, parfois nombreuses et bien développées, se forment entre les cristaux de microcline et de plagioclase, ou encore dans les domaines de néoblastes de feldspath potassique. Localement, on peut noter la présence de fins cristaux subautomorphes de plagioclase inclus dans le microcline. L'intensité de la recristallisation est très variable.

Les cristaux de plagioclase (0.5-2.5 mm) ont des teneurs en Anorthite (Tableau 4.7) variant de 18 à 20%, et sur quelques sections, une zonation discrète de type continue et normale (An₁₈ → An₁₆ → An₁₃ du coeur vers la bordure). Des relations mutuelles d'interpénétration sont quelquefois observées entre le plagioclase et la biotite. Les cristaux de plagioclase ont été saussuritisés à différents degrés et localement cette altération se traduit par la formation d'agrégats d'épidote.

La biotite (vert olive à vert brunâtre avec pléochroïsme modéré dans les brun clair et brun verdâtre) forme dans les roches les plus foliées des niveaux fins plus ou moins continus et parfois ondulés autour de porphyroclastes de feldspaths. Chimiquement, ce minéral est caractérisé (Tableau 4.7) par des teneurs fortes en FeO (32.2-34.32%) et en Al₂O₃ (14.21-14.56%) et modérées en MgO (2.68-3.17%) et TiO₂ (1.46-1.92%). Les rapports Fe/(Fe+Mg) se situent entre 0.858 et 0.874. Les teneurs en fluor varient de 0.13 à 0.26%.

Biotite			Microcline		Plagioclase		
N°Ech	CRN33	CRN33	N°Ech	CRN33	CRN33	CRN33	CRN33
N°Anal.	41	54	N°Anal.	42	43	47	48
SiO2	33.89	32.98	SiO2	65.28	64.46	63.74	63.12
Al2O3	14.49	14.33	Al2O3	18.21	18.03	21.96	22.95
TiO2	1.71	1.46	TiO2				0.03
FeO	33.13	34.32	FeO	0.03			0.01
MnO	0.28	0.17	MnO	0.15			
MgO	2.68	3.17	MgO		0.01		0.01
CaO			CaO			3.7	4.24
Cr2O3	0.01		Cr2O3				
NiO	0.07	0.09	NiO				
Na2O	0.06	0.03	Na2O	0.52	0.34	9.49	9.04
K2O	9.05	8.47	K2O	16.23	16.29	0.13	0.28
fluor	0.17	0.18	TOTAL	100.42	99.13	99.02	99.68
TOTAL	95.37	95.02					
F.S. (22 Oxygènes)			F.S. (8 Oxygènes)				
Si	5.572	5.473	Si	3.006	3.006	2.84	2.80
AlIV	2.428	2.527	Al	0.988	0.991	1.15	1.20
Z	8.000	8.000	Fe	0.001	0.000	0.00	0.00
			Ca	0.000	0.000	0.18	0.20
AIVI	0.380	0.276	Na	0.046	0.031	0.82	0.78
Cr	0.001	0.000	K	0.953	0.969	0.01	0.02
Fe	4.555	4.763	SOMME	4.994	4.997	5.00	4.99
AIVI	0.380	0.276	%An	0.00	0.00	17.60	20.26
Ni	0.009	0.012	%Ab	4.64	3.07	81.67	78.15
Mg	0.657	0.784	%Or	95.36	96.93	0.74	1.59
Mn	0.039	0.024					
Ti	0.211	0.182					
Y	5.853	6.042					
Ca	0.000	0.000					
Na	0.019	0.010					
K	1.898	1.793					
X	1.917	1.803					
XYZ	15.770	15.844					
XFe	0.874	0.859					

Tableau 4.7 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de monzogranites à biotite.

La paragenèse accessoire, en plus de l'allanite et du zircon, se distingue des faciès précédents par la présence de cristaux très petits de fluorine qui s'associent en général à la biotite.

Composition chimique — Les monzogranites à biotite (Tableau 4.15) sont distingués chimiquement par de fortes valeurs de SiO_2 (71.67-75.06%), par des concentrations en Al_2O_3 (13.25-13.75%) modérées et par des sommes des alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) qui se situent entre 8.06 et 8.40%. Les teneurs en Fe_2O_3 varient de 2.30 à 4.56% étant, comparativement aux monzogranites enrichis en hornblende, un peu plus basses. Les rapports $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ sont très hauts et très peu variables (0.96-0.98). Par rapport aux monzogranites contenant de la hornblende, les monzogranites à biotite montrent un accroissement des valeurs de Rb (200-331) et une chute des concentrations en Y (13-88) et en Zr (146-273), les teneurs en Sr (55-81) et Nb (21-35) restant semblables. Par rapport aux autres faciès, on notera une chute importante des teneurs en FeO, Y et Zr, opposée à une augmentation des alcalins et Rb.

4.2.2- Syénogranites à hornblende

Gisement — Ces roches se trouvent très localement (CRN 8, VIII-34) dans la partie orientale du massif, où prédominent les monzogranites à hornblende (Figure 4.2).

Pétrographie — Comme les roches monzogranitiques contenant de la hornblende, les syénogranites ont une couleur grise liée aux importantes valeurs modales en hornblende (14.9% à 17.3%). Les cristaux sont finement cristallisés et modérément à fortement orientés.

Composition chimique — La seule analyse de syénogranite disponible (Tableau 4.15) montre une forte teneur en SiO_2 (72.28%) et une concentration en Al_2O_3 de 11.44%. L'augmentation de la proportion de feldspath potassique entraîne une hausse de K_2O (5.56%) et de la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}= 7.28\%$). Le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{Fe}_2\text{O}_3+\text{MgO})$ est, à l'exemple des autres roches du complexe granitique, très élevé (0.98). Ces roches montrent des teneurs très élevées en Zr (505) et Nb (23), modérées en Y (79) et Rb (87) et faible en Sr (27).

4.2.3- Granodiorites

Les granodiorites affleurent parmi d'autres faciès dans des domaines restreints. Trois variétés de granodiorites peuvent être distinguées sur la base de la proportion de leurs constituants mafiques: à hornblende, à hornblende et biotite, et à biotite et hornblende. Les granodiorites sont des roches à grain fin et de couleur grise à gris clair, modérément à fortement foliées.

4.2.3.1- Granodiorites à hornblende

Gisement — Les granodiorites à hornblende se trouvent d'une manière très localisée dans les monzogranites à hornblende au Sud-Est (VIII-14, CAP 5), à l'Est (VIII-23), et à l'extrémité nord-est (CD 25) du massif (Figure 4.2).

Pétrographie — Excepté l'abondance du plagioclase, ces roches sont très similaires aux monzogranites à hornblende dont elles représentent des variations de faciès. Elles sont à grain fin, de couleur gris clair et fortement à modérément foliées.

Le quartz présente les mêmes caractères que dans les autres faciès du complexe granitique. Le feldspath potassique ($Or_{95}Ab_5Or_0$) est xénomorphe à subautomorphe, fréquemment avec des macles "en quadrillé". Les perthites sont de type micropertites, "en film", et "en flamme". Le plagioclase saussuritisés à différents degrés, est de type oligoclase sodique (Tableau 4.8), avec des teneurs en An variables (11.5-13.6% pour les clastes, 4-9% pour les néoblastes).

Les amphiboles (vert bleuâtre à vert olive) sont à grain fin à très fin. Leurs teneurs en FeO (30.71-32.31%), Al_2O_3 (9.51-11.45%), Na_2O (1.29-1.49%) et en K_2O (1.98-2.61%) sont fortes, tandis que celles en MgO (0.81-0.97%) sont très faibles. Les concentrations en TiO_2 se situent entre 1.10 et 1.45, mais une valeur de 0.34 a été localement déterminée. Les rapports $Mg/(Mg+Fe)$ se situent entre 0.045 et 0.051, ce qui nous permet de les classer comme étant des hornblendes ferro-pargasitiques (Tableau 4.8). Parfois une zonation faible se traduit par une fine bordure de couleur vert bleuâtre. La formation de symplectites à sphène et albite entre les cristaux de hornblende et les feldspaths peut être aussi commune dans ces roches.

L'assemblage de minéraux accessoires est constitué de petits cristaux subautomorphes à automorphes d'allanite, d'apatite, de zircon et d'ilménite. Cette dernière est fortement transformée en sphène.

Composition chimique — L'échantillon analysé (Tableau 4.15) montre une valeur de SiO_2 (72.43%) comparable à celle des monzogranites. La teneur en Al_2O_3 est de 11.30%, les alcalins (Na_2O+K_2O) somment à 5.68% et le rapport $Fe_2O_3/(Fe_2O_3+MgO)$ est très élevé (0.98). Les teneurs de la majorité des éléments incompatibles sont très importantes, comme l'illustrent les valeurs élevées de Ba (860), Ce (282), Nb (32), Th (40.3), Y (138) et Zr (632). Par contre Rb (53) et Sr (73) se présentent en quantités modérées. La concentration en Ga est de 26.6 ppm dans cette roche. Cette granodiorite à hornblende est très riche en terres rares ($\Sigma ETR=642$). Le spectre (Fig; 4.10) montre une pente modérée [$(La/Yb)_N=6.34$], un fractionnement modéré des terres rares légères [$(La/Sm)_N=3.77$], une forte anomalie négative d'Eu [$(Eu/Eu)^*=0.35$] et un fractionnement très discret des terres rares lourdes [$(Ga/Yb)_N=1.22$].

N°Ech N°Anal.	Hornblende			
	CAP5 1	CAP5 4	CAP5 15	CAP5 29
SiO2	37.82	36.74	38.15	38.08
Al2O3	9.76	11.45	10.03	10.36
TiO2	1.45	0.36	1.14	1.18
FeO	32.17	30.71	31.79	32.31
MnO	0.38	0.34	0.53	0.38
MgO	0.85	0.81	0.87	0.87
CaO	10.58	10.94	10.99	10.93
Cr2O3				
NiO		0.03		
Na2O	1.49	1.29	1.42	1.52
K2O	1.98	2.61	2.16	2.16
TOTAL	96.48	95.28	97.08	97.79
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)				
Si	6.286	6.164	6.293	6.241
Ti	0.181	0.045	0.141	0.145
AlIV	1.714	1.836	1.707	1.759
T	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.198	0.428	0.243	0.242
Fe3+	0.253	0.331	0.273	0.292
Ti	0.181	0.045	0.141	0.145
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.004	0.000	0.000
Mg	0.211	0.203	0.214	0.213
Fe2+	4.219	3.978	4.113	4.136
Mn	0.054	0.048	0.074	0.053
C	5.116	5.037	5.058	5.081
Ca	1.884	1.967	1.942	1.919
Na (M4)	0.116	0.033	0.058	0.081
B	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.364	0.386	0.396	0.402
K	0.420	0.559	0.455	0.452
A	0.784	0.945	0.851	0.854
TOTAL	15.900	15.982	15.909	15.935
Fe2+(calc.)	30.354	28.354	29.814	30.179
Fe3+(calc.)	2.019	2.618	2.196	2.368
XMg	0.045	0.045	0.047	0.046
XFe	0.955	0.955	0.953	0.954

N°Ech N°Anal.	Microcline	Albite	Plagioclase		
	CAP5 5	11	CAP5 10	CAP5 13	CAP5 32
SiO2	62.82	67.73	65.82	65.25	65.66
Al2O3	18.36	20.35	20.95	21.66	21.48
TiO2				0.08	
FeO	0.03	0.06	0.29	0.18	0.04
MnO					
MgO		0.01	0.01		0.03
CaO		1.01	1.91	2.81	2.45
Cr2O3					
NiO					
Na2O	0.56	10.94	10.6	10.2	10.27
K2O	15.9	0.06	0.19	0.23	0.25
TOTAL	97.67	100.16	99.77	100.41	100.18
F.S. (8 Oxygènes)					
Si	2.977	2.957	2.903	2.866	2.884
Al	1.025	1.047	1.089	1.121	1.112
Fe	0.001	0.002	0.011	0.007	0.001
Ca	0.000	0.047	0.090	0.132	0.115
Na	0.051	0.926	0.906	0.869	0.875
K	0.961	0.003	0.011	0.013	0.014
SOMME	5.016	4.983	5.010	5.008	5.002
%An	0.00	4.84	8.96	13.04	11.48
%Ab	5.08	94.82	89.98	85.68	87.12
%Or	94.92	0.34	1.06	1.27	1.40

Tableau 4.8 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de granodiorite à hornblende.

4.2.3.2- Granodiorites à hornblende et biotite

Gisement — Les granodiorites à hornblende et biotite (CRN 6) se rencontrent à proximité de la partie est du complexe granitique, en intercalations dans les monzogranites à biotite et à hornblende et biotite (Figure 4.2).

Pétrographie — Ces roches sont de couleur gris clair, à grain fin et faiblement foliées. La minéralogie principale et accessoire, ainsi que l'évolution texturale, sont très semblables à celles des monzogranites et granodiorites à hornblende et biotite. Dans ces granodiorites les proportions estimées de hornblende et biotite sont de 10% et 4%, respectivement.

4.2.3.3- Granodiorites à biotite et hornblende

Gisement — Les granodiorites à biotite et hornblende apparaissent en quelques endroits concentrés au Nord et dans la partie sud-ouest du complexe (II-03, II-07).

Pétrographie — Ces roches se distinguent par la prédominance de la biotite (~5-15%) sur la hornblende (~1-3%). Leurs traits pétrographiques sont très semblables à ceux des monzogranites à hornblende et biotite et à ceux des granodiorites à hornblende et biotite.

Le quartz apparaît comme des cristaux fins (~0.4-2.5 mm), xénomorphes, allongés (amandes) et disposés selon une bonne orientation préférentielle.

Les cristaux de plagioclase sont fins (1-2 mm), subautomorphes à xénomorphes, modérément orientés. Une zonation non oscillatoire très discrète est localement observée. La fracturation peut être forte et la saussuritisation peut varier de faible à modérée.

Le feldspath potassique se trouve en cristaux interstitiels très fins. Les perthites "en flamme" et les myrmékites sont rarement présentes.

La biotite (brune à fort pléochroïsme) est très fine (0.3 mm) à fine (3 mm), subautomorphe et disposée selon une bonne orientation préférentielle. Elle forme parfois des agrégats qui s'associent à la hornblende. Localement, la biotite se montre partiellement altérée en épidote. Des inclusions très petites d'apatite et de zircon sont quelquefois observées. Le zircon peut développer des halos pléochroïques sur la biotite.

L'amphibole (vert olive à vert bleuâtre) est fine (0.3-3 mm), xénomorphe à subautomorphe, et relativement bien orientée, bien qu'il y ait quelques cristaux disposés aléatoirement. Localement la hornblende se montre corrodée ou fragmentée, mais les symplectites (sphène+albite) sont absentes. La fracturation peut atteindre ce minéral et y provoquer une altération localisée qui sera exprimée par la formation de franges de stilpnomélane.

4.2.4- Tonalites

Les tonalites apparaissent partout dans le massif granitique mais en domaines de dimensions réduites. Ainsi comme les autres faciès, les tonalites peuvent aussi avoir des variations pétrographiques distinguées sur la base de la proportion de minéraux mafiques. Ces sous-faciès sont représentés par des tonalites à hornblende et clinopyroxène, à hornblende, à hornblende et biotite, et à biotite et hornblende.

4.2.4.1- Tonalites à hornblende et clinopyroxène

Gisement — Cette variété de tonalite affleure d'une façon très localisée, soit au Nord-ouest du complexe granitique (I-50), proche d'une occurrence de tonalite à hornblende, soit à l'Est dans les monzogranites à hornblende (CD 26).

Pétrographie — Ces roches se distinguent par une couleur gris clair, des cristaux fins et une foliation faible à modérée.

Le quartz (0.2-2 mm), xénomorphe et disposé selon une bonne orientation préférentielle, montre des degrés de recristallisation variables. Le plagioclase (0.3-2.0 mm), xénomorphe à subautomorphe, faiblement orienté est un oligoclase (An₁₇). Localement, une très discrète zonation non oscillatoire peut être notée.

Les amphiboles (0.25-1.5 mm) sont xénomorphes à subautomorphes, de couleur vert olive et relativement bien orientés. La proportion d'amphibole peut atteindre 8% de la roche. Parfois on observe une zonation discrète qui est définie par une bordure à couleur vert bleuâtre. Les symplectites à albite+sphène n'apparaissent qu'à un stade initial.

Le clinopyroxène (vert pâle, pléochroïsme faible vert jaunâtre pâle, vert brunâtre pâle et vert bleuâtre pâle) avec des angles d'extinction variant de 43 à 44° (biréfringence: 0.023-0.030) doit appartenir à la série diopside-hédenbergite. Il peut constituer jusqu'à 4% de la roche et montrer une fracturation modérée et, quelquefois, une corrosion et une altération partielles (bordures d'ouralite et de stilpnomélane, et moins souvent d'amphibole vert olive).

Parmi les minéraux accessoires on trouve l'allanite, l'apatite, le zircon et l'ilménite à l'exemple de la paragenèse accessoire des autres faciès. L'ilménite peut être fortement déstabilisée en nombreux cristaux de sphène de taille fine.

4.2.4.2- Tonalites à hornblende

Gisement — Les tonalites à hornblende affleurent à l'extrémité nord-ouest (CD 25) du massif et dans les parties nord (VII-66) et centrale (VI-55) ces roches s'associent en intime relation spatiale avec les monzogranites à hornblende.

Pétrographie — Ces roches sont à grain fin, de couleur gris clair et pourvues d'une foliation modérée, qui est définie par l'orientation des minéraux lesquels peuvent être disposés en niveaux fins, discontinus et enrichis en minéraux mafiques qui s'intercalent à des niveaux quartzo-feldspathiques.

4.2.4.3- Tonalites à hornblende et biotite

Gisement — Ces tonalites peu fréquentes, apparaissent dans les parties sud-ouest (CAP 40, CD 38) et centrale (IV-71) du massif.

Pétrographie — Ces roches montrent une couleur gris clair et une foliation qui est d'absente à très peu développée.

Les grains de quartz sont fins (0.5-3 mm) mais parfois relativement bien développés (6 mm), xénomorphes et disposés aléatoirement. Les marques de déformation se résument à l'extinction ondulante et à la formation de sous-grains. Les cristaux de feldspath potassique (microcline) sont très fins et n'apparaissent que de façon interstitielle. Le plagioclase (0.3-3.0 mm) est un oligoclase (An₂₁₋₂₃). Une faible zonation non oscillatoire est parfois observée.

L'amphibole (vert olive à vert brunâtre clair) représente 13% de la roche. Elle apparaît en cristaux fins (0.2-2.0 mm), xénomorphes à subautomorphes, non orientés. Parfois il est possible d'identifier une bordure fine à couleur vert bleuâtre. Ce minéral se distingue (Tableau 4.9) par des teneurs élevées en FeO (23.99-24.11%), en Al₂O₃ (9.21-9.34%), en MgO (5.35-5.55%), en Na₂O (1.52-1.59%) et en K₂O (1.55-1.57%). Les rapports Mg/(Mg+Fe) se situent entre 0.274 et 0.281. Cela nous permet de classer les amphiboles comme des hornblendes ferro-pargasitiques. Ces hornblendes possèdent généralement d'inclusions de quartz, de plagioclase, d'allanite et d'apatite.

Les cristaux de biotite (0.25-2.5 mm) sont brun rougeâtre à brun jaunâtre clair, xénomorphes à subautomorphes et non orientés. Sa proportion peut atteindre ~11% de la roche. Généralement, la biotite est associée aux amphiboles et, localement, elle peut être corrodée et transformée partiellement en épidote ou sphène. De fines inclusions de zircon et de minéraux opaques sont trouvées dans la biotite. Ce minéral (Tableau 4.9) se caractérise par des teneurs élevées en FeO (25.53-26.35%), en Al₂O₃ (13.24-13.42%), en MgO (6.79-6.90%) et en TiO₂ (3.46-3.68%). Les rapports Fe/(Fe+Mg) sont très homogènes (0.678-0.682) et les concentrations en fluor varient de 0.20 à 0.49%.

Hornblende				Biotite			Microcline			Plagioclase	
N°Ech	CAP40	CAP40	CAP40	N°Ech	CAP40	CAP40	N°Ech	CAP40	CAP40	CAP40	CAP40
N°Anal.	26	28	34	N°Anal.	29	35	N°Anal.	38	39	36	37
SiO2	41.85	41.61	41.41	SiO2	35.77	35.37	SiO2	63.97	64.67	62.94	62.59
Al2O3	9.34	9.21	9.23	Al2O3	13.42	13.24	Al2O3	18.29	17.89	23.17	23.57
TiO2	1.69	1.75	1.80	TiO2	3.68	3.46	TiO2			0.04	
FeO	23.99	24.11	24.03	FeO	25.53	26.35	FeO	0.12		0.07	
MnO	0.19	0.28	0.19	MnO	0.30	0.09	MnO			0.03	
MgO	5.55	5.46	5.35	MgO	6.79	6.90	MgO				
CaO	11.12	10.98	11.42	CaO			CaO			4.58	5.06
Cr2O3				Cr2O3	0.06		Cr2O3				
NiO	0.04			NiO		0.07	NiO	0.01		0.07	
Na2O	1.59	1.56	1.52	Na2O	0.21	0.15	Na2O	0.58	0.59	8.65	9.02
K2O	1.56	1.55	1.57	K2O	9.41	9.33	K2O	15.67	16.03	0.34	0.19
TOTAL	96.92	96.51	96.52	fluor	0.56	0.49	TOTAL				
				TOTAL	95.17	94.96					
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)				F.S. (22 Oxygènes)			F.S. (8 Oxygènes)				
Si	6.300	6.299	6.271	Si	5.670	5.643	Si	2.994	3.012	2.789	2.764
Ti	0.191	0.199	0.205	Al	2.330	2.357	Al	1.009	0.982	1.210	1.227
AlIV	1.657	1.643	1.647	AlIV	8.000	8.000	Fe	0.005	0.000	0.003	0.000
T	7.957	7.942	7.918	Z			Ca	0.000	0.000	0.217	0.239
							Na	0.053	0.053	0.743	0.772
AlVI	0.000	0.000	0.000	AlVI	0.176	0.132	K	0.936	0.952	0.019	0.011
Fe3+	0.000	0.000	0.000	Cr	0.008	0.000	SOMME	4.995	5.000	4.981	5.014
Ti	0.191	0.199	0.205	Fe	3.384	3.516					
Cr	0.000	0.000	0.000	AlVI	0.176	0.132	%An	0.000	0.000	22.192	23.416
Ni	0.005	0.000	0.000	Ni	0.000	0.009	%Ab	5.326	5.298	75.847	75.537
Mg	1.245	1.232	1.208	Mg	1.604	1.641	%Or	94.674	94.702	1.961	1.047
Fe2+	3.183	3.215	3.203	Mn	0.040	0.012					
Mn	0.024	0.036	0.024	Ti	0.439	0.415					
C	4.649	4.682	4.640	Y	5.651	5.725					
Ca	1.794	1.781	1.853	Ca	0.000	0.000					
Na (M4)	0.206	0.219	0.147	Na	0.065	0.046					
B	2.000	2.000	2.000	K	1.903	1.899					
				X	1.967	1.945					
Na (A)	0.258	0.239	0.299								
K	0.300	0.299	0.303	XYZ	15.618	15.670					
A	0.557	0.538	0.602	XFe	0.678	0.682					
TOTAL	15.163	15.162	15.160								
Fe2+(calc.)	23.990	24.110	24.030								
Fe3+(calc.)	0.000	0.000	0.000								
XMg	0.281	0.277	0.274								
XFe	0.719	0.723	0.726								

Tableau 4.9 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de tonalite à hornblende et biotite.

Composition chimique — L'analyse d'un échantillon (Tab. 4.15) nous montre, par rapport aux monzogranites, une plus faible valeur de SiO₂ (63.34%) qui est contrebalancée par l'augmentation de Al₂O₃ (15.17%). Les concentrations en MgO (1.50%) et en CaO (4.42%) sont plus élevées que celles des monzogranites, avec un rapport Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) plus bas (0.83). Les teneurs en Ce (115), Ga (28.5), Nb (27.3), Th (28.5) et Zr (437) sont élevées, alors que celles en Y (68) et en Ba (315) restent modérées. Comme on peut l'attendre, l'augmentation en CaO entraîne une hausse de la teneur en Sr (145). Les terres rares assez abondantes ($\Sigma\text{ETR}= 275$) sont marquées par un fractionnement modéré des terres rares légères [(La/Sm)_N= 3.04], par une anomalie négative en Eu [(Eu/Eu)*= 0.45] et par un fractionnement négligeable des terres rares lourdes [(Ga/Yb)_N= 1.21].

4.2.4.4- Tonalites à biotite et hornblende

Gisement — Les tonalites à biotite et hornblende apparaissent très localement dans la partie nord-est (VII-7) du complexe granitique. Normalement, ces roches se trouvent associées aux monzogranites à hornblende.

Pétrographie — La minéralogie et les textures de ces roches sont très similaires à celles des tonalites à hornblende et biotite décrites ci-dessus, à l'exception des rapports amphibole/biotite.

4.2.5- Les faciès à grain très fin

Les faciès à grain fin méritent d'être décrits séparément puisqu'ils se distinguent principalement par les couleurs grisâtres (richesse en minéraux mafiques) et par le fait qu'ils sont trouvés souvent sur les bordures du massif. Comme dans les faciès décrits antérieurement, on a pu caractériser différentes variétés pétrographiques selon les proportions modales de quartz, feldspath potassique, plagioclase et de minéraux ferromagnésiens: syénogranites à biotite et hornblende, monzogranites (à hornblende, à hornblende et biotite, à biotite et hornblende et à biotite) et des tonalites à hornblende.

4.2.5.1- Syénogranites à biotite et hornblende à grain fin

Gisement — Les syénogranites à biotite et hornblende à grain fin apparaissent au Nord du massif, associés parfois à des monzogranites à biotite et hornblende. Ces syénogranites fins peuvent montrer des contacts brusques avec des roches à grain plus grossier et à fort rubanement (Figure 4.4 b).

Pétrographie — Ces roches montrent en général une couleur grise ou gris foncé en raison de leurs teneurs élevées en minéraux ferromagnésiens (29.8%). On peut décrire de petits agrégats orientés de minéraux ferromagnésiens. Ces agrégats montrent des couleurs gris foncé, ce qui permet de les distinguer de la matrice de la roche (Figure 5.8 d). Fréquemment les roches à grain fin sont recoupées par des veines aplitiques à proximité desquelles on vérifie la présence de nombreux agrégats enrichis en minéraux mafiques (Figure 5.15 d). Ces roches de faciès fin présentent une foliation qui varie de faible à très nette. Cependant, il est possible aussi d'observer des roches pas ou très peu foliées.

À l'échelle microscopique, ces roches montrent plusieurs similitudes avec les roches comparativement plus grossières. Toutefois, on peut souvent remarquer une forte tendance au développement d'une texture granoblastique ou granoblastique orientée qui s'exprime par les contacts rectilignes à légèrement courbes entre les cristaux. Dans les cas des textures granoblastiques orientées, on peut noter que les minéraux ferromagnésiens sont les plus orientés. Les feldspaths montrent une orientation préférentielle modérée tandis que les grains de quartz sont disposés d'une façon pas ou peu orientée.

Les grains de quartz sont xénomorphes à subautomorphes et peu orientés. Ils montrent normalement une extinction ondulante forte qui peut progresser vers des sous-grains et des néoblastes. Ces derniers se touchent par des contacts rectilignes à légèrement courbes.

Le feldspath potassique se présente comme des cristaux subautomorphes et pas ou peu orientés. Les macles "en quadrillé" sont peu développées et les perthites en flamme peuvent apparaître. Les cristaux de plagioclase sont subautomorphes et faiblement orientés. Une zonation normale et non oscillatoire (Tableau 4.10) est dénotée par des noyaux à An₂₀, contrastant avec les bordures plus albitiques (An₁₁).

Les cristaux d'amphibole sont vert bleuâtre à vert olive, subautomorphes, très fins et en général bien orientés. Quelquefois on peut décrire des cristaux de hornblende bien développés et qui se distinguent par leur aspect poeciloblastique. Ces poeciloblastes englobent souvent de petits cristaux de quartz, de feldspaths et parfois de biotite. Les symplectites sont très rares à absentes mais, localement, quelques unes - en stade initial - peuvent être vues. Ces amphiboles (Tableau 4.10) se distinguent par de hautes teneurs en FeO (29.98-30.49%), Al₂O₃ (10.92-11.3%), Na₂O (1.53-1.69%) et en K₂O (1.92-2.15%). Les concentrations en MgO (1.63-1.82%) sont modérées et leurs rapports XMg varient de 0.09 à 0.10.

Les cristaux de biotite sont de couleur brune, subautomorphes et disposés ou bien aléatoirement, ou bien selon une bonne orientation préférentielle (sans déformation interne). La biotite se montre fréquemment sous la forme d'agrégats qui, eux, peuvent s'associer aux amphiboles. Ces biotites (Tableau 4.10) présentent des valeurs élevées de FeO (31.6-33.0%), TiO₂ (2.9-3.4%) et de Al₂O₃ (13.2-13.7%). Les concentrations en MgO sont relativement hautes (2.59-3.06%) et leurs rapports Fe/(Fe+Mg) se trouvent entre 0.86 et 0.88.

La population de minéraux accessoires, à l'exemple des autres roches décrites antérieurement, est formée d'allanite, de zircon, d'ilménite et d'apatite.

Hornblende			Biotite			Plagioclase		
N°Ech	CAP35	CAP35	N°Ech	CAP35	CAP35	N°Ech	CAP35	CAP35
N°Anal.	39	45	N°Anal.	40	47	N°Anal.	36	41
SiO2	37.93	37.44	SiO2	33.27	33.34	SiO2	62.57	62.98
Al2O3	10.92	11.30	Al2O3	13.70	13.17	Al2O3	22.64	23.08
TiO2	1.36	1.01	TiO2	2.94	3.27	TiO2		
FeO	30.49	29.98	FeO	33.02	31.64	FeO		0.03
MnO	0.22	0.18	MnO	0.14	0.15	MnO		0.02
MgO	1.81	1.63	MgO	3.06	2.69	MgO	0.03	
CaO	10.77	10.88	CaO	0.01		CaO	4.23	4.43
Cr2O3	0.04		Cr2O3	0.02		Cr2O3		
NiO		0.06	NiO		0.09	NiO	0.03	
Na2O	1.69	1.53	Na2O	0.01	0.07	Na2O	9.15	8.86
K2O	2.12	2.15	K2O	9.37	9.09	K2O	0.17	0.27
TOTAL	97.35	96.10	fluor	0.22	0.11	TOTAL	98.82	99.67
			TOTAL	95.54	93.51			
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)			F.S. (22 Oxygènes)			F.S. (8 Oxygènes)		
Si	6.199	6.183	Si	5.483	5.581	Si	2.800	2.794
AlIV	1.801	1.817	AlIV	2.517	2.419	Al	1.194	1.207
T	0.080	0.080	Z	8.000	8.000	Fe	0.000	0.001
						Ca	0.203	0.211
AlVI	0.303	0.382	AlVI	0.144	0.180	Na	0.794	0.762
Fe3+	0.181	0.225	Cr	0.003	0.000	K	0.010	0.015
Ti	0.167	0.125	Fe	4.551	4.430	SOMME	5.001	4.990
Cr	0.005	0.000	Ni	0.000	0.012			
Ni	0.000	0.008	Mg	0.752	0.671	%An	20.15	21.31
Mg	0.441	0.401	Mn	0.020	0.021	%Ab	78.88	77.14
Fe2+	3.987	3.916	Ti	0.364	0.412	%Or	0.96	1.55
Mn	0.030	0.025	Y	5.833	5.726			
C	5.114	5.083						
			Ca	0.002	0.000			
Ca	1.886	1.925	Na	0.003	0.023			
Na (M4)	0.114	0.075	K	1.970	1.941			
B	0.020	0.020						
			X	1.975	1.964			
Na (A)	0.422	0.415	XYZ	15.808	15.690			
K	0.442	0.453						
A	0.864	0.868	XFe	0.858	0.868			
TOTAL	15.978	15.951						
Fe2+(calc.)	29.167	28.352						
Fe3+(calc.)	1.471	1.809						
XMg	0.096	0.088						
XFe	0.904	0.912						

Tableau 4.10 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de syénogranite à hornblende-biotite.

Composition chimique — La seule analyse (Tableau 4.15) nous montre une teneur en SiO₂ (67.3%) un peu plus faible par rapport à celle des monzogranites à biotite et hornblende de grain plus gros. Le contenu en Al₂O₃ est de 11.50%. Cette roche présente des hausses de concentrations en Fe₂O₃ (9.33%) et en MgO (0.54%). Le rapport Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) (0.95) reste comparable à celui des roches des autres faciès. La proportion importante en K₂O (5.20%) conduit à des sommes relativement importantes des alcalins (7.16%).

Les éléments traces sont marqués par des concentrations extrêmement élevées en Ba (1968) et fortes en éléments incompatibles (Ce= 158; Nb= 26; Th= 25; Y= 99.6 et Zr= 625) et en Ga (24.5). Les contenus de Rb (170) paraissent correspondre à la valeur de potassium.

Les éléments terres rares se présentent en concentrations importantes (Σ ETR= 379) et leur comportement (Fig. 4.10) est souligné par un fractionnement modéré des terres rares légères [(La/Sm)_N=3.26], par une anomalie négative d'Eu [(Eu/Eu)*= 0.65) modérée et par un spectre plat du côté des terres rares lourdes, ce qui marque leur fractionnement négligeable [(Gd/Yb)_N=1.13].

4.2.5.2- Monzogranites à hornblende et biotite et à biotite et hornblende

Gisement — Ces monzogranites à grain fin affleurent principalement au Nord et à l'Est du massif. De même que dans les syénogranites fins décrits précédemment, on observe des relations de contact abrupt entre les roches de faciès fin et les variétés à grain relativement plus grossier. Les monzogranites à grain fin sont parfois recoupés par des monzogranites à grain grossier.

Pétrographie — Ces roches ressemblent beaucoup aux syénogranites à faciès fin décrits antérieurement. Dans le cas des monzogranites, on peut aussi remarquer une couleur grise à gris foncé due à l'importante quantité de minéraux ferromagnésiens qui peuvent aussi former des agrégats orientés. Ces monzogranites montrent une foliation qui varie de faible à modérée dans la partie nord, mais qui peut être très forte dans la portion orientale du complexe.

Dans les roches peu déformées, la texture granoblastique est exprimée par les cristaux peu orientés et aux contacts rectilignes. Les amphiboles poeciloblastiques peuvent parfois être décrites. Les grains de quartz sont subautomorphes à xénomorphes, faiblement orientés et ils montrent généralement un degré considérable de recristallisation puisqu'ils forment, en effet, des agrégats de néoblastes polygonaux.

Les cristaux de plagioclase montrent une composition peu variable (~An₁₀) et quelquefois une zonation faible, de type continue et non oscillatoire qui est dénotée par les bordures albitiques (~An₂).

4.2.5.3- Monzogranites à biotite à grain fin

Gisement — Ces roches sont plus facilement trouvées dans la partie sud du massif, mais quelques occurrences sont aussi observées très localement, aux limites nord.

Pétrographie— Les monzogranites à biotite de faciès fin se distinguent par une couleur grise à gris clair qui varie en raison de leurs proportions modales de biotite dont le contenu peut varier de 5% jusqu'à 20%.

Dans les faciès non déformés, les minéraux ne sont pas orientés et ont des contacts plutôt rectilignes. Les grains de quartz sont fortement recristallisés (agrégats de néoblastes polygonaux). Dans les faciès déformés, le quartz montre un très fort degré d'orientation et de recristallisation.

Les cristaux de feldspath potassique sont subautomorphes, non déformés et peu orientés. Le quadrillage est relativement bien développé. Le plagioclase apparaît aussi sous la forme de cristaux fins, subautomorphes, dépourvus d'orientation préférentielle et de déformation. Les compositions des plagioclases (Tableau 4.11) de monzogranites à biotite des faciès fins varient de l'albite (~An9) jusqu'à l'oligoclase sodique (~An13).

Lorsque les cristaux de biotite montrent une meilleure orientation préférentielle on observe l'existence d'une texture granoblastique orientée. Dans un monzogranite fin (CAP 31), riche en biotite (20.7%), ce minéral montre des teneurs élevées en FeO (33.3-35.1%), en Al₂O₃ (13.7-14.1%) et en TiO₂ (2.5-2.9%). Les valeurs de MgO sont relativement basses (0.65-0.83) et leurs rapports Fe/(Fe+Mg) se situent entre 0.96-0.97 (Tableau 4.11). Autour des cristaux de biotite on peut remarquer fréquemment de très petits cristaux subautomorphes d'oxydes. Des lamelles d'oxydes se développent parfois le long de ses clivages.

La fluorine apparaît dans l'assemblage accessoire en cristaux très fins normalement associés à la biotite. Les autres minéraux accessoires sont l'allanite, l'apatite et le zircon.

Composition chimique— La seule analyse dont on dispose (Tableau 4.15) montre une concentration en SiO₂ de 68.51% et en Al₂O₃ de 11.39%. Le contenu en Fe₂O₃ est très élevé (9.34%) comparativement à MgO (0.16%) avec un rapport Fe₂O₃/(Fe₂O₃+MgO) de 0.98. La somme de alcalins atteint 6.19%. En ce qui concerne le comportement des éléments traces, cette roche se distingue par une valeur élevée de Ga (28.5) et par de hautes concentrations en Ba (857), Ce (152), Nb (37), Th (24), Y (136) et en Zr (577). La teneur en Rb (397) est très haute, comparativement à celles des autres faciès et fortement contrastée avec le bas contenu de Sr (16.6). L'échantillon analysé est très enrichi en terres rares (Σ ETR= 378). L'allure de ces éléments (Fig. 4.10) est marquée par un fractionnement modéré des terres légères [(La/Sm)_N= 3.54], par une forte anomalie négative d'Eu [(Eu/Eu)*= 0.37] et par un spectre plat du côté des terres rares lourdes [(Gd/Yb)_N= 1.04].

Biotite		
N°Ech	CAP31	CAP31
N°Anal.	1	10
SiO2	34.5	33.79
Al2O3	13.79	14.11
TiO2	2.85	2.71
FeO	35.17	35.19
MnO	0.25	0.06
MgO	0.72	0.83
CaO		0.04
Cr2O3		
NiO		
Na2O	0.08	0.04
K2O	8.62	8.77
fluor	0.02	0.02
TOTAL	95.98	95.54
F.S. (22 Oxygènes)		
Si	5.667	5.590
AlIV	2.333	2.410
Z	8.000	8.000
AlVI	0.336	0.341
Cr	0.000	0.000
Fe	4.831	4.868
AlVI	0.336	0.341
Ni	0.000	0.000
Mg	0.176	0.205
Mn	0.035	0.008
Ti	0.352	0.337
Y	5.731	5.759
Ca	0.000	0.007
Na	0.025	0.013
K	1.806	1.851
X	1.832	1.871
XYZ	15.562	15.630
XFe	0.965	0.960

Microcline			Plagioclase	
N°Ech	CAP31	CAP31	CAP31	CAP31
N°Anal.	4	5	12	13
SiO2	63.5	63.75	67.08	67.92
Al2O3	18.16	18.2	21.39	20.89
TiO2				
FeO	0.04			0.01
MnO	0.11	0.04		0.06
MgO	0.02		0.01	
CaO			2.48	1.87
Cr2O3				
NiO		0.04	0.04	
Na2O	0.37	0.36	9.46	10.45
K2O	16.36	16.07	0.05	0.02
TOTAL	98.56	98.46	100.51	101.22
F.S. (8 Oxygènes)				
Si	2.987	2.994		2.937
Al	1.007	1.007	1.097	1.065
Fe	0.002	0.000	0.000	0.000
Ca	0.000	0.000	0.116	0.087
Na	0.034	0.033	0.798	0.876
K	0.982	0.963	0.003	0.001
SOMME	5.011	4.997	4.932	4.967
%An	0.00	0.00	12.62	8.99
%Ab	3.32	3.29	87.08	90.90
%Or	96.68	96.71	0.30	0.11

Tableau 4.11 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives des minéraux de monzogranite à biotite - faciès fin.

4.5.2.4- Tonalite à hornblende à grain fin

Gisement — Ces tonalites à grain fin ne sont pas très abondantes et se limitent apparemment à la partie sud-ouest du massif.

Pétrographie — Les tonalites à hornblende de faciès fin ne montrent pas de différences texturales importantes par rapport aux tonalites à hornblende à grain plus gros.

4.2.6- Pegmatites à hornblende et faciès associés

4.2.6.1- Pegmatites à hornblende

Gisement — Les pegmatites à hornblende sont ubiquistes dans le Complexe Granitique Estrela. Elles apparaissent en veines d'épaisseur centimétrique à décimétrique, sous la forme de dykes d'épaisseur métrique ou encore comme des masses diffuses dans les roches-hôte. Ces veines et dykes sont ou discordants ou parallèles avec la foliation/schistosité du matériel encaissant (Figures 4.4 d et e). Dans le premier cas, les limites des filons sont nettes et rectilignes; en revanche, dans la seconde situation les veines peuvent montrer des contacts ondulés qui sont parfois flous, dénotant un comportement structural complexe (Chapitre 5).

Pétrographie — Ces pegmatites sont formées d'une matrice monzogranitique à grain grossier, de couleur gris clair à gris blanchâtre. A cette matrice s'ajoute une quantité variable de phénocristaux de hornblende. Elles sont structurées de façon variable.

Le quartz xénomorphe à subautomorphe, est disposé aléatoirement dans les roches isotropes ou modérément à fortement orienté dans des roches plus foliées. Sa recristallisation est générale. Le feldspath potassique se trouve sous la forme de cristaux subautomorphes de microcline, de taille moyenne à grossière, non ou modérément orientés. Les perthites peuvent être très développées (en goutte, en film, en flamme, micropertthites). Le plagioclase (Tableau 4.12) est un oligoclase sodique (An₁₃) subautomorphe, de taille moyenne et non ou modérément orienté. L'altération varie de faible à modérée et se manifeste d'une façon plus intense au coeur des cristaux (formation de séricite et parfois de carbonates).

Les amphiboles sont vert olive, automorphes à xénomorphes et de dimensions qui varient de 0.5 à 5 centimètres de longueur. Une zonation marquée par de fines bordures à couleur vert bleuâtre peut être décrite sur certains cristaux. Ce minéral se présente localement en cristaux creux dont le coeur est rempli de quartz et plagioclase. Ce remplissage présente un aspect "en crayon", orienté parallèlement à l'axe *c* des amphiboles. Vues selon leurs sections basales, les amphiboles montrent un habitus automorphe hexagonal.

N°Ech N°Anal.	Hornblende				N°Ech N°Anal.	Microcline		Plagioclase
	CN23 1	CN23 2	CN23 3	CN23 4		cn23 7	cn23 6	cn23 10
SiO2	37.30	37.30	37.53	36.91	SiO2	64.73	64.48	65.88
Al2O3	10.19	10.43	10.42	11.62	Al2O3	18.43	18.12	21.82
TiO2	1.58	1.60	0.90	0.87	TiO2			
FeO	31.08	30.84	31.40	30.80	FeO			
MnO	0.28	0.28	0.18	0.15	MnO			0.01
MgO	1.24	1.30	1.37	1.06	MgO	0.02		0.05
CaO	10.83	10.96	10.76	11.05	CaO			2.79
Cr2O3				0.01	Cr2O3		0.02	
NiO	0.03		0.02	0.01	NiO		0.04	0.04
Na2O	1.50	1.45	1.66	1.06	Na2O	0.30	0.36	9.74
K2O	1.93	2.15	2.22	2.47	K2O	16.59	16.44	0.10
TOTAL	95.96	96.31	96.46	96.01	TOTAL	100.07	99.46	100.43
F.S. (23 Oxygènes et 15 cations)					F.S. (8 Oxygènes)			
Si	6.204	6.182	6.222	6.113	Si	0.000	0.000	0.000
AlIV	1.796	1.818	1.778	1.887	Al	3.996	3.980	4.019
T	8.000	8.000	8.000	8.000	Fe	0.000	0.000	0.000
AlVI	0.202	0.219	0.259	0.381	Ca	0.000	0.000	0.467
Fe3+	0.297	0.279	0.286	0.423	Na	0.107	0.130	2.952
Ti	0.198	0.199	0.112	0.108	K	3.893	3.909	0.020
Cr	0.000	0.000	0.000	0.001	SOMME	7.997	8.019	7.458
Ni	0.004	0.000	0.003	0.001	%An	0.00	0.00	13.59
Mg	0.307	0.321	0.339	0.262	%Ab	2.67	3.22	85.83
Fe2+	4.026	3.995	4.068	3.843	%Or	97.33	96.78	0.58
Mn	0.039	0.039	0.025	0.021				
C	5.074	5.054	5.091	5.041				
Ca	1.930	1.946	1.911	1.961				
Na (M4)	0.070	0.054	0.089	0.039				
B	2.000	2.000	2.000	2.000				
Na (A)	0.414	0.412	0.445	0.301				
K	0.410	0.455	0.470	0.522				
A	0.823	0.867	0.915	0.823				
TOTAL	15.897	15.921	16.006	15.864				
Fe2+(calc.)	28.944	28.825	29.338	27.744				
Fe3+(calc.)	2.374	2.240	2.292	3.396				
Mg*	0.066	0.070	0.072	0.058				
XFe	0.934	0.930	0.928	0.942				

Tableau 4.12 - Données chimiques (%pds) et formules structurales représentatives de minéraux de pegmatite à hornblende.

Dans les roches à matrice anisotrope les phénocristaux d'amphibole peuvent être disposés ou aléatoirement ou selon une orientation préférentielle. Dans les roches comparativement plus déformées on observe tout un éventail d'intensités d'orientation préférentielle, de déformation et de recristallisation des cristaux d'amphibole dont l'évolution texturale sera discutée plus loin (Chapitre 5). Les amphiboles montrent des teneurs élevées et homogènes (Tableau 4.12) en FeO (30.8-31.4%), Al₂O₃ (10.19-11.62%), K₂O (1.93-2.47%) et Na₂O (1.06-1.66%). Les concentrations en MgO (1.06-1.37%) sont basses, ce qui conduit à des rapports Mg/(Mg+Fe) bas (0.058-0.072). Ces compositions permettent de les classer comme des ferro-pargasites, composition qui ressemble beaucoup à celles des amphiboles décrites dans les autres faciès.

De petits cristaux de biotite sont très rarement observés. Ce minéral se montre fortement corrodé et altéré avec formation d'agrégats fins d'épidote/prehnite en fuseaux disposés parallèlement au clivages de la biotite. La paragenèse accessoire est parfois représentée par le zircon et par l'apatite: les deux apparaissant comme des cristaux très fins automorphes, ou bien disposés d'une manière interstitielle ou bien associés aux amphiboles.

Composition chimique — Leur composition (Tab. 4.15) se distingue par des teneurs relativement variables en SiO₂ (66.95-71.64%). En revanche, les teneurs en Al₂O₃ sont homogènes (13.77-13.86%). Les proportions importantes de feldspath potassique de ces pegmatites sont reflétées par des concentrations parfois très grandes en K₂O (7.29%) avec une somme de alcalins variant de 8.27 à 10.2%. Les valeurs de Fe₂O₃ (3.39-7.07%) sont très variables. Les teneurs en Rb (94-151), Sr (73-151), Y (48-155) et Nb (17-33) sont plus ou moins variables. Les teneurs en Zr sont plutôt homogènes (80-92) et plus faibles que celles de la majorité des monzogranites.

4.2.6.2- *Faciès miarolitiques*

Gisement — Ces faciès ont été observés localement soit associés aux roches de faciès à grain fin qui se situent sur les bordures du massif, soit en association avec les pegmatites à hornblende dans les parties centrales du complexe.

Pétrographie — Les faciès miarolitiques présentent la même minéralogie que les pegmatites à hornblende, cependant les premiers se présentent sous la forme d'agrégats centimétriques, en général arrondis à légèrement allongés, qui abritent de gros cristaux de quartz et feldspaths autour desquels se concentrent des minéraux mafiques (hornblende et biotite) (Figure 4.4 f).

Légende de planche 4.4

Figure 4.4 a - Affleurement de monzogranite à hornblende situé à l'Est du massif. Noter le forte rubanement affecté par des plis ouverts.

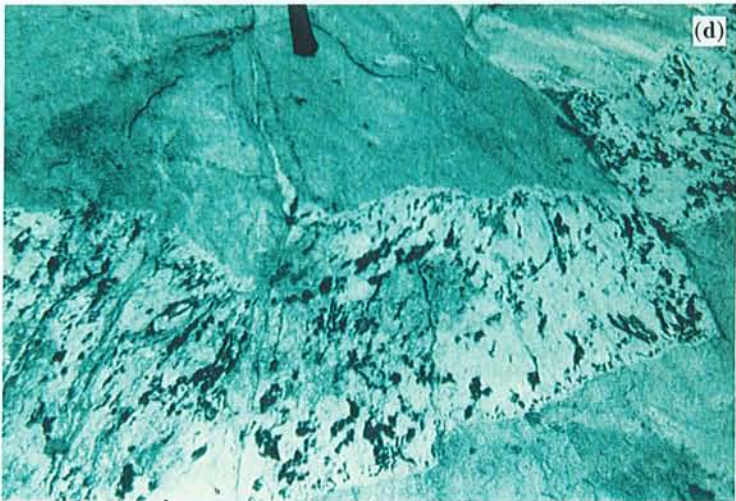
Figure 4.4 b - Affleurement de monzogranite à fort rubanement présentant un contact net et brusque avec des roches de faciès fin riches en ferromagnésiens.

Figure 4.4 c - Affleurement situé au coeur du massif montrant des fragments anguleux de monzogranite à hornblende et biotite englobés par des monzogranites à biotite et par des veines aplitiques.

Figure 4.4 d - Affleurement de syénogranite à hornblende recoupé par des veines de pegmatite à phénocristaux de hornblende. Noter que le filon de pegmatite montre une schistosité de plan axial associée à des plissements ouverts.

Figure 4.4 e - Dans le même affleurement de la photo précédente on trouve des filons de pegmatite peu structurée.

Figure 4.4 f - Affleurement de syénogranite à hornblende montrant des faciès miarolitiques.



4.2.6.3- Aplites

Gisement — Les veines et filons quartzo-feldspatiques sont ubiquistes dans le massif. Ces veines se disposent parallèlement ou perpendiculairement à la foliation et dans ce dernier cas elles subissent un fort aplatissement (Chapitre 5).

Pétrographie — Les aplites sont très finement cristallisées, à texture granoblastique (sutures lobées ou rectilignes) et structurées de façon variable (faiblement à modérément foliés). Les cristaux sont xénomorphes à subautomorphes et en général sans orientation préférentielle. On peut distinguer des aplites à composition de monzogranite (quartz, feldspath potassique et plagioclase $\sim An_{10}$ en proportions similaires) ou à composition de granites à feldspath alcalin (quartz et albite $\sim An_2$).

Le quartz se présente en grains fins à très fins. La déformation se limite à une extinction ondulante faible, à des bandes de déformation ou des sous-grains localisés. Parfois on observe quelques cristaux recristallisés et transformés en agrégats de néoblastes. Le feldspath potassique présente des macles en quadrillage bien développées; les perthites en flamme sont rares et les myrmékites sont fréquemment observées. Le plagioclase est fin à très fin et normalement dépourvu de déformation. Une zonation non oscillatoire et continue peut être vue sur quelques sections. Comme déjà mentionné, leurs compositions varient de An_2 à An_{10} .

La biotite (cristaux très fins, subautomorphes et bien orientés) prédomine largement sur la hornblende qui peut être absente. Très souvent la biotite montre des signes d'altération qui sont exprimés par la chloritisation partielle ou totale, par la formation d'agrégats de stilpnomélane, d'épidote ou de prehnite (fuseaux parallèles aux clivages).

La paragenèse accessoire est formée de cristaux très fin d'allanite, de zircon et moins souvent d'oxydes.

Composition chimique — L'analyse chimique (Tableau 4.15) disponible appartient à une roche (CAP 6) qui se distingue par une quantité modale de feldspath potassique (57.7%) largement prédominante sur celle de albite (9.4%). Les proportions en hornblende (1.06%) et en biotite (0.16%) sont très faibles. Chimiquement, cette roche a des teneurs importantes en SiO_2 (73.14%) et en Al_2O_3 (14.14%) et basses valeurs de Fe_2O_3 (0.75%) et MgO (0.0%). La teneur en K_2O (7.84%) plus haute, si l'on la compare à celle de Na_2O (2.97%), exprime l'abondance de feldspath potassique. Les éléments traces sont marqués par des concentrations fortes en Ba (1074), Rb (355) et Ga (22.6), et très basses en Sr (29.5), Ce (16), Nb (6.4), Y (12.7) et en Zr (17.2). Les contenus de terres rares sont très bas ($\Sigma ETR = 33.5$) et leur comportement est peu fractionné [(La/Yb)_N = 1.88]. L'allure des terres rares légères (Fig. 4.10) est soulignée par un fractionnement modéré [(La/Sm)_N = 2.63] et par une faible anomalie positive de Ce. Le comportement des terres rares lourdes est défini par un spectre à pente positive faible [(Gd/Yb)_N

= 0.69], en raison de l'enrichissement discret en Yb et Lu. La forte déplétion des terres rares légères et lourdes fait apparaître une anomalie positive d'Eu [(Eu/Eu)*= 2.05].

4.2.7- Granitoïdes hydrothermalisés

Gisement — Les processus hydrothermaux affectent sans distinction et à différents degrés tous les faciès du massif. Toutefois, nous allons discuter seulement le cas d'extrême altération. Le passage des roches non ou peu hydrothermalisées vers les termes fortement altérés est brusque. Bien que souvent les faciès intensément hydrothermalisés soient trouvés le long de systèmes de fractures, parfois cette liaison n'est pas très évidente.

Pétrographie — Généralement les faciès hydrothermalisés gardent les aspects macroscopiques de la roche non altérée. Néanmoins, dans certain cas où l'albitisation a été sévère, la roche prend une couleur blanchâtre. La présence éventuelle de l'épidote le long de fractures peut donner une couleur verdâtre à la roche.

Dans les roches albitisées le quartz apparaît recristallisé en poeciloblastes subautomorphes qui peuvent entourer d'autres cristaux subautomorphes d'albite. Cependant, en général, il montre les traits des roches initiales, sauf dans le cas d'une forte déformation cassante où les évidences de microfracturation sont remarquables. La présence de nombreuses inclusion fluides dans le quartz se vérifie fréquemment.

Le feldspath potassique montre différents degrés de kaolinisation, mais en général cette altération est faible. Dans certaines roches, on observe de petites lamelles d'albite sur le feldspath potassique. Parfois, le microcline montre un aspect limpide ce qui contraste avec l'altération relativement avancée des plagioclases et des minéraux ferromagnésiens voisins. Dans ce cas il est possible d'observer de petits sous-grains de microcline à tendance hexagonale. Localement, des perthites en tache coexistent avec des microperthites et des perthites en flamme. Le premier type de perthite n'est décrit que dans les granites hydrothermalisés. La fracturation des cristaux de microcline varie de faible à très forte et l'intense fragmentation peut rarement former une matrice cataclastique le long de plans de microfailles.

Le plagioclase est toujours affecté par une saussuritisation et par une fracturation modérés à fortes et dans certains cristaux on observe la formation de kinks bien développés. Le plagioclase peut être fortement fragmenté en réponse à la déformation cataclastique. Son aspect limpide est vérifié dans les cas où les roches ont été complètement albitisées et où elles ont acquis une texture granoblastique fine, formée principalement par de petits cristaux d'albite ($\sim An_0$) ou par quelques cristaux subautomorphes de plagioclase et de quartz à croissance poeciloblastique.

L'altération hydrothermale de l'amphibole est exprimée de plusieurs façons et par différentes intensités: (i) bordures partiellement altérées en épidote, en sphène ou en stilpnomélane, (ii) microfractures remplies de stilpnomélane, (iii) transformation en très petits cristaux automorphes d'oxyde auxquels s'associent des agrégats de chlorite et d'épidote, (iv) pseudomorphose en chlorite ou en agrégats irréguliers de minéraux opaques. L'altération la plus commune de la biotite se manifeste par une chloritisation qui peut être accompagnée de la formation de petits cristaux d'oxydes et d'épidote ou de fuseaux de prehnite. Les cristaux d'oxyde croissent normalement en lamelles fines parallèles aux clivages de l'ancienne biotite. Dans les roches fortement fracturées, la biotite peut montrer des kinks bien développés, accompagnés d'une chloritisation partielle. Dans le cas où l'albitisation a été intense, les minéraux ferromagnésiens peuvent disparaître complètement pour céder la place à quelques rares cristaux fins et subautomorphes de sphène.

Composition chimique — L'échantillon analysé (CAP 42) est très appauvri en minéraux ferromagnésiens (Tableau 4.15). Le comportement des éléments majeurs est marqué par des teneurs en SiO_2 (75.14%) et Al_2O_3 (14.44%) relativement plus grandes, par rapport aux monzogranites. La richesse en albite conduit à l'augmentation très nette de Na_2O (8.3%), contrebalancée par la baisse des concentrations en CaO (0.68%) et K_2O (0.1%). Les teneurs en Fe_2O_3 sont faibles (0.36%). Les teneurs en éléments traces sont modifiées dans une certaine mesure. Si d'un côté les concentrations en Ga (26.5), Nb (26), Y (134) et Zr (309) restent comparables à celles des monzogranites, d'un autre côté on peut noter une diminution très forte des valeurs de Ba (41.5) et Rb (7.7), ainsi qu'une augmentation de celles de Th (160), U (41.4) et Ce (327). Cette roche est très riche en terres rares ($\Sigma\text{ETR} = 1380$). Le comportement des terres rares légères, par rapport aux chondrites (Fig. 4.10), est marqué par un fractionnement relativement important $[(\text{La}/\text{Sm})_{\text{N}} = 9.6]$ et par une anomalie négative en Ce. Cette anomalie paraît être plutôt une réponse aux augmentations de La (626) et de Pr (88). L'anomalie négative en Eu est bien marquée $[(\text{Eu}/\text{Eu})^* = 0.33]$. Du côté des terres rares lourdes, on observe un spectre relativement plat, malgré la discrète hausse du contenu de Gd $[(\text{Ga}/\text{Yb})_{\text{N}} = 2.44]$.

4.3- TEXTURES ET ORDRE DE CRISTALLISATION

4.3.1- Equilibrage textural et morphologie des cristaux

L'étude de l'ordre de cristallisation des minéraux dans les roches granitiques peut être de grande importance dans la mesure où on peut tirer des informations précieuses concernant l'évolution pétrologique et les conditions physico-chimiques des magmas. Des exemples où l'ordre de cristallisation est contrôlé par la fugacité d'oxygène des magmas sont discutés par Wones et Gilbert (1982). Toutefois, ce type d'étude peut devenir un piège si les modifications

texturales qui ont lieu à l'état solide et qui sont de très grande importance dans les roches granitiques (Pitcher, 1993) ne sont pas dûment considérées. Le problème lié à la caractérisation de l'ordre de cristallisation devient encore plus compliqué dans le cas des corps ignés déformés.

La transformation des textures dans les roches magmatiques peut, selon Hunter (1987), résulter de l'équilibrage textural qui tend à minimiser l'énergie libre de surface entre deux phases contiguës (solide-solide ou solide-liquide). Cette réduction de l'énergie de surface se manifeste par des réarrangements texturaux formant des angles définis — l'angle dièdre — et impliquant des mécanismes de dissolution-reprécipitation et de migration de limites. L'équilibre textural est exprimé par des jonctions triples à 120° dans les roches monominérales, tandis que dans les roches à plusieurs phases minérales son effet pourra conduire à des angles dièdres variables entre deux phases (Hunter, op. cit.). Selon cet auteur l'équilibre textural est fortement favorisé dans les roches ignées rubanées, surtout dans le cas des roches cristallisées à partir de magmas de haute température (roches basiques). Ces modifications texturales peuvent donner une idée fautive des relations chronologiques entre minéraux.

Un autre cas de faux critère d'ordre de cristallisation est celui illustré par les pegmatites à phénoblastes de hornblende. L'habitus creux de l'amphibole est souligné par la présence d'agrégats quartzo-feldspatiques disposés sous la forme de crayon parallèlement à l'axe *c* de l'amphibole. Cette morphologie peut conduire à des interprétations erronées des relations géométriques entre minéraux.

4.3.2- Ordre de cristallisation

Dans les roches du Complexe Granitique Estrela on observe souvent des relations texturales exprimées par la présence de cristaux de plagioclase, quartz et de feldspath potassique partiellement entourés par des cristaux de hornblende, ou encore des cristaux de hornblende partiellement entourés par des cristaux de plagioclase (Fig. 4.3 e). De telles relations entre cristaux sont très semblables à celles décrites par Hunter et ne sont donc pas d'interprétation aisée en termes d'ordre de cristallisation.

S'il n'est pas possible de définir un ordre de cristallisation très précis, il est cependant possible de définir une succession d'assemblages minéraux reflétant la cristallisation et le refroidissement du massif. Les données sont les suivantes:

(1) Les relations entre biotite et amphibole (lattes de biotite sécantes sur les cristaux d'amphibole) montrent sans ambiguïté que la biotite, même si elle paraît fréquemment en association avec l'amphibole, a tendance à être plus tardive que l'amphibole.

(2) Bien que l'ilménite soit le seul oxyde primaire présent dans les roches du complexe, elle apparaît également plus tardivement au coeur d'ocelles qui se développent aux dépens des assemblages primaires à amphibole-biotite. L'ilménite primaire apparaît sous la forme de fins cristaux subautomorphes à xénomorphes, modérément magnétiques et associés fréquemment

aux minéraux mafiques. Des images obtenues au microscope électronique à balayage montrent que ce minéral est bien homogène, n'ayant pas d'évidences texturales indiquant des réactions d'oxydation. Le développement des ocelles à ilménite est antérieur (ou au plus synchrone) à la schistosité, laquelle s'est probablement formée dans un milieu incomplètement consolidé (chapitre 5). Ceci suggère que l'ilménite s'est formée en conditions hyper-solidus.

(3) Parfois on observe que l'ilménite a subi une substitution qui est traduite par la formation de sphène. Les degrés de transformation sont très variables, allant d'une altération très faible sur les bordures jusqu'à une substitution presque complète. Ces transformations ont commencé dans des conditions proches du solidus et se sont poursuivies très probablement au cours du refroidissement du granite.

(4) Symplectites à sphène synmagmatique proche du solidus. Une texture très fréquente dans les roches du Complexe Granitique Estrela est représentée par les symplectites entre les amphiboles et les feldspaths (microcline et plagioclase). Ces symplectites sont constituées par de petits vermicules de sphène dans une matrice albitique. Ces symplectites corrodent les amphiboles. Nous verrons dans le chapitre suivant les relations entre ces microtextures et les contraintes tectoniques.

(5) Transformations post-magmatiques — Les amphiboles des roches du Complexe Granitique Estrela montrent souvent des transformations de basse température, maintes fois liées à la présence de discontinuités fragiles. Les produits de ces transformations sont représentés, soit par la formation d'associations rétrogrades (chlorite±magnétite), soit par la formation de stilpnomélane dans les fractures ou en bordure de l'amphibole. Deer et al. (1966) affirment que le stilpnomélane peut être un produit d'altération de basse température d'amphiboles riches en fer. Cela est en accord avec les compositions des amphiboles du Complexe Granitique Estrela. La paire chlorite+magnétite indique que l'altération des amphiboles dans les stades tardifs à post-magmatiques s'est déroulée sous des conditions de fugacité d'oxygène élevée.

4.4- COMPOSITION DES MINÉRAUX ET CONDITIONS P-T-fO₂

4.4.1- Rappel des principaux caractères des minéraux

Feldspaths — Les plagioclases du Complexe Granitique Estrela sont de type oligoclase sodique dont la variation de composition est en général limitée (An₁₁ - An₂₃). Les basses teneurs en Anorthite des plagioclases des roches métalumineuses, par rapport à celles des roches peralumineuses, sont dues, selon Anderson et Bender (1989), à l'abondance de l'amphibole comme phase calcique. Cela paraît se confirmer lorsque l'on compare les compositions des plagioclases des monzogranites et granodiorites à hornblende (An₁₁₋₁₇) avec les compositions

des plagioclases (An_{13-23}) de roches où la biotite est importante. Des compositions d'andésine (An_{45-47}) sont vérifiées très localement dans un monzogranite à hornblende et clinopyroxène.

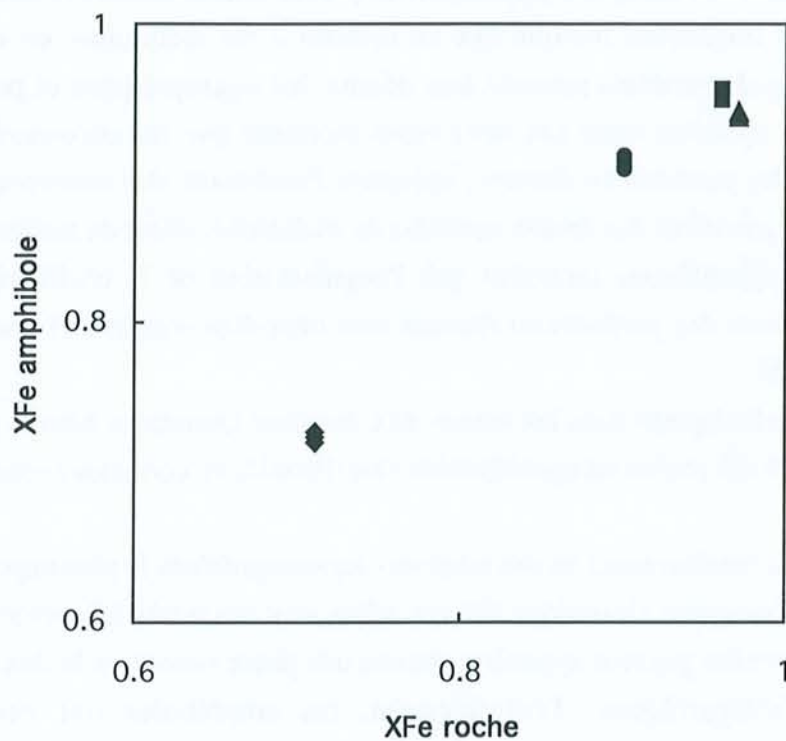
Le caractère perthitique des feldspaths potassiques en plus de rendre difficile la détermination de leurs compositions originales, indique que ce minéral a été rééquilibré en conditions subsolidus. Deux types de perthites peuvent être décrits: les microperthites et perthites en flamme. Des relations spatiales entre ces deux types montrent que les microperthites sont parfois recoupées par les perthites en flamme, indiquant l'antériorité des microperthites. En général les microclines montrent des degrés variables de triclinicité, allant de modérée à forte. Les observations pétrographiques montrent que l'augmentation de la triclinicité de ces microclines et l'abondance des perthites en flamme sont liées directement à l'intensité de la déformation (Chapitre 5).

La présence de deux feldspaths dans les roches du Complexe Granitique Estrela permet de dire que la cristallisation des roches en considération s'est déroulée en conditions subsolvus.

Les amphiboles — Elles représentent l'un des minéraux ferromagnésiens le plus importants des faciès granitiques du Complexe Granitique Estrela. Elles sont aussi très fréquentes dans les fractions pegmatoïdes et elles peuvent apparaître comme une phase subordonnée dans quelques mobilisats quartzo-feldspathiques. Texturalement, les amphiboles ont des habitus subautomorphes et xénomorphes et une orientation préférentielle en général assez forte. Leurs propriétés optiques sont en général homogènes, exceptée parfois une très faible zonation. Les autres minéraux ferromagnésiens (clinopyroxène et biotite) et les minéraux accessoires (allanite, ilménite, zircon et apatite) sont normalement associés à la hornblende. Chimiquement, les amphiboles se distinguent par une composition homogène dans chaque faciès. Des variations discrètes de composition sont toutefois observées entre amphiboles de faciès différents ou à l'intérieur d'un même cristal. Les amphiboles des roches du Complexe Granitique Estrela sont comparables aux ferro-pargasites et hornblende ferro-pargasitiques. Les rapports Fe^{2+}/Fe^{3+} , calculés d'après l'équation de Droop (1987), sont très élevés en raison de leur contenu négligeable ou parfois nul en Fe^{3+} . Les variations de composition des amphiboles peuvent être résumées comme suit.

Dans les monzogranites, les variations sont exprimées principalement par les rapports XFe. Les teneurs en MgO des amphiboles varient en fonction de leur association, avec une décroissance de MgO comme suit: amphiboles associées au clinopyroxène ($3.50 < MgO < 3.79\%$), amphiboles seules ($1.10 < MgO < 1.45\%$), amphibole prédominante sur la biotite ($0.71 < MgO < 1.38\%$), biotite prédominante sur l'amphibole ($0.38 < MgO < 0.44\%$). Dans les autres faciès la composition des amphiboles montre quelques variations:

- dans des syénogranites à biotite et amphibole à grain fin, l'amphibole est très homogène avec des fourchettes étroites des teneurs en MgO (1.63 - 1.82%);



- Amphibole d'un monzogranite à biotite-hornblende
- ▲ Amphibole d'un monzogranite à hornblende-biotite
- Amphibole d'une granodiorite à hornblende
- ◆ Amphibole d'une tonalite à hornblende.

Figure 4.5- Diagramme XFe roche vs. XFe amphibole.

- dans les granodiorites, l'amphibole est homogène, avec des rapports XFe compris entre 0.95 et 0.96, comparables aux hornblende ferro-pargasitiques;
- dans une tonalite à hornblende et biotite, l'amphibole (hornblende ferro-pargasite) se distingue par un fort MgO (5.35 - 5.55%);
- dans les pegmatoïdes, les amphiboles sont de type ferro-pargasite (XFe= 0.93 à 0.94) et ressemblent beaucoup à celles des monzogranites.
- dans les roches fortement déformées où la recristallisation de l'amphibole est forte, on peut décrire des chutes importantes des concentrations en titane dans les néoblastes ($\text{TiO}_2 = 0.36\text{-}0.74\%$) (Tableau 4.2), par rapport à celles des porphyroclastes ($\text{TiO}_2 = 1.83\%$).

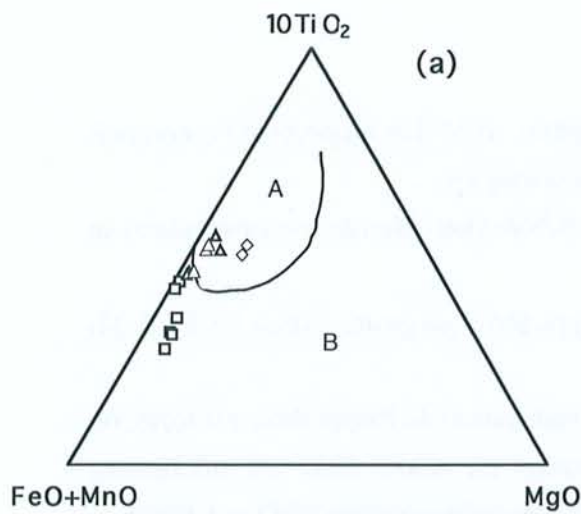
Des variations de composition peuvent être aussi notées à l'échelle du cristal, notamment une diminution des teneurs en TiO_2 du coeur vers les bordures des cristaux, faible la plupart du temps, mais bien nette dans les cristaux d'amphibole des pegmatoïdes ($0.9\% < \text{TiO}_2 < 1.6\%$, du coeur à la bordure respectivement).

En conclusion, la comparaison entre les rapports $\text{XFe}_{(\text{roche})}$ et $\text{XFe}_{(\text{amphibole})}$ (Figure 4.5) suggère que la chimie des amphiboles est fortement dépendante de la composition globale des roches-hôtes. Cette relation a été observées par Cawthorn (1976) et Giret et al. (1980). Ceci n'exclut pas un contrôle secondaire par la fugacité d'oxygène (Popp et al. 1977; Wones et Gilbert, 1982), la température (Otten, 1984) et la pression (Hammarstrom et Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson et Rutherford, 1989; Schmidt, 1992). Les températures ont joué peut-être un rôle important dans les compositions des amphiboles des roches du Complexe Granitique Estrela.

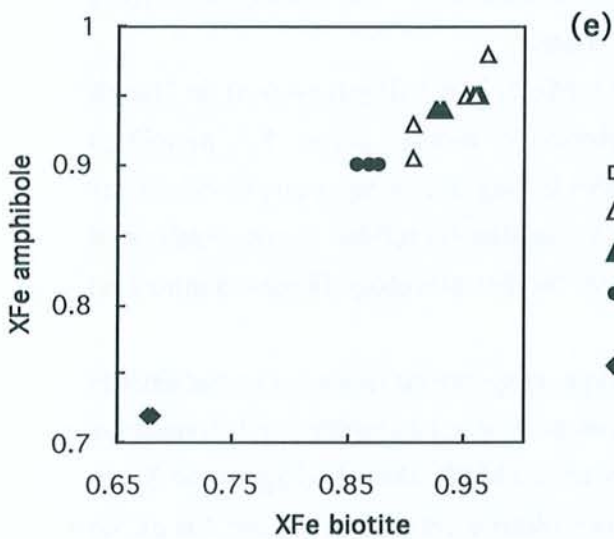
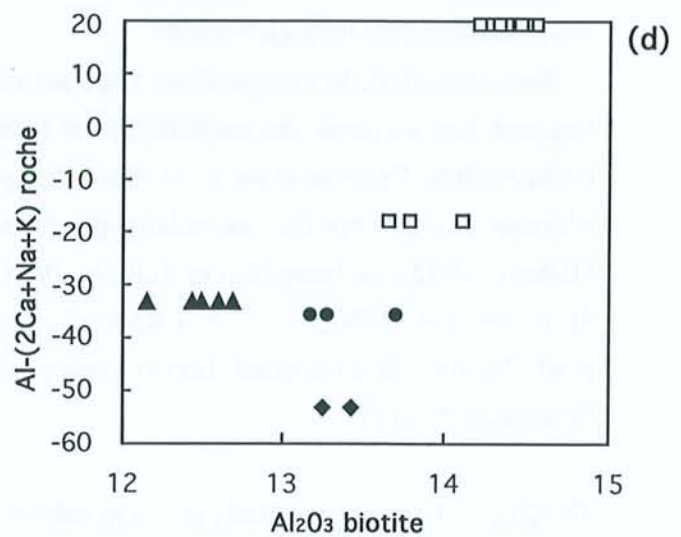
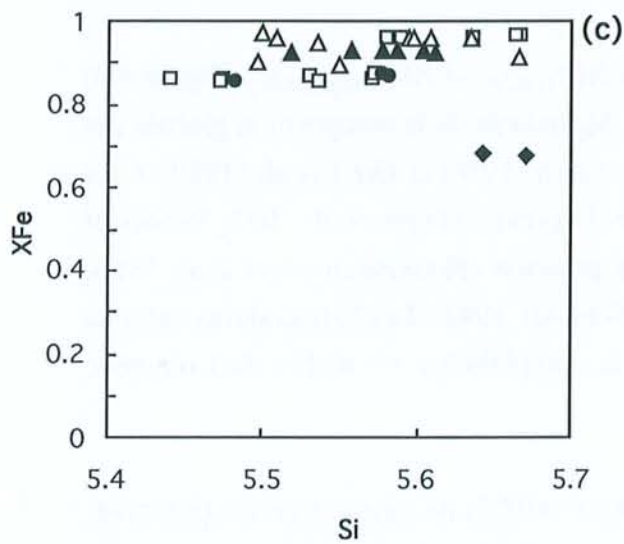
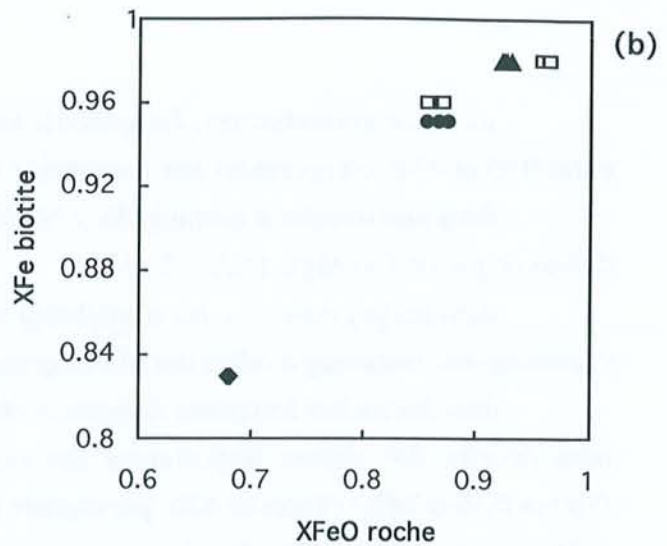
Biotites — Les biotites analysées appartiennent à trois variétés de monzogranites (à biotite-hornblende, à hornblende-biotite + ocelles d'ilménite, et à biotite), à un syénogranite fin à biotite et hornblende, et à une tonalite à hornblende et biotite.

L'utilisation du diagramme triangulaire $\text{TiO}_2\text{-(FeO+MnO)-MgO}$ (Figure 4.6 a) de Nachit (1994) nous a permis de séparer les biotites rééquilibrées des biotites saines. Les premières montrent en lame mince des lamelles d'opaques disposées le long des clivages ou présentent des teintes claires (brun clair à brun verdâtre) qui pourrait éventuellement refléter le commencement de la chloritisation. Les biotites situées dans le champ des biotites non rééquilibrées montrent en lame mince des teintes brune à brun rougeâtre.

Les biotites des roches de composition monzogranitique et syénogranitique sont caractérisées par des valeurs très élevées de FeO et relativement basses de Al_2O_3 . Les biotites de la tonalite se distinguent par un accroissement bien marqué des teneurs en MgO. Dans le diagramme Si vs. $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ les biotites se situent dans le domaine des biotites ferrifères (Figure 4.6 c). Le diagramme $\text{XFe}_{(\text{roche})}$ vs. $\text{XFe}_{(\text{biotite})}$ (Figure 4.6 b) montre que les compositions des biotites du Complexe Granitique Estrela sont fortement influencées par la composition des roches-hôtes, en accord avec les études antérieures (Dodge et al., 1969; Albuquerque, 1973; Mahmood, 1983; Spear, 1981).



A : Champ des biotites non rééquilibrées
 B : Champ des biotites rééquilibrées



- Biotite des monzogranites à biotite
- △ Biotite des monzogranites à biotite-hornblende
- ▲ Biotite des monzogranites à hornblende-biotite
- Biotite des monzogranites à hornblende-biotite et ocelles d'ilménite
- ◆ Biotite des tonalites à hornblende-biotite.

Figure 4.6 - Diagrammes (a) 10TiO_2 - $(\text{FeO}+\text{MnO})$ - MgO ; (b) XFeO roche vs. XFe biot; (c) Si vs. XFe ; (d) Al_2O_3 biot vs. $\text{Al}-(2\text{Ca}+\text{Na}+\text{K})$ roche et (e) XFe biot vs. XFe amph.

Une influence de l'assemblage minéralogique est également perceptible lorsque l'on compare le comportement de l' Al_2O_3 . Les teneurs en Al_2O_3 des biotites sont un peu plus élevées dans les monzogranites où la biotite est le seul minéral ferromagnésien, par rapport aux teneurs en Al_2O_3 des biotites qui coexistent avec des amphiboles (Figure 4.6 d). Speer (1984) mentionne que la composition de la biotite peut être fortement influencée par la composition des amphiboles coexistantes. Dans le cas du Complexe Granitique Estrela on remarque une très bonne corrélation entre les rapports XFe des biotites et des amphiboles (Figure 4.6 e).

Clinopyroxènes — Les clinopyroxènes apparaissent comme un minéral subordonné, notamment dans les monzogranites à hornblende et clinopyroxène, mais aussi dans quelques occurrences éparses de tonalites et de granodiorites. Des analyses de clinopyroxène obtenues dans un monzogranite à hornblende et clinopyroxène montrent également une composition riche en FeO (18.78 - 20.6%) ce qui permet de classer ces clinopyroxènes comme étant de type hédénbergite.

4.4.2- Thermobarométrie

Thermométrie — Des estimations de températures basées sur les teneurs en Ti de l'amphibole ont été proposées par Otten (1984). Deux équations sont à utiliser en fonction de la gamme de température probable:

$$\begin{array}{ll} T^{\circ}C = 273Ti + 877 & \text{pour } T > 970^{\circ}C \\ T^{\circ}C = 1204Ti + 545 & \text{pour } T < 970^{\circ}C \end{array}$$

On présente les températures calculées à partir des deux expressions ci-dessus. Ces résultats doivent être donc pris avec précaution car il n'est pas exclu que la teneur en Ti de l'amphibole soit une fonction de la fugacité d'oxygène. On peut constater que les températures calculées avec la première expression sont plus cohérentes avec les températures attendues pour la formation des roches granitiques alcalines (voir typologie), alors que celles obtenues avec la seconde expression se rapprochent des températures de solidus. Le tableau ci-dessous (Tableau 4.13) montre que l'intervalle de température obtenu pour le Complexe Granitique Estrela se situe dans la fourchette approximative soit de 900 à 950°C, soit de 700-850°C. L'absence d'orthopyroxène dans les xénolites metabasiques suggère que leur température n'a pas dépassé 830°C (Speer, 1993) et par conséquent que la température du magma-hôte devrait être très inférieure à 900° au moment de sa mise en place et de sa consolidation. De même, la limite supérieure de stabilité de la ferro-pargasite (voir discussion ci-dessous) implique des températures inférieures à 870°C pour un magma en équilibre avec cette amphibole. En outre, la limite inférieure de stabilité du clinopyroxène dans les metabasites suppose des températures

supérieures à 740°. Compte tenu de la présence de cpx dans certains xénolites, on peut considérer que la température du magma à été supérieure à cette valeur.

Ces données permettent d'encadrer les conditions de température au niveau de consolidation dans un intervalle de 750-850°C, le magma initial ayant pu avoir des températures supérieures à 900°C.

Échantillon	Ti amphibole (apfu)	T > 970°C	T < 970°C
CAP 40 tonalite à hbl-bt	0.19 - 0.20	929 - 933	781 - 793
CN 55 monzogranite à hbl-cpx	0.17 - 0.24	923 - 942	756 - 843
CAP 5 granodiorite à hbl	0.14 - 0.19	915 - 934	719 - 781
VI-62 monzog. à hbl-bt-ilm	0.14 - 0.21	915 - 928	719 - 805

Tableau 4.13- Données de températures calculées par le thermomètre Ti-amphibole du Complexe Granitique Estrela.

Barométrie — Une estimation des pressions basée sur les teneurs en Al_{tot} de l'amphibole a été proposée par Hammarstrom et Zen (1986), Hollister et al. (1987) et Johnson et Rutherford (1989). Plus récemment, Schmidt (1992) a recalibré expérimentalement ce baromètre. L'application de cette méthode est réservée aux amphiboles en équilibre avec huit autres phases (hornblende, biotite, plagioclase, feldspath potassique, quartz, sphène, oxyde Fe-Ti, liquide silicaté, fluide). Plusieurs calibrations ont été proposées:

$$P1 : P \text{ totale } (\pm 3 \text{ kbar}) = - 3.92 + 5.03 Al_t \text{ (Hammarstrom et Zen, 1986).}$$

$$P2 : P \text{ totale } (\pm 1 \text{ kbar}) = - 4.76 + 5.64 Al_t \text{ (Hollister et al., 1987).}$$

$$P3 : P \text{ totale } (\pm 0.5 \text{ kbar}) = - 3.46 + 4.23 Al_t \text{ (Johnson et Rutherford, 1989)}$$

$$P4 : P \text{ totale } (\pm 0.6 \text{ kbar}) = - 3.01 + 4.76 Al_t \text{ (Schmidt, 1992)}$$

Les pressions calculées pour les amphiboles du Complexe Granitique Estrela à partir des formules ci-dessus sont voisines, bien que la calibration de Johnson et Rutherford (1989) donne des valeurs un peu plus basses.

Compte tenu des incertitudes sur les méthodes et les résultats, il apparaît du tableau ci-dessous que la pression ne peut être estimée (Tableau 4.14) que dans une fourchette relativement large entre 400 et 600 MPa. Les pressions déterminées à partir du géobaromètre Al_{tot} de l'amphibole sont dans l'ensemble supérieures à celles obtenues à partir du baromètre chlorite-amphibole (180-310 MPa) sur les metabasites.

On notera l'homogénéité des valeurs de pression obtenues pour la tonalite (435 - 489 MPa) dont les amphiboles sont comparativement plus magnésiennes que celles des monzogranites. Anderson et Bender (1989) ont vérifié que les estimations de pression sont fortement influencées par le contenu de FeO des amphiboles. Selon ces auteurs, les calculs de pression faits à partir d'analyses d'amphiboles riches en fer fournissent, en général, des valeurs surestimées. En conséquence nous considérerons que des pressions autour de 4.5 kbar constituent une estimation raisonnable. Le problème reste de savoir à quoi correspondent ces pressions: pressions au niveau de consolidation ou pressions enregistrées au cours de l'ascension du magma. Là encore, contenu de la richesse en fer des amphiboles nous sommes aux limites de l'utilisation de ce baromètre. Cette valeur peut être une pression maximale.

	Altot. amphibole	P1 (MPa)	P2 (MPa)	P3 (MPa)	P4 (MPa)
CAP 40 tonalite à bt-hbl	1.64 - 1.66	435 - 442	451 - 459	453	480 - 489
CAP 5 granodiorite à hbl	1.88 - 2.00	554 - 615	584 - 653	449 - 500	594 - 651
VI-62 monzog. à hbl-bt-ilm	1.70 - 1.84	461 - 532	481 - 560	372 - 431	580 - 579

Tableau 4.14- Pression de cristallisation des amphiboles des roches du Complexe Granitique Estrela.

Champ de stabilité des ferromagnésiens et fO_2 — Selon Wones et Gilbert (1982) le champ de stabilité thermique des amphiboles riches en fer (ferro-pargasites et hastingsites) s'approche de celui de l'annite (Figure 4.7).

Gilbert (1966) a déterminé le champ de stabilité de la ferro-pargasite $[NaCaFe_{4^{++}}AlSi_6Al_2O_{22}(OH)_2]$ à partir des travaux de synthèse de ce minéral. Ses expérimentations ont montré que la ferro-pargasite est stable dans un intervalle relativement étroit de fugacité d'oxygène et que sa stabilité thermique est favorisée sous des conditions de basse fugacité d'oxygène. Les conditions optimales de cristallisation de la ferro-pargasite, synthétisée expérimentalement à 200 MPa, correspondent au tampon fer-wüstite, pour un intervalle de température situé entre 750 et 825°C. Cependant, la limite de stabilité maximale sous des conditions de fO_2 correspondant au tampon wüstite-magnétite, est estimée à $872 \pm 2^\circ C$ à 200 MPa. Gilbert a observé que le champ de stabilité de la ferro-pargasite diminue sensiblement en présence de quartz. En revanche, l'augmentation du magnésium de cette amphibole repousse sa limite supérieure de stabilité, ce qui pourrait contrebalancer l'effet de la silice. L'effet du magnésium sur le champ de stabilité de l'amphibole paraît indiquer que ce minéral a cristallisé sous des conditions de température un peu plus élevée dans les tonalites et dans les roches à amphibole et clinopyroxène.

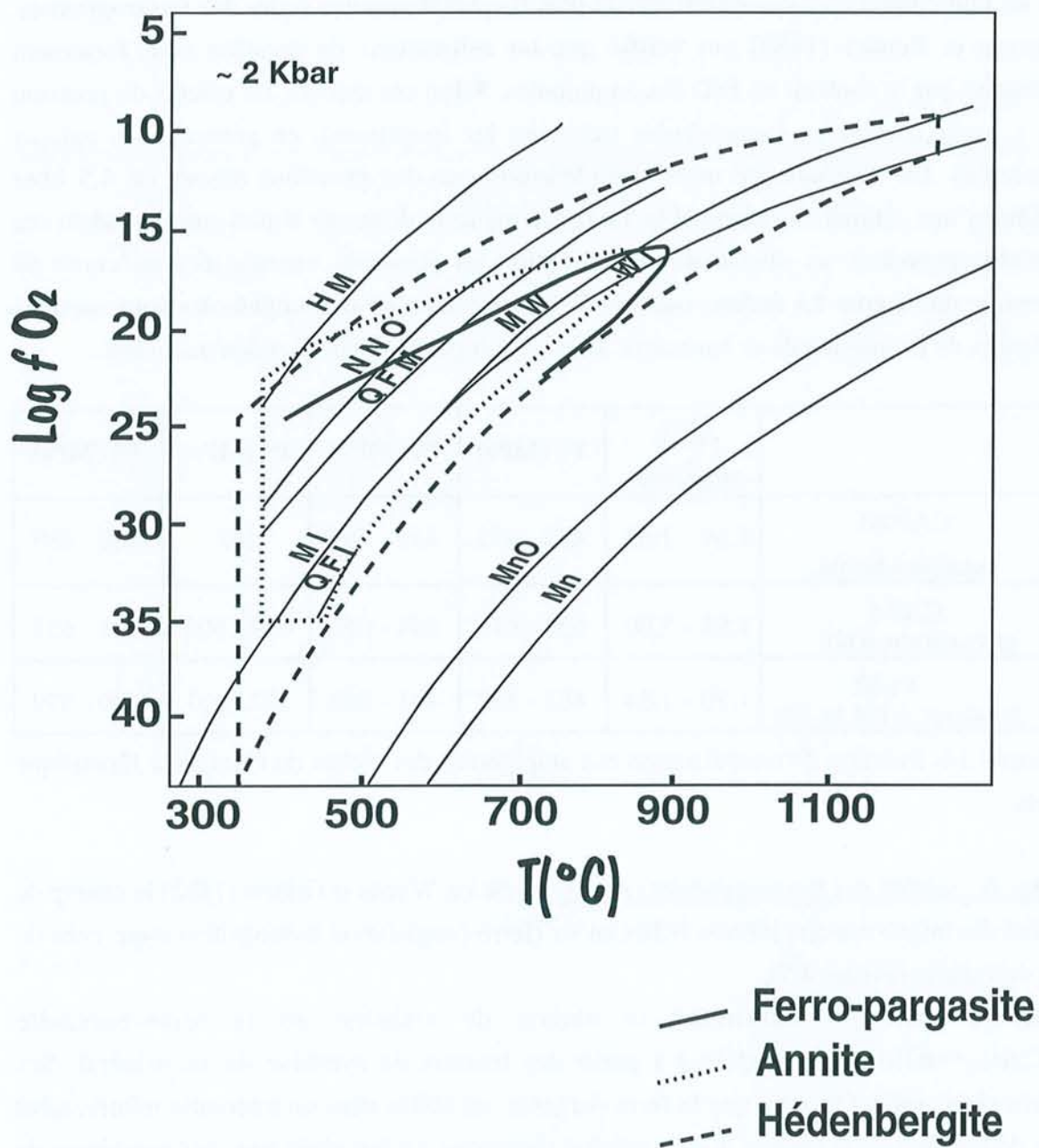


Figure 4.7 - Diagramme $T(^{\circ}\text{C})$ vs. f_{O_2} montrant les champs de stabilité la ferro-pargasite (Gilbert, 1966), de l'annite (Eugster et Wones, 1962) et de la hedenbergite (Kurshakova et Avetisyan, 1974).

A partir des données expérimentales il a été démontré que sous une pression de 207 MPa, l'annite est stable à températures inférieures à 825°C et que l'assemblage annite+quartz est stable à une température maximum de 705°C (Eugster et Wones, 1962). Ces auteurs ont également démontré que la formation de l'assemblage annite+quartz est favorisée par des conditions de basse fugacité ($fO_2 \leq 10^{-18}$) (Figure 4.7) et que la formation de biotites à XFe élevé est aussi favorisée en conditions de basse fO_2 .

Des données expérimentales montrent que la présence de l'association minérale hédénbergite+ilménite indique des conditions de basse fugacité d'oxygène, lesquelles seraient similaires à celles permettant la stabilité de la fayalite (Wones, 1989). Selon cet auteur, à fO_2 plus grandes que celles du tampon fayalite-magnétite-quartz (FMQ), une température supérieure à 660°C est nécessaire afin que soient atteintes les conditions de stabilité de la paire hédénbergite+ilménite. Le champ de stabilité de l'hédénbergite a été déterminé à partir de travaux de synthèse réalisés par Kurshakova et Avetisyan (1974). Ces auteurs montrent que l'hédénbergite est stable seulement sous des conditions de fugacité d'oxygène inférieures à environ 10^{-13} et que la courbe univariante de ce minéral se situe entre les courbes des tampons fayalite-fer-quartz (Fe_2SiO_4 -Fe-SiO₂) et oxyde de manganèse-manganèse (MnO-Mn) (Figure 4.7). Les expérimentations de Kurshakova et Avetisyan (op. cit.) démontrent que l'hédénbergite est stable dans un intervalle de température très ample qui est compris entre 600° et 1400°C. Wones (op. cit.) considère que la présence de clinopyroxène ou d'amphibole riches en magnésium indique des conditions oxydantes pour le magma. Dans le cas du Complexe Granitique Estrela, la richesse en fer des minéraux ferromagésiens suggère plutôt des conditions de basse fugacité d'oxygène. La stabilité de l'ilménite comme seul oxyde Fe-Ti dans le massif confirme ces basses valeurs de la fO_2 .

D'après la discussion ci-dessus on peut suggérer, qualitativement, que la cristallisation des roches du Complexe Granitique Estrela a été contrôlée par des conditions de basse fO_2 . Les faciès tonalitiques, granodioritiques et les monzogranites à hornblende et clinopyroxène ont cristallisé sous des conditions de fO_2 entre les tampons magnétite-wüstite (MW) et wüstite-fer (WI). Dans cet intervalle, la paire hédénbergite - ferro-pargasite est stable. Probablement il y a eu une augmentation limitée de la fugacité d'oxygène lors de la cristallisation des faciès subséquents à hornblende et/ou biotite. Ces conditions de fugacité un peu plus élevées pourraient être proches de celles du tampon magnétite-wüstite (MW). Sur ces conditions de fugacité et sous des températures supérieures à 800°C l'hédénbergite n'est plus stable. Ces variations de fO_2 imposant un champ de stabilité limité à ce minéral pourrait expliquer son apparition très localisée dans les roches du massif.

Les évidences microtexturales, signalées principalement par la formation du sphène à partir de la corrosion des amphiboles et à partir du remplacement de l'ilménite suggèrent que l'augmentation de la fugacité d'oxygène s'est poursuivie dans les stades subsolidus. Cette augmentation de fO_2 a continué encore dans les stades tardi- à post-magmatiques comme en atteste la formation des assemblages à stilpnomélane-chlorite-magnétite-épidote.

4.5- LA LIGNÉE MAGMATIQUE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

4.5.1. Aspects généraux

Dans cette partie nous allons discuter la géochimie du Complexe Granitique Estrela sur la base des données présentées en début de chapitre, lors des descriptions de faciès. Cela nous permettra de montrer les variations de composition chimique des différents faciès et de reprendre la caractérisation de la lignée magmatique correspondant aux roches en considération.

Les éléments majeurs (Tableau 4.15) — Le Complexe Granitique Estrela montre des teneurs modérées à localement faibles en SiO_2 , comprises entre 63.4% et 75.1%. La valeur la plus basse est constatée dans une tonalite à hornblende et biotite, tandis que la plus haute est vérifiée dans un monzogranite à biotite.

Les teneurs en Al_2O_3 (Figure 4.8 b) permettent de distinguer deux principaux groupes de roches:

(1) l'un aux teneurs proches de 13.5% (groupe P), formé par les roches où la biotite prédomine sur l'amphibole (0.5-2.3% de corindon normatif) ; ces faciès s'étendent de la partie centrale à la partie ouest, mais elles sont observées aussi dans un domaine restreint situé au Nord du complexe;

(2) et l'autre aux teneurs proches de 11.5% (groupe M) où l'amphibole est le minéral mafique le plus important en termes modaux (1.4-6.1% de diopside normatif).

Deux monzogranites à hornblende échappent à cette règle, à savoir les échantillons VI-11 et VIII-14, puisqu'ils montrent des valeurs de Al_2O_3 proches de 13.5%. Ces deux exceptions se localisent dans une partie intermédiaire entre les deux groupes (M et P).

La tonalite à hornblende et biotite montre la teneur la plus élevée en Al_2O_3 (15.2%), se traduisant par l'abondance considérable du plagioclase.

Les roches du Complexe Granitique Estrela se distinguent par de concentrations très élevées en FeO_{tot} et très basses en MgO . Une teneur plus importante en MgO (1.5%) est observée dans la tonalite à hornblende et biotite (Tab. 4.15), ce qui est en accord avec les compositions relativement plus magnésiennes de ses minéraux mafiques.

Les alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) sont présents en quantités importantes. Dans les monzogranites la variation de leurs teneurs est faible, mais avec des valeurs comparativement plus élevées (~8.4%) dans le groupe peralumineux plus riche en biotite que dans le groupe métalumineux (~6.2%) plus riche en amphibole. Les variétés granodioritiques (1.6%) et tonalitiques (1.7%) montrent des chutes considérables des valeurs de K_2O , au contraire des syénogranites (5.56%) et des pegmatites (7.3%).

Les teneurs en CaO sont modérées à faibles et relativement homogènes (1.1-2.6%) sauf dans le cas de la granodiorite (3.13%) et de la tonalite (4.42%).

On notera sur les diagrammes de Harker (Fig. 4.8) (i) que si les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 et FeO montrent des évolutions parallèles (mais à teneurs différentes), le CaO a un comportement contrasté entre les deux groupes (à peu près constant dans le groupe métalumineux, décroissant dans le groupe peralumineux), et (ii) qu'il n'y a pas de continuité entre les deux groupes. Cela implique que le groupe P ne peut pas dériver du groupe M par simple différenciation d'un magma unique.

Les éléments traces — Les teneurs en Ba (685-1074 ppm) sont très importantes et relativement hétérogènes (Tableau 4.15). Le syénogranite à biotite et hornblende (Ba= 1968 ppm) et la tonalite à hornblende et biotite (315 ppm) sont, respectivement, enrichi et appauvri en cet élément. Les concentrations en Ga (24-29 ppm) sont très hautes et très homogènes, avec des rapports Ga/Al élevés. Les valeurs en Nb sont à peu près identiques mais un peu plus hétérogènes (21-45 ppm).

Les teneurs en Sr sont très hétérogènes (15-166 ppm) et ne montrent pas de différence d'un groupe à l'autre. Les concentrations en Rb (Tableau 4.15) restent modérées à faibles dans le groupe M à hornblende prédominante (46-168 ppm), et plus élevées dans le groupe P plus riche en biotite (160-397). Les rapports K/Rb sont différents d'un groupe à l'autre: 103 pour la tonalite, 100-200 pour le groupe P, 220 pour les deux échantillons hybrides, et supérieur à 240 pour le groupe M.

Les concentrations en Zr sont très nettement différentes dans les deux groupes (Fig. 4.9a): Zr varie de 500 à 640 ppm dans le groupe M et de 146 à 437 ppm dans le groupe P. L'yttrium dont les valeurs sont en général élevées et très hétérogènes (13-155 sauf un échantillon à 404 ppm) montre un faible contraste entre les deux groupes (Fig. 4.9b), étant un peu plus élevé dans les roches du groupe M. La forte valeur de Y dans un des échantillons reste inexplicée, car il n'y a pas de variation significative de la proportion des minéraux accessoires (zircon, allanite). Les concentrations en U, Th et Ce sont très variables et en général très élevées (Tableau 4.15), principalement en ce qui concerne les deux derniers éléments, ce qui est traduit certainement par l'importance de l'allanite dans les roches du Complexe Granitique Estrela.

En ce qui concerne le comportement des terres rares, les roches du Complexe Granitique Estrela en présente de fortes concentrations. Leurs spectres se distinguent par un fractionnement négligeable des terres rares lourdes et modéré des terres rares légères et par des anomalies négatives en europium d'intensité faible à modérée (Figures 4.10). Une faible différence de comportement des terres rares est observée entre les groupes P et M: le premier a tendance à être plus riche en terres rares légères, le second en terres rares lourdes. Cependant, cette différence de fractionnement des spectres reste minime. Par rapport au groupe M, la tonalite à hornblende et biotite présente les concentrations en terres rares les plus basses.

On notera les teneurs très faibles en terres rares des veines aplitiques (Figure 4.10), montrant un spectre plat avec une anomalie positive en Eu. Ceci est cohérent avec le caractère très différencié de ces faciès.

	Monzogranites à biotite							Monzogranites à biotite - hornblende					Monzogranites à hornblende et biotite à ilmenite à ilmenite			
	II-22	IV-74	IV-77	CRN-33B	CAP 14	CAP 31	CN-33A	CN-40	VI-18	CAP 39	CAP 33	CN-100	CN-104	CAP 43	VI-62	CAP 13
SiO2	71.78	72.16	74.69	75.06	72.6	68.51	71.67	73.12	72.1	70.41	71.23	72.74	70.81	71.5	69.73	69.83
TiO2	0.27	0.26	0.14	0.16	0.21	0.59	0.25	0.35	0.27	0.3	0.25	0.28	0.32	0.25	0.64	0.62
Al2O3	13.37	13.42	13.38	13.74	13.06	11.39	13.25	13.64	13.64	13.51	13.37	13.69	13.65	12.97	11.6	11.44
Fe2O3	1.43	1.4	1.19	0.51			1.12	1.67	1.09			1.33	2.12		3.92	
FeO	2.72	2.08	1.44	1.79			2.83	2.83	2.59			2.51	3.69		4.57	
Fe2O3*	4.15	3.48	2.63	2.3	3.91	9.34	4.56	4.5	3.68	4.91	4.31	3.84	5.81	4.4	8.49	8.32
MnO	0.03	0.02	0.01	0.01	0.02	0.04	0.03	0	0.02	0.04		0.02	0.02	0.02	0.03	0.05
MgO	0.18	0.13	0.06	0.09	0.24	0.16	0.12	0.12	0.25	0.37	0.25	0.19	0.12	0.25	0.14	0.19
CaO	1.43	1.32	1.08	1.05	1.18	2.05	1.25	1.53	1.48	1.67	1.48	1.39	1.61	1.6	2.09	1.6
Na2O	3.42	3.36	3.42	3.07	3.46	3.36	3.48	2.72	3.12	3.93	3.51	2.76	3.48	3.21	2.96	3.22
K2O	4.87	4.76	4.65	5.33	4.21	2.83	4.58	3.92	4.74	3.63	4.23	4.83	3.98	4.68	4.25	3.46
P2O5	0.03	0.07	0.06	0.07	0.03	0.08	0.07	0.08	0.09	0.06	0.04	0.08	0.1	0.04	0.12	0.09
L.O.I	0.77	0.65	0.32	0.5	0.81	1.33	0.84	0.67	0.72	1.18	1.07	0.72	1.09	0.78	0.6	0.9
Total	100.30	99.63	100.44	101.38	99.73	99.68	100.10	100.65	100.11	100.01	99.74	100.54	100.99	99.70	100.65	99.72
As					0.24	0.21				0.28	0.25		0.24		15.40	
Ba					758	857				685	766		915		650	
Be					4.28	8.42				4.96	5.55		2.9		3.71	
Bi					0.02	0.01				0.02	0.03		0.03		0.05	
Cd					0.24	0.17				0.09	0.07		0.12		0.32	
Ce					320.6	152.3				440.9	355.4		351.9		143.4	
Co					3.35	8.32				4.68	4.47		3.65		21	
Cr					4.12	1.53				6.24	5.39		4.27		3.05	
Cs					0.45	3.2				0.75	0.53		0.51		0.62	
Cu					9.42	5.6				13.3	16.5		17.8		36	
Dy					14.07	17.06				14.34	13.09		12.71		16.13	
Er					7.89	11.62				7.62	7.56		6.93		10.35	
Eu					1.46	1.81				1.87	1.53		1.54		2.65	
Ga					23.9	28.5				28.9	26.6		23.5		23.5	
Gd					16.73	15.49				20.32	15.62		14.86		14.93	
Hf					8.31	15				12.1	9.91		10.1		14.5	
Ho					3.05	4.18				2.84	2.77		2.71		3.7	
La					197.7	81.26				281.5	205.7		213.6		70.02	
Lu					1.18	1.89				1.11	1.05		0.95		1.61	
Mo					0.41	0.38				0.51	0.55		0.37		0.52	
Nb	33	29	21	30	29	37	35	45	27	32	31	28	30	25	34	27
Nd					110.1	67.99				143.3	108.3		109.4		65.52	
Ni					2.96	1.78				4.58	4.46		3.75		2.33	
Pb					25.5	6.43				49.3	27.9		36.4		5.28	
Pr					32.9	17.43				44.61	33.96		33.56		16.69	
Rb	237.00	200	223	259	185	397	331	287	255	176	160	265	131	158	168	102
Sb					0.08	0.07				0.06	0.05		0.6		0.06	
Sc					2.9	5				4.1	3.4		3.7		5	
Sm					18.63	14.46				23.53	17.92		17.29		14.25	
Sn					4.9	7.58				2.79	2.6		4.29		4.29	
Sr	66.00	81	55	63	54.2	16.8	62	64	83	58.6	56.1	84	95	60.1	47	14.8
Ta					2.24	6.38				2.72	2.86		1.68		2.19	
Tb					2.37	2.65				2.67	2.28		2.19		2.48	
Th					125	24.1				222	136		161		19.4	
Tl																
Tm					1.2	1.79				1.08	1.07		1.11		1.58	
U					30	10.7				67.3	43.6		26.4		4.36	
V					7.18	2.69				7.55	9.2		6.69		3.94	
W					0.32	0.33				0.39	0.23		0.4		0.42	
Y	86.00	65	13	42	84.9	136	88	102	61	80.8	77.4	50	84	74	131	100
Yb					7.82	12.04				7.05	7.31		6.76		10.63	
Zn					24.1	37.9				31.5	19.9		27.2		24	
Zr	273.00	260	146	147	292	577	210	258	237	425	349	217	255	351	640	555

Tableau 4.15 Données chimiques (éléments majeurs en %pds, traces en ppm) des roches du Complexe Granitique Estrela.

	Monzogranites à hornblende				Monzogranites à hbl - cpx			Syénogranite	Granodiorite	Tonalite	Pegmatoides		Aplite	Granite	
	VI-11	VIII-14	VIII-75	VIII-76	VIII-16	VIII-22	VIII-82	CRN-8D	CAP 35	CAP 5	CAP 40	CN-23A	CRN-9	CAP 6	Hydrotherm CAP 42
SiO2	69.52	71.13	72.88	71.94	73.05	72.81	71.03	72.28	67.3	72.43	63.34	66.95	71.64	73.14	75.14
TiO2	0.38	0.72	0.59	0.57	0.58	0.55	0.59	0.57	0.68	0.52	0.73	0.39	0.23	0.02	0.22
Al2O3	13.53	13.21	11.68	11.5	11.58	11.8	11.59	11.44	11.5	11.3	15.17	13.86	13.77	14.14	14.44
Fe2O3	1.81	1.08	2.34	2.78	1.86	2.2	1.59	2.27				3	1.1		
FeO	3	2.15	3.81	4.09	3.58	3.51	3.23	4.37				4.1	2.29		
Fe2O3*	4.81	3.23	6.15	6.87	5.44	5.71	5.01	6.64	9.33	6.08	7.26	7.07	3.39	0.75	0.36
MnO	0.03	0.03	0.03	0.03	0.04	0.06	0.05	0.03	0.03	0.06	0.04	0.03	0.03		
MgO	0.11	0.15	0.11	0.09	0.04	0.05	0.04	0.15	0.54	0.12	1.5	0.12	0.09		
CaO	1.9	2.35	2.26	2.25	2.6	1.95	2.32	1.86	2.46	3.13	4.42	2.05	1.81	0.2	0.68
Na2O	3.76	3.82	3.89	3.14	2.9	3.1	3.45	1.72	1.96	4.09	4.85	2.91	3.54	2.97	8.3
K2O	4.86	3.94	2.58	3.57	3.37	4.07	4.05	5.56	5.2	1.59	1.72	7.29	4.73	7.84	0.1
P2O5	0.09	0.16	0.07	0.08	0.09	0.08	0.09	0.08	0.12	0.05	0.26	0.15	0.08		0.03
L.O.I	0.69	0.46	0.43	0.57	0.49	0.43	0.43	0.88	0.44	0.3	0.49	0.92	0.47	0.68	0.58
Total	99.68	99.20	100.67	100.61	100.18	100.61	98.65	101.21	99.56	99.67	99.78	101.74	99.78	99.74	99.85
As								0.17	0.39	0.09				0.19	0.57
Ba								1968	860	315				1074	41.7
Be								3.45	6	4.81				2.49	2.38
Bi								0.01	0.01	0.02				0.02	0.03
Cd								0.15	0.16	0.13				0.05	0.19
Ce								158.1	281.9	115.1				15.82	326.5
Co								7.63	3.79	16.5				0.57	0.68
Cr								1.97	3.44	16				2.09	3.71
Cs								2.06	0.25	0.94				0.65	0.47
Cu								26.9	8.1	21.1				16	8.31
Dy								16.36	22.84	10.73				1.901	23.17
Er								9.97	13.55	6.61				1.266	13.29
Eu								3.26	2.59	1.68				0.86	4.24
Ga								26.5	26.6	28.5				22.6	26.7
Gd								14.76	22.16	10.83				1.454	37.12
Hf								16.2	16.9	9.94				0.78	9.34
Hb								3.8	5.01	2.38				0.432	4.97
La								79.23	138.2	56.15				4.74	626.1
Lu								1.58	2.13	1.13				0.26	1.83
Mo								2.66	0.66	0.25				1.16	0.52
Nb	34	32	31	31	36	29	38	23	26	32	27	33	17	6.42	26
Nd								69.72	121.1	54.02				4.401	294.3
Ni								1.88	3.22	23.7				1.71	1.43
Pb								5.84	8.26	6.89				5.52	35.5
Pr								17.8	32.91	13.57				1.2	87.98
Rb	182	144	46	66	108	84	117	87	170	53.5	139	151	94	355	7.69
Sb								0.03	0.06					0.05	0.03
Sc								6.5	5	8.1				0.6	2.5
Sm								15.31	23.05	11.63				1.314	41.07
Sn								10.1	6.05	3.95				2.17	4.16
Sr	85	166	47	33	126	49	92	27	41.7	72.5	145	73	151	29.5	49.4
Ta								2.2	3.02	2.76				1.28	1.41
Tb								2.57	3.56	1.73				0.262	4.52
Th								25	40.3	28.8				9.66	160
Ti															
Tm								1.51	2.06	1.03				0.224	1.96
U								6.35	7.29	8.67				4.32	41.4
V								6.39	2.11	60.8				0.69	7.59
W								0.35	0.3	0.26				0.19	0.43
Y	90	76	109	118	153	106	404	79	99.6	138	68.1	155	48	12.7	134
Yb								10.59	14.71	7.23				1.7	12.27
Zn								27.7	49.5	29.3				27.2	7.16
Zr	376	500	546	631	589	545	564	505	625	632	437	80	92	17.2	309

Tableau 4.15 - (Suite).

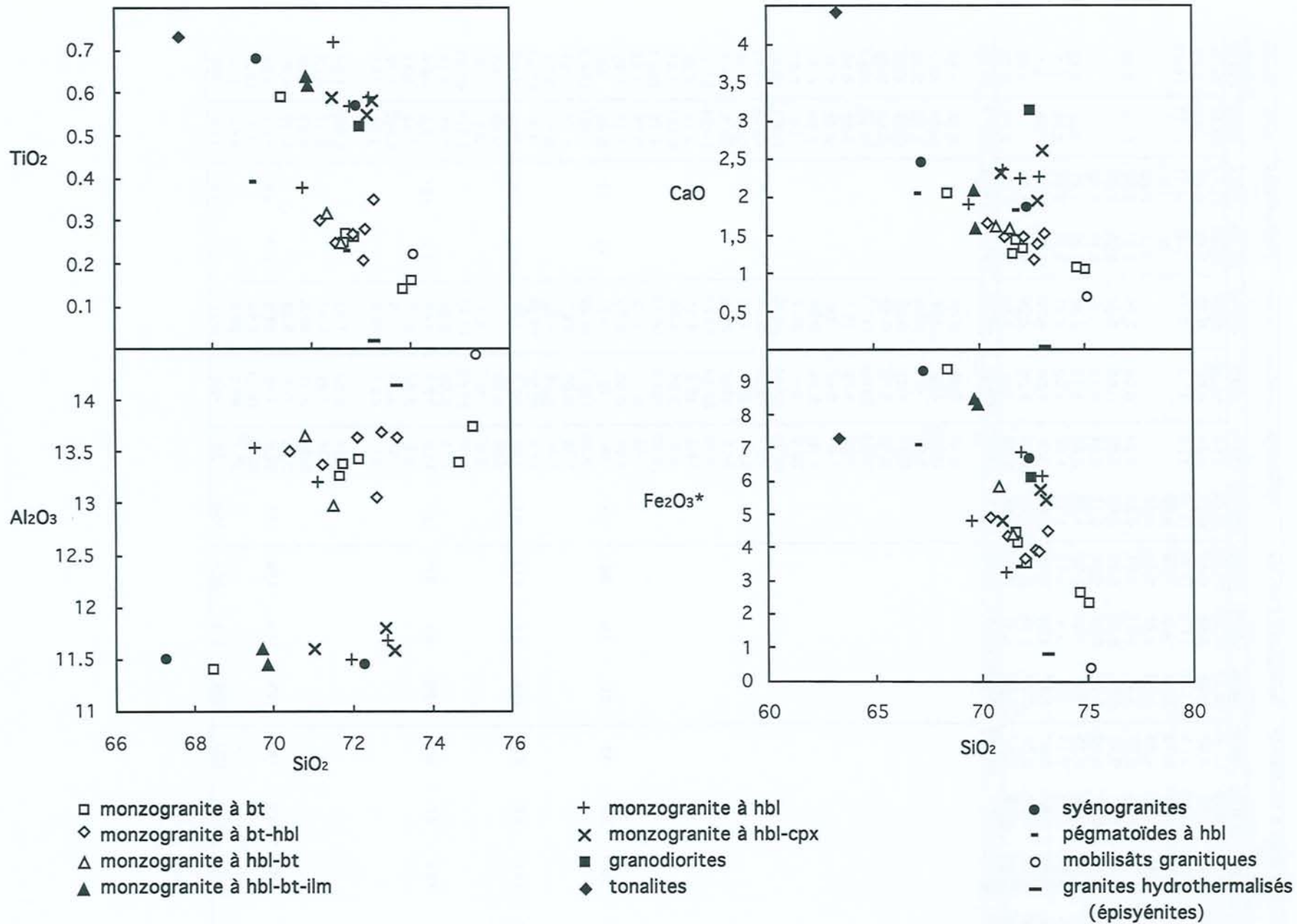


Fig. 4.8 - Diagrammes comparant SiO_2 avec (a) TiO_2 , (b) CaO , (c) Al_2O_3 et (d) Fe_2O_3^* des roches du Complexe Granitique Estrela.

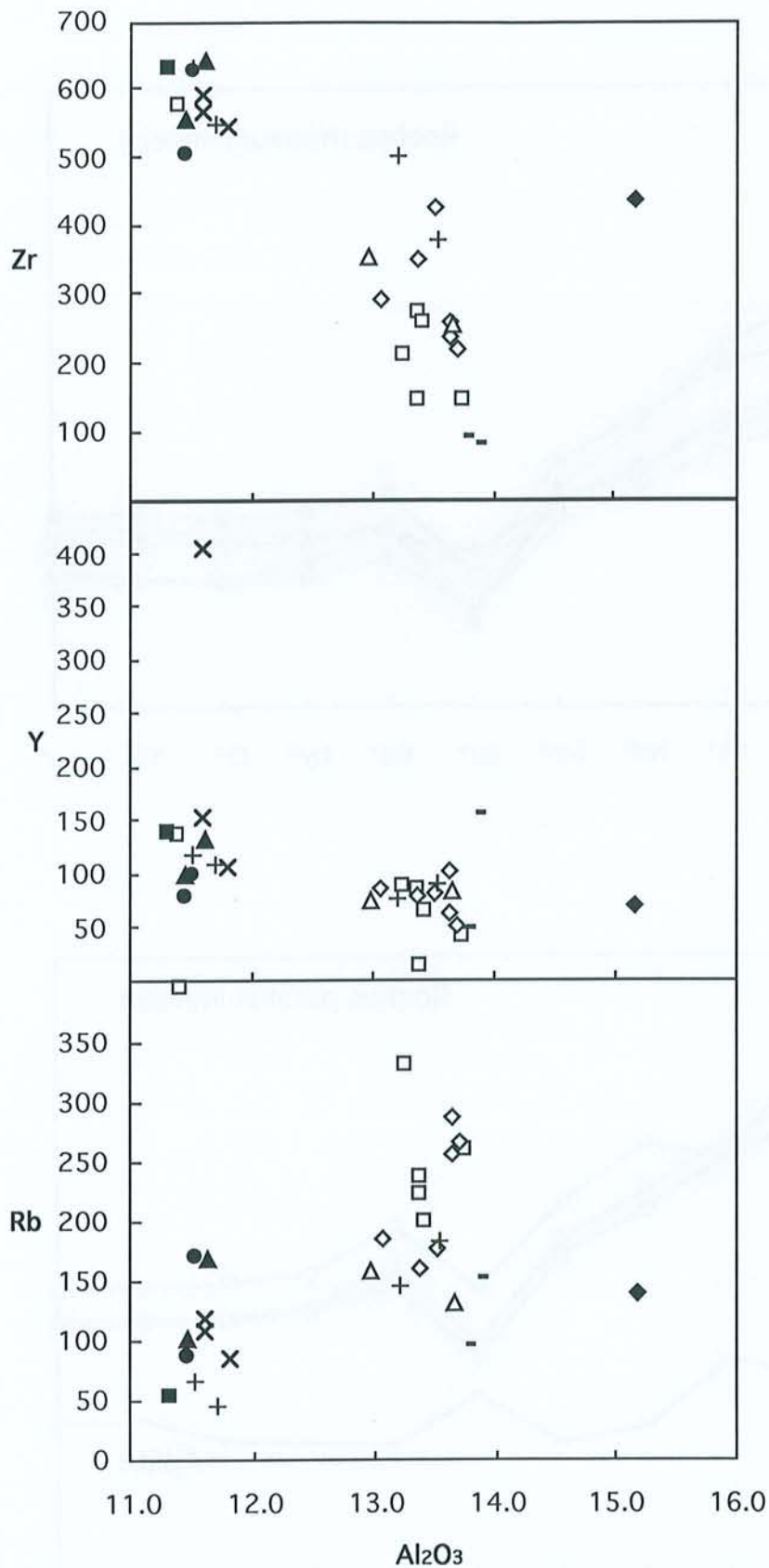


Fig. 4.10 - Diagrammes comparant Al_2O_3 vs. (a) Zr, (b) Y et (c) Rb des roches du Complexe Granitique Estrela. Symboles comme dans la figure 4.9.

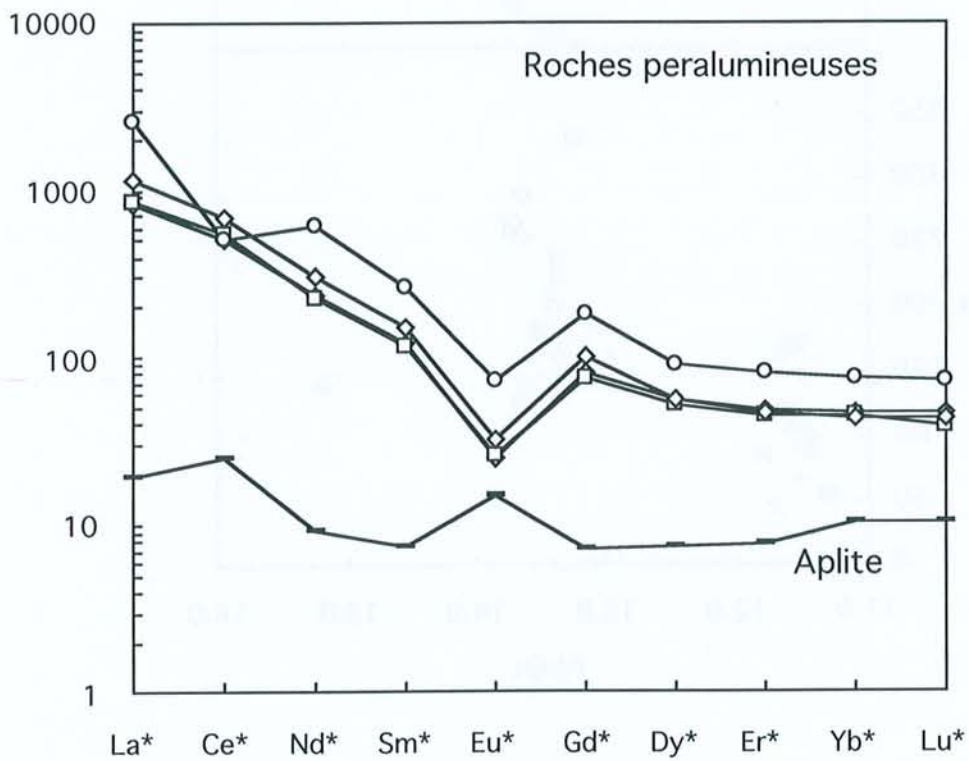
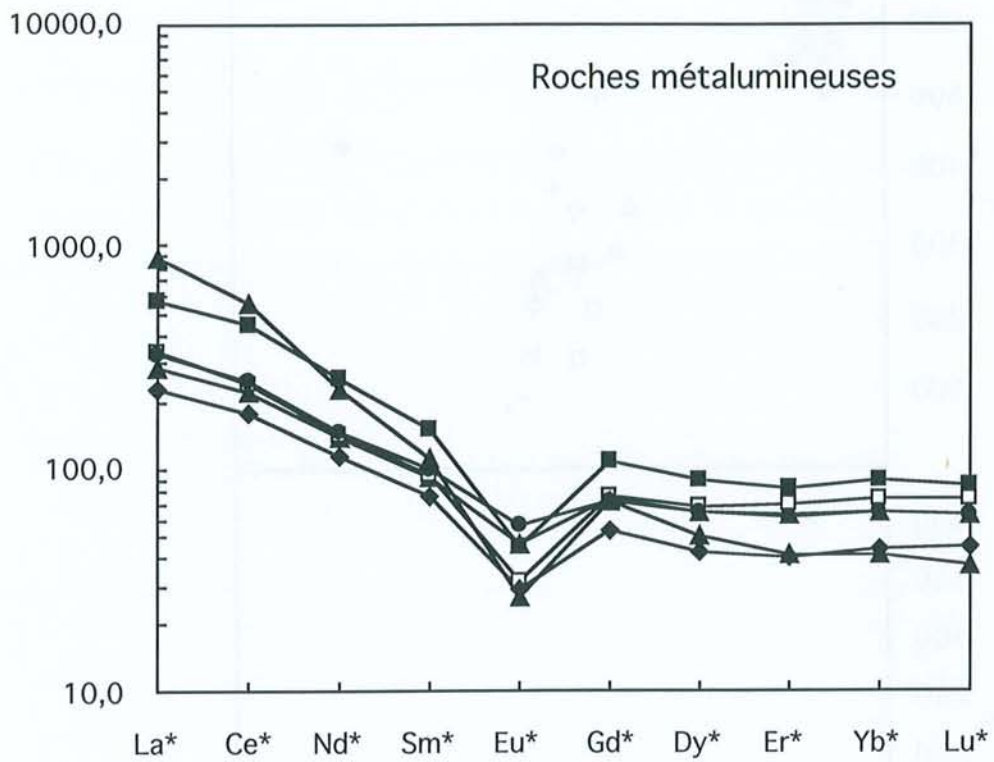


Fig. 4.10 - Spectres de terres rares des roches du Complexe Granitique Estrela.

Les teneurs en éléments traces confirment l'existence de deux groupes principaux au sein du Complexe Granitique Estrela:

- l'un peralumineux riche en Rb, avec des rapports K/Rb faibles et cohérents avec la prédominance de la biotite (Shaw, 1968), et des teneurs plus faibles en Y et Zr;

- l'autre métalumineux, plus pauvre en Rb, avec des rapports K/Rb plus élevés, cohérents avec la prédominance de l'amphibole, et des teneurs plus fortes en Y et Zr.

4.5.2- Caractérisation de la lignée magmatique du Complexe Granitique Estrela

De nombreux diagrammes basés soit sur la composition des minéraux ou sur la typologie des zircons, soit sur les compositions modales ou en éléments majeurs et traces des roches, ont été proposés comme moyen de classification des roches granitiques. N'ayant pas abordé la typologie des zircons nous montrerons la tendance des roches étudiées simplement à partir de la composition des biotites et des roches totales.

La composition des biotites — Deux classifications des séries granitiques utilisent la composition des biotites. Dans la première, basée sur les valeurs de $MgO - FeO_{tot} - Al_2O_3$ (Rossi et Chèvremont, 1987), le Complexe Granitique Estrela se situe dans le champ de l'association monzonitique ferro-potassique (Figure 4.11 b). Dans la seconde, basée sur le nombre de cations Mg et Al_{tot} des formules structurales des biotites (Nachit, 1994), le Complexe Granitique Estrela se trouve dans le champ des granites alcalins (Figure 4.11 a). Le caractère ferropotassique mis en évidence par la première classification est en accord avec les caractères chimiques observés dans les granites à signature "alcaline".

La composition des roches — Les classifications sont multiples et nous n'en avons retenu que quelques unes:

(1) *Séries magmatiques de Lameyre et Bowden (1982)*: selon cette classification modale QAP, la forte prédominance de roches monzogranitiques dans le Complexe Granitique Estrela suggérerait une affinité avec les granites d'origine crustale, mais la dispersion des données ne montre aucune lignée de différenciation (Figure 4.1).

(2) *Les granites à magnétite et à ilménite d'Ishihara (1981)*: dans cette classification basée sur la nature des oxydes, les roches étudiées, ayant de basses teneurs en oxydes (Tableau 4.1) et de l'ilménite comme le seul oxyde, sont comparées aux granites cristallisés sous des conditions réductrices (basses fO_2).

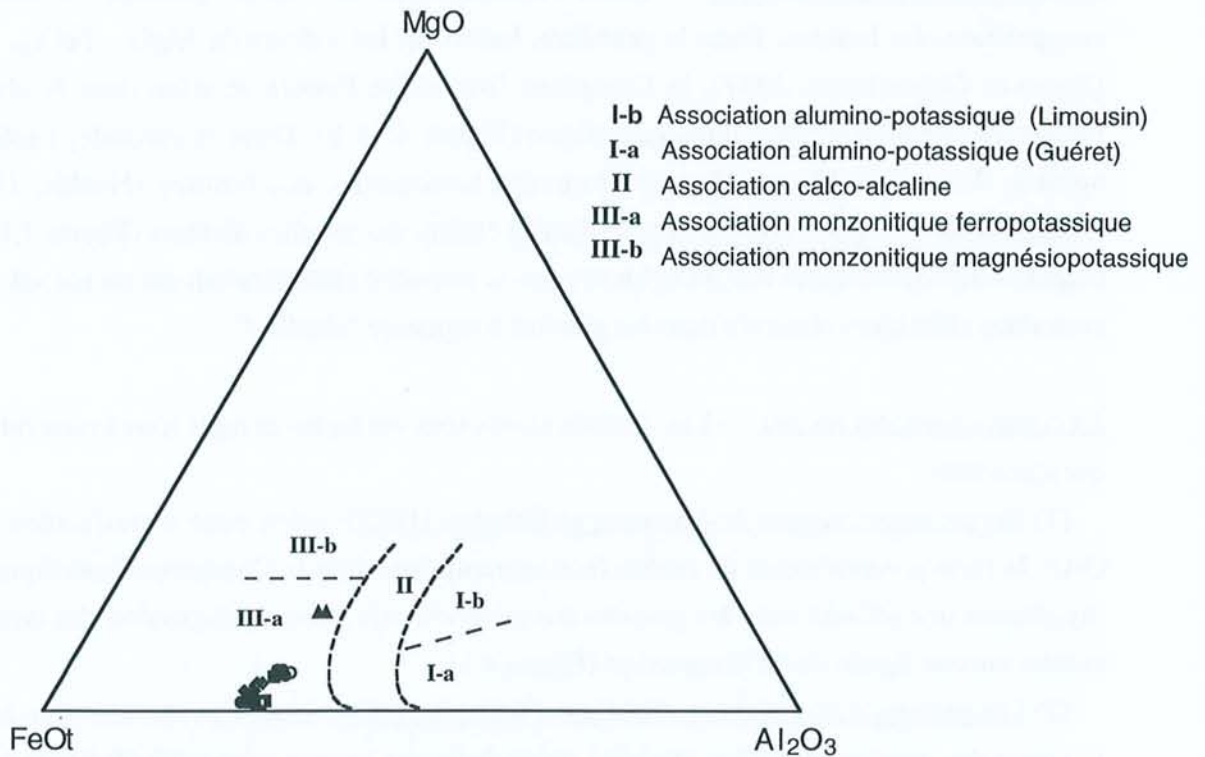
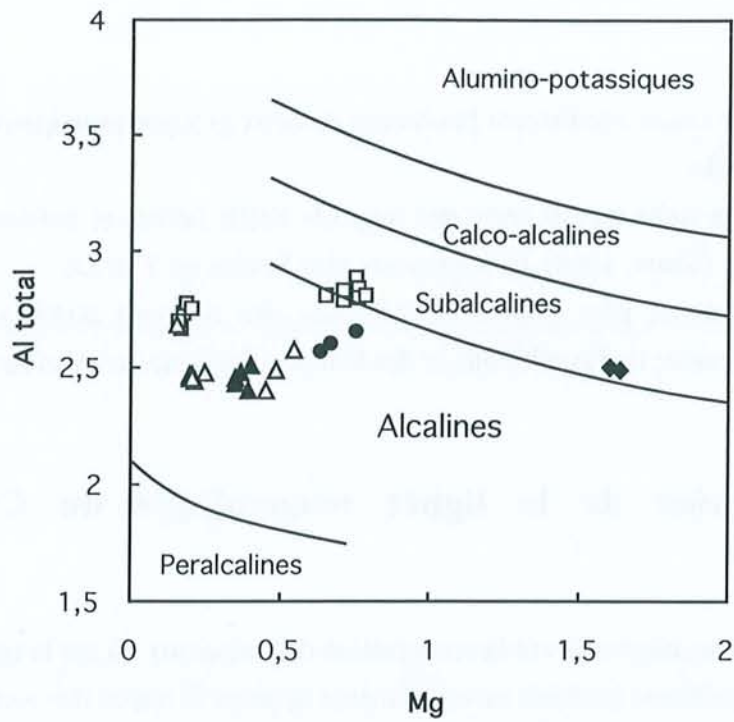


Fig. 4.11 - Diagrammes (a) Mg vs. Al total (divisions cf. Nachit, 1994) et (b) MgO - FeOt - Al₂O₃ (divisions cf. Rossi et Chèvremont, 1987) des biotites des roches du Complexe Granitique Estrela.

(3) La classification de Debon et Le Fort (1983, 1988): dans le diagramme R1-R2 [$R1 = 4Si - 11(Na+K) - 2(Fe+Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$], les analyses du Complexe Granitique Estrela se disposent suivant la lignée subalcaline (Figure 4.12 a); dans le diagramme A-B [$A = Al - (K+Na+2Ca)$, $B = Fe+Mg+Ti$], on observe que les monzogranites riches en biotite se trouvent dans le champ des roches faiblement peralumineuses tandis que les roches riches en amphibole sont situées dans les champ métalumineux (Figure 4.12 b).

(4) Les granites alcalins de Sylvester (1987, 1994): la discrimination des granites alcalins se fait dans un diagramme $(Al_2O_3+CaO)/(FeOt+Na_2O+K_2O)$ vs. $100(MgO+FeOt+TiO_2)/SiO_2$ (Figure 4.12 c). Ces granites alcalins sont subdivisés en types Phanérozoïques (ALK-1 et ALK-2) et Archéens (ALK-3 et ALK-4). Les types ALK-1 et ALK-3 se caractérisent en règle générale par des teneurs plus élevées en fer et en éléments incompatibles. Les roches du Complexe Granitique Estrela s'apparentent au type ALK-3 et en partie au type ALK-1.

(5) Les granites de type A selon Loiselle et Wones (1979): les caractéristiques chimiques des roches du Complexe Granitique Estrela sont celles des granites de type A, définis initialement comme étant des roches modérément alcalines avec de basses teneurs en Al_2O_3 et CaO, avec des rapports $Fe/(Fe+Mg)$ et K_2O/Na_2O élevés et de hautes concentrations en K_2O et en éléments traces incompatibles (terres rares, sauf l'Eu, Zr, Nb et Ta), et ayant cristallisé sous des conditions de fugacité d'oxygène et de fugacité d' H_2O faibles. Les caractères donnés par Collins et al. (1992), à savoir phases mafiques riches en fer, se distinguant par leurs hautes concentrations en éléments alcalins, fluor et chlore et rapports Ga/Al élevés, se retrouvent également dans les granites du Complexe Estrela. Seul le contexte tectonique de mise en place est différent (cf. chapitre 5). La classification proposée par Whalen et al. (1987) recouvre celle de Loiselle et Wones (Figures 4.13 c-d).

(6) Classifications de Pearce et al. (1984): les diagrammes "géotectoniques" basés sur les teneurs en Y, Rb, Yb et Ta indiquent un contexte de type intra-plaque (Figures 4.13 a-b) pour les granites étudiés.

(7) Les Granites de type A selon Eby (1990) Eby et al. (1992): dans ces diagrammes la discrimination se fait essentiellement en fonction des sources, avec deux sous-types sur la base des rapports Y/Nb: les granites A1 différenciés à partir de magmas basaltiques et les granites A2 dérivés par fusion d'une croûte continentale. Par leurs hauts rapports Y/Nb, les roches du Complexe Granitique Estrela sont comparables aux granites de type A2 (Figure 4.14).

(8) Les granites de type A alumineux de King et al. (1997): plus récemment, ces auteurs ont proposé la dénomination "granites de type A alumineux" dans le sens de distinguer les granites de type A métalumineux et faiblement peralumineux de ceux peralcalins. Les caractéristiques chimiques des granites de type A alumineux sont fort semblables à celles du Complexe Granitique Estrela du groupe P ($Al_2O_3 \sim 13.5\%$). Un autre point important considéré par King et al (op. cit.) est lié au contexte syntectonique de mise en place des granites de type A alumineux de la Ceinture Lachlan. Cette caractéristique, aussi partagée par le Complexe Granitique Estrela, vient s'ajouter aux problèmes de taxonomie des granites de type A.

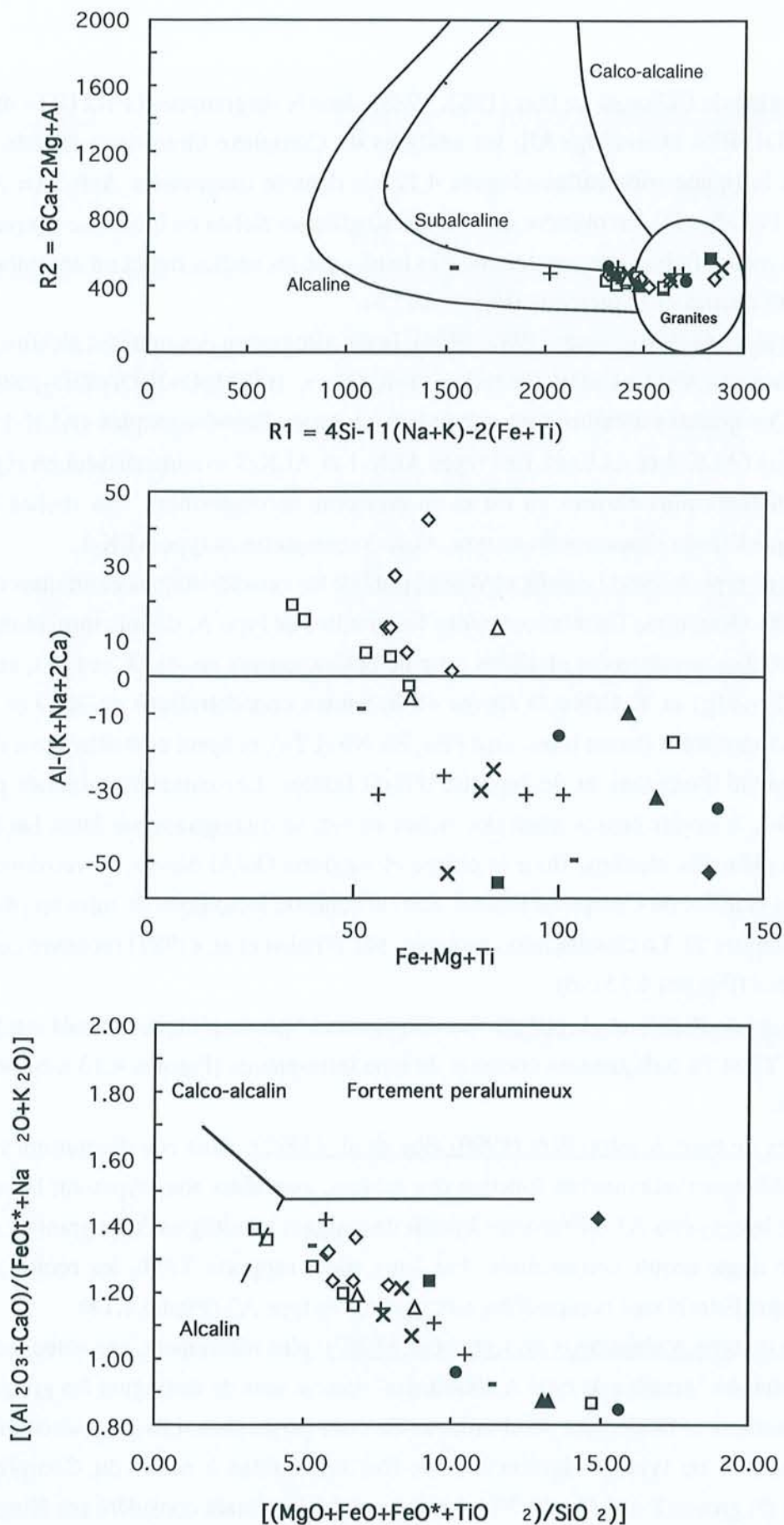


Fig. 4.12 - Diagrammes (a) R1-R2 ; (b) (Fe+Mg+Ti) vs. [Al-(K+Na+2Ca)] et (c) $[(Al_2O_3 + CaO) / (FeO^* + Na_2O + K_2O)]$ vs. $[(MgO + FeO + FeO^* + TiO_2) / SiO_2]$ des roches du Complexe Granitique Estrela. Symboles comme dans la figure 4.9.

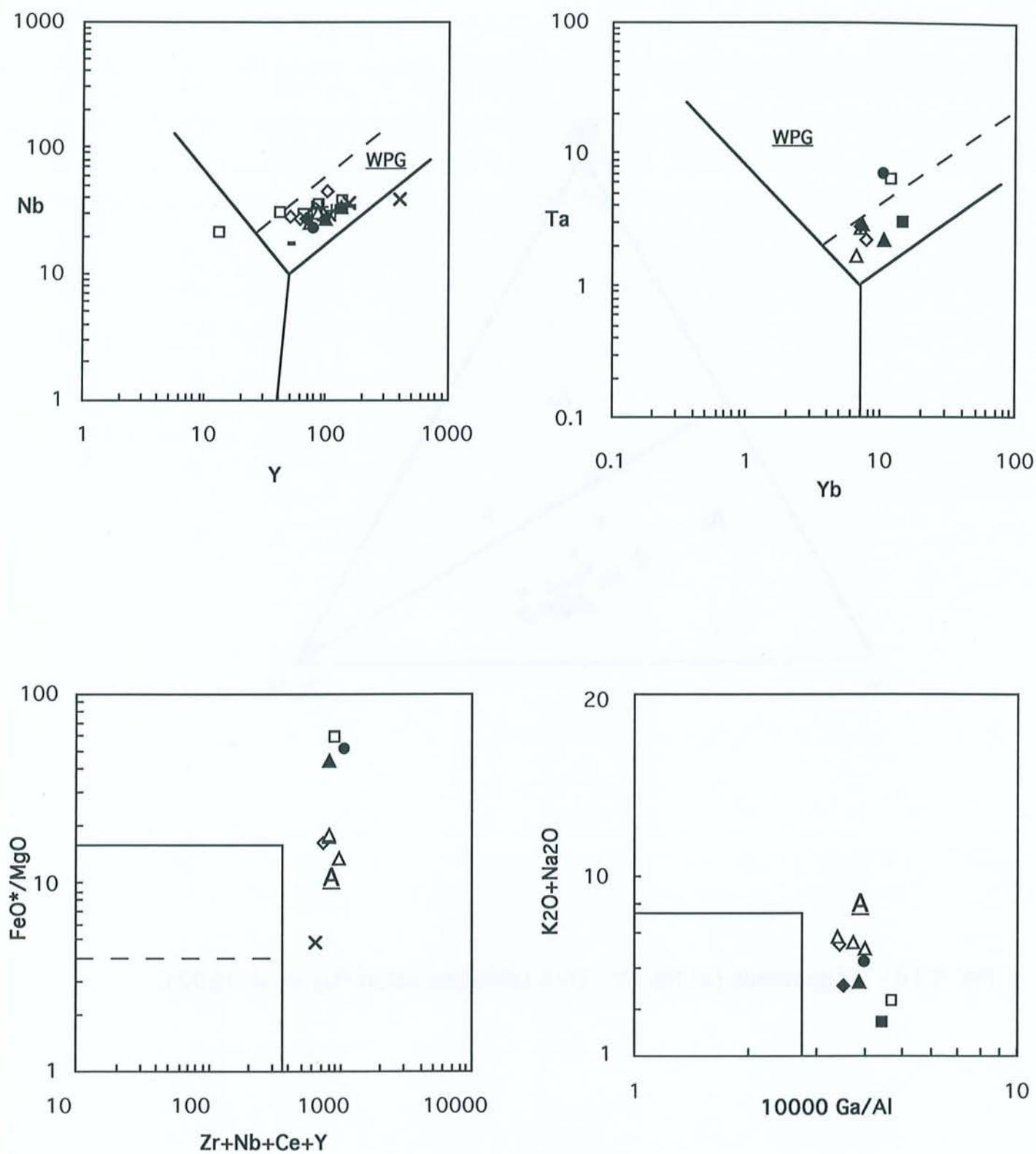


Fig. 4.13 - Diagrammes (a) Y vs. Nb, (b) Yb vs. Ta, (c) (Zr+Nb+Ce+Y) vs. (FeO*/MgO) et (d) (10000 Ga/Al) vs. (K₂O+Na₂O) des roches du Complexe Granitique Estrela. (a et b) selon Pearce et al. (1984) et (c et d) selon Whalen et al. (1987).

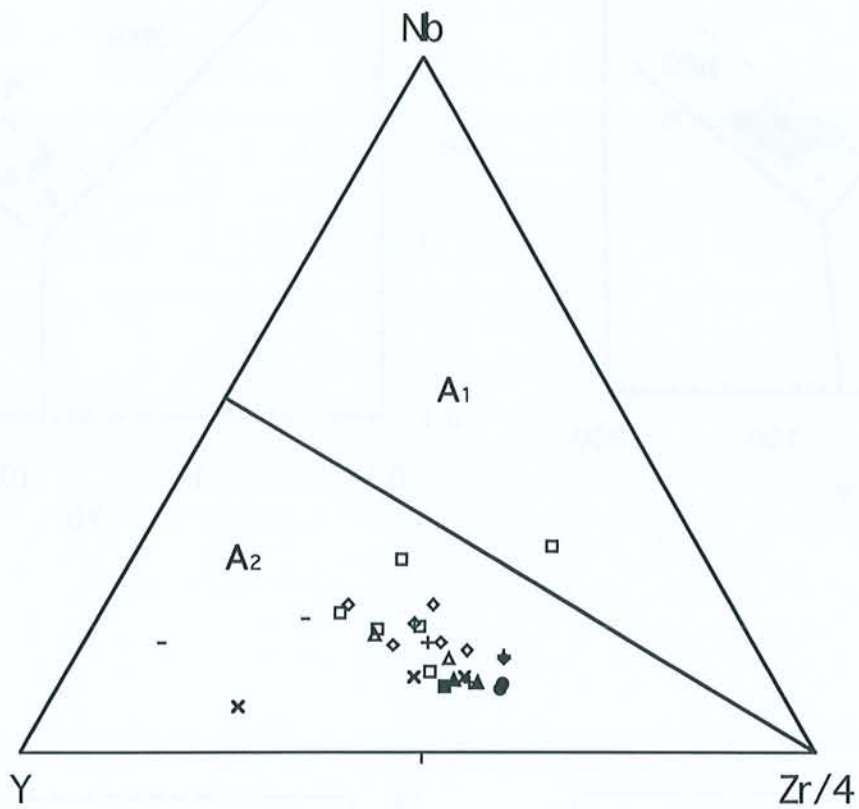


Fig. 4.14 - Diagrammes (a) Nb - Y - Zr/4 (divisions selon Eby et al. 1992).

4.5.3- Les granites de type A - un problème de taxonomie

Les compositions chimiques des roches et des minéraux du Complexe Granitique Estrela sont fort comparables à celles des granites de type A dans les diverses classifications présentées ci-dessus. Cette appellation "type A" pose, cependant, un problème d'ordre terminologique, car elle sous-entend soit un caractère **anorogénique**, soit une **composition alcaline**, soit une source **anhydre**, soit encore la prédominance de **feldspath alcalin**. La formation des granites phanérozoïques et protérozoïques de type A est souvent reliée à des contextes tectoniques post-orogéniques à anorogéniques. Néanmoins, la liaison entre les signatures chimiques et les contextes tectoniques paraît inadéquate, principalement quand il s'agit des roches archéennes. Cela est en particulier vrai pour le Complexe Granitique Estrela, chimiquement comparable aux granites de type A, mais dont les évidences structurales (Chapitre 5) démontrent une mise en place syntectonique. Nous suggérons que cette appellation soit maintenue simplement dans le but d'exprimer la nature chimique de ces roches plutôt que de leur conférer un contexte, une source ou la présence d'un minéral quelconque.

4.5.4- Comparaison avec d'autres granites "alcalins" d'âge Archéen

Auparavant on croyait que la présence des granites de type A était plutôt limitée à la granitogenèse protérozoïque et phanérozoïque et que l'occurrence de ces granites n'était que très rare dans les terrains Archéens. Cependant, le progrès de la connaissance de ces terrains anciens a montré, au contraire, que les granites de type A archéens sont plus répandus qu'on ne l'imaginait. Plus récemment, une synthèse sur les granites faite par Sylvester (1994), a confirmé l'abondance des granites de type A dans l'Archéen.

Dans cette partie nous allons faire une brève comparaison de données chimiques entre certains granites archéens considérés comme ayant une signature alcaline (Tableau 4.16), et les roches du Complexe Granitique Estrela.

(1) Les granites de Mpageni et Sicunusa (Rb-Sr: 2600 Ma) ont été décrits par Condie et Hunter (1976) dans la région de Barberton (Afrique du Sud). Ces roches montrent des rapports XFe modérés à faibles, de fortes teneurs en alcalins et des concentrations élevées en terres rares dont le spectre n'est que modérément fractionné. Les roches du Complexe Granitique Estrela montrent des rapports XFe et des concentrations en terres rares plus hauts que ceux des roches de Mpageni et Sicunusa.

(2) Le Granite Little Elk (U-Pb: 2549 Ma) affleure dans la Province Wyoming sous la forme d'un corps bien structuré de signature faiblement peralumineuse à métalumineuse, avec des rapports XFe hauts à modérés, de fortes concentrations en alcalins, Zr, Ce et en terres rares légères (Gosselin et al., 1990) (Tableau 4.15). Les teneurs en Y, Nb et en terres rares lourdes

sont modérés à faibles, conduisant Gosselin et al. (op. cit.) à considérer ces roches comme calco-alcalines, tandis que Sylvester (1994) les compare aux granites alcalins archéens de type ALK-3.

(3) Le Granite Lac du Bonnet (U-Pb: 2665 Ma) affleure dans la Province Supérieure, sous la forme d'un massif composite (tonalites à granites, abondantes pegmatites) déformé (Cerny et al., 1987). Ces roches se caractérisent par une signature faiblement peralumineuse, des rapports XFe modérés, de hautes concentrations en Ga, des teneurs modérées à fortes en Zr et des concentrations modérées à faibles en Y et terres rares (Cerny et al. op. cit.). En général les compositions des roches du Granite Lac du Bonnet sont fort semblables à celles du Granite Coogleong, dont les concentrations en éléments incompatibles sont plus basses que celles du Complexe Estrela.

(4) Le Granite Coogleong (Pb-Pb: 2847 Ma) renferme des addamellites à muscovite localisés dans la Province de Pilbara (Bickle et al., 1989). Ces roches présentent des rapports XFe élevés, de hautes concentrations en alcalins et des teneurs modérées en Zr et Y et fortes en Nb. Les terres rares se trouvent en quantités modérées à faibles. Un problème de classification apparaît à nouveau, Bickle et al. considérant que le Granite Coogleong a une signature calco-alcaline, tandis que Sylvester (1994) le compare aux granites alcalins archéens de type ALK-4. De toute façon, le caractère moins enrichi en éléments traces présenté par le Granite Coogleong contraste fortement par rapport aux roches du Complexe Granitique Estrela.

(5) Le Granite Arsikere (Rb-Sr: 2563 Ma) se trouve dans le craton Dharwar sous la forme d'un petit pluton de monzogranites à biotite avec une signature faiblement peralumineuse, des rapports XFe modérés à forts et de hautes teneurs en alcalins; leurs concentrations en Zr sont importantes tandis que celles en Y sont relativement faibles (Rogers, 1988). Le comportement des éléments majeurs et du Zr de ces roches sont plutôt comparables à certains monzogranites à biotite du Complexe Granite Estrela, mais la comparaison est rendue difficile par l'absence de données sur les autres éléments dans les analyses présentées par Rogers.

(6) Les granites Simmers et Armstrong (U-Pb: 2481 Ma) et le Granite Prince Charles (Rb-Sr: 2700-2800 Ma) appartiennent au Complexe Napier, situé dans le Bouclier Antarctique Oriental (Black et al., 1986; Sheraton et Black, 1988). Les données chimiques présentées par ces auteurs permettent de noter que les granites Simmers et Armstrong ont des rapports XFe et une somme de alcalins très élevée, de fortes concentrations en Zr, Ga, La et Ce et des teneurs modérées en Y. Le Granite Prince Charles a, par contre, de rapports XFe plus bas et des concentrations en éléments traces plus faibles. Bien que les analyses présentées par ces auteurs soient incomplètes, on peut, quand même, noter de fortes similitudes entre les compositions chimiques des granites Simmers et Armstrong et le Complexe Granitique Estrela.

Pays	Brésil		Etats-Units			Australie				Antarctique					Canada					
Région	Carajás		Wyoming			Pilbara				Napier					Manitoba					
Granite	Old Salobo		Little Elk			Cooglegong				Simmers	Simmers	Armstrong	Mont Bride	Proclamation	Pr. Charles	Lac du Bonnet				
Auteurs	Lindenmayer et al. (1994)		Gosselin et al. (1990)			Bickle et al. (1989)				Black et al. (1986)					6 échant.	6 échant.	Cerny et al. (1987)			
Age	2573 Ma*		2549 Ma*			2847Ma**				2481Ma*		2481Ma*	2900Ma*	3155Ma*		2603Ma***				
SiO ₂	72.50	71.90	72.7	72.1	69.3	74.12	74.97	74.48	73.11	68.6	69.7	71.2	73.00	70.53	73.92	68.88	73.09	73.11	69.29	
TiO ₂	0.30	0.29	0.32	0.36	0.49	0.13	0.14	0.15	0.33	0.77	0.65	0.63	0.01	0.75	0.17	0.34	0.21	0.18	0.35	
Al ₂ O ₃	13.00	12.80	13.90	14.10	14.70	13.58	13.15	13.47	13.53	13.52	14.01	13.68	13.69	12.42	13.53	15.64	14.27	14.30	15.84	
Fe ₂ O ₃	1.20	1.60	0.87	2.07	1.35	1.27	1.38	1.43	2.34	1.47	1.13	0.81	0.26	1.86	0.45	1.64	0.98	0.92	1.19	
FeO	1.70	1.40	1.74	1.97	2.47					3.23	2.76	2.65	2.34	3.31	1.28	1.85	0.68	0.58	1.37	
MnO	0.04	0.04	0.03	0.04	0.05	0.03	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.02	0.03	0.06	0.03	0.07	0.03	0.02	0.03	
MgO	0.23	0.20	0.60	0.75	1.34	0.00	0.00	0.08	0.18	0.7	0.7	0.6	0.23	0.85	0.22	1.39	0.44	0.42	0.8	
CaO	1.40	1.40	1.40	1.67	1.80	0.94	0.9	1.02	1.4	1.81	1.7	1.48	1.4	2.31	1.12	3.08	1.15	1.33	1.76	
Na ₂ O	6.00	5.10	3.13	3.40	3.30	4.83	3.88	4.26	4.32	2.58	2.67	2.76	2.62	2.93	3.58	4.63	3.57	3.65	4.17	
K ₂ O	3.40	5.00	5.38	4.34	4.57	5.38	5.09	5.11	4.54	5.45	5.67	6.00	5.39	4.53	4.82	1.73	4.86	4.96	4.13	
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.09	0.10	0.16	0.07	0.06	0.05	0.08	0.32	0.29	0.2	0.07	0.15	0.06	0.18	0.07	0.04	0.13	
H ₂ O	0.16	0.14				0.71	0.51	0.62	1.1	0.7	0.84	0.57	0.49	0.43	0.5	0.66	0.46	0.56	0.56	
Total	100.17	99.77	100.16	100.90	99.53	101.06	99.92	100.7	100.96	99.19	100.14	100.6	99.84	100.13	99.68	100.09	99.81	100.07	99.62	
Ba	540	700	990	850	1050	296	206	365	834	912	960	764	648	1130	449	423	726	811	1245	
Rb	80	120	130	100	130	445	465	429	390	259	239	218	109	117	204	110	210	157	95	
Sr	73	110	170	200	170	80	69	77	99	124	122	83	148	76	97	239	176	224	531	
Zr	320	210	230	210	255	120	141	150	252	566	504	512	117	358	155	198	183	170	251	
Nb	24	10	9	12	14	32.2	28.1	30.5	44.8	43	38	21	<1	22	14					
Y	120	100	17	31	28	37.7	34.4	38.4	71.4	43	38	28	86	61	24	9.8	6.4	7	6	
Ga	20	19	17	19	18					19	19	17	12	18	19	30	28	30	30	
U			2.9	7	1.1	10.8	15.9	11.2	7.5	3	2	5.5	3	~.5	6.3	4.8	9	6	1	
Th	28	40	37	47	23	43.3	43.8	51.6	50.1	110	138	120	29	2	35	15	26	26	19	
Pb	11	20	20	22	20	41.4	48.2	45.1	44.6	48	43	50	60	10	30					
La	160.3	145.6	91	120	98	38	40	42	77	168	202	181	50	48	45	38.8	51.9	30.5	77.7	
Ce	183.6	155.8	230	200	170	72	77	80	143	295	358	329	85	90	89	78.9	101.8	50.5	148	
Pr																				
Nd	75.39	70.29	50	76	64	19	26	32	52							83.3	42.1	19	14	
Sm	12.70	11.80	6.2	10.4	9.0	6.8	7.4	6.3	11.1							4.7	4.4	2.5	5.4	
Eu	1.88	1.85	0.97	1.4	1.44	0.44	0.38	0.32	0.75							1.22	0.58	0.61	0.85	
Gd	11.37	11.74	5.0	9.0	8.2															
Tb			0.60	1.1	0.97															
Dy	9.53	10.40																		
Ho	1.93	2.24	0.9	1.4	1.2															
Er	5.69	6.34																		
Tm			0.25	0.45	0.37															
Yb	6.01	6.46	1.6	3	2.6	2.31	3.52	2.46	6.17							1.72	1.15	<0.5	0.65	
Lu	0.80	0.87	0.24	0.44	0.38															

* Age U-Pb

** Age Pb-Pb

*** Age Rb-Sr

Tableau 4.16 - Données chimiques de granites "alcalins" d'âge Archéen.

Pays	Afrique du Sud						Australie						Australie		India	
Région	Barberton						Murchinson						Yilgarn		Dharwar	
Granite	Lochiel	Pongola	Mpageni	Mpageni	Sicunusa	Sicunusa	Monzogr.	Suite I			Suite II		Granites de l'association 3		Arsikere	
	Condie et Hunter (1976)						67 échan	tonalite	granodior	monzogr	8 mzgrt	Cassidy et al. 1991		Rogers (1988)		
Age	3.0Ga	2.7Ga	2600Ga***		2600Ga***		2690Ma*	~ 2641Ma*		~2641Ma*		2642-2489Ma***		2563Ma***		
														6 échant.	9 échant.	
SiO2	70.30	69.60	73.20	70.50	74.00	77.50	71.20	66.40	69.70	71.70	70.60	74.00	67.40	73.88	72.80	75.80
TiO2	0.38	0.41	0.26	0.32	0.29	0.11	0.27	0.41	0.34	0.21	0.44	0.24	0.26	0.18	0.32	0.09
Al2O3	14.7	14.00	13.80	14.20	13.10	12.10	14.40	14.90	14.80	14.70	13.30	12.60	16.20	13.67	13.50	13.00
Fe2O3	2.32	3.93	1.87	2.34	2.28	1.30	0.90	1.70	1.20	1.30	1.30	0.80	1.80	1.34	3.00	1.70
FeO							1.22	2.29	1.44	1.32	2.63	1.62	0.71	1.72		
MnO							0.03	0.06	0.03	0.03	0.07	0.04	0.07	0.05	0.05	0.03
MgO	0.82	0.68	0.45	0.59	0.33	0.11	0.60	1.74	1.01	0.53	0.84	0.24	0.60	0.29	0.48	0.12
CaO	1.89	1.91	1.4	2.25	1.21	0.41	1.83	3.59	2.58	1.93	2.23	1.16	1.00	0.74	1.30	0.52
Na2O	4.2	3.48	3.54	3.28	3.33	2.77	4.14	4.23	4.62	4.77	3.17	3.02	6.12	3.72	3.70	3.40
K2O	4.5	4.98	5.03	5.71	4.98	5.13	3.31	1.66	1.98	2.39	3.76	4.44	5.40	4.99	4.70	5.30
P2O5							0.13	0.16	0.18	0.09	0.27	0.11	0.18	0.03		
H2O							1.03	1.85	1.09	1.17	0.95	0.79				
Total	99.11	98.99	99.55	99.19	99.52	99.43	99.06	98.99	98.97	100.14	99.56	99.06	99.74	100.61	99.90	100.00
Ba	682	700	834	1200	454	300	1314	652	727	742	1574	1007	280	492	517	106
Rb	196	242	256	266	298	267	129	47	78	98	197	225	250	400	199	238
Sr	161	142	315	238	93	17	365	283	515	348	270	108	65	81	203	77
Zr							177	136	151	127	341	267	130	160	300	228
Nb							9	7	<10	7	20	20		21		
Y							9	15	7	7	48	61		24	35	23
Ga																
U							2	<1	1	2	2	2				
Th							27	<10	13	12	20	46	7	50		
Pb							20	19	15	27	31	31	20	60		
La	70	202	124	142	96	58	53*	15*	35*	23*	88*	126*		40		
Ce	131	388	232	227	183	114	95*	41*	68*	45*	170*	240*		82		
Pr																
Nd																
Sm	9.1	25	13	13	12	14										
Eu	1.5	2.2	1.9	1.6	0.83	0.77										
Gd																
Tb																
Dy																
Ho																
Er																
Tm																
Yb	2.5	8.8	2.6	2.6	5.5	11										
Lu																

Tableau 4.16 - (suite).

(7) Les Granites de l'Association III (Rb-Sr: 2642 Ma), Province de Yilgarn, se distingue par une signature peralcaline à alcaline, par des rapports XFe modérés à hauts, par d'importantes teneurs en alcalins, ainsi que par des concentrations modérées en Zr, Nb, Y, La et Ce (Cassidy et al., 1991). Selon ces auteurs ces roches ont été mises en place dans des niveaux élevées de la croûte. Comparativement au Complexe Granitique Estrela, on remarque que les Granites de l'Association III sont enrichis en FeO et en certains éléments incompatibles.

(8) Les Granites de la Suite II (Rb-Sr: 2600 Ma): Watkins et al. (1991) et Wiedenbeck et Watkins (1993) décrivent dans la Province Murchinson des roches granitiques (Suite II) qui se caractérisent par de hauts rapports XFe, par des concentrations élevées en alcalins, Zr et Nb, et par des teneurs modérées à fortes en Y, La et Ce. Ces roches sont plutôt comparables monzogranites peralumineux du Complexe Granitique Estrela.

(9) Le Granite Old Salobo (U-Pb: 2573 Ma, Machado et al., 1991) affleure au Nord de la Serra dos Carajás et à Nord-Ouest du Complexe Granitique Estrela. Les roches du Granite Old Salobo montrent une signature faiblement peralumineuse et se distinguent par de hautes concentrations en alcalins, notamment en Na₂O, des rapports XFe élevés et d'importantes concentrations en éléments traces incompatibles (Lindenmayer, 1990; Lindenmayer et al., 1994a). En règle générale, la composition chimique du Granite Old Salobo est similaire à celle des roches faiblement peralumineuses du Complexe Granitique Estrela. Néanmoins, quelques différences sont exprimées par les teneurs en FeO_{tot} et en éléments traces plus basses et en Na₂O plus importantes dans le Granite Old Salobo.

La comparaison des données chimiques de quelques granites archéens de type A sélectionnés dans la littérature (Tableau 4.16) avec le Complexe Granitique Estrela montre que ce dernier possède une signature chimique vraiment particulière à savoir des concentrations très élevées en éléments incompatibles, ce qui vient s'ajouter à la complexité des granites alcalins archéens.

4.6- PETROGENESE DU COMPLEXE GRANITIQUE ESTRELA

La proposition d'un modèle pétrogénétique capable d'expliquer l'origine et l'évolution des granites de type A n'est apparemment pas une tâche facile. Cela n'est pas différent dans le cas du Complexe Granitique Estrela dont le modèle pétrogénétique doit expliquer:

- les processus magmatiques donnant naissance aux magmas;
- la nature probable des roches-source;
- le caractère composite du massif;
- les conditions physiques de cristallisation;
- les mécanismes de différenciation.

La genèse des magmas granitiques de type A est un sujet de polémique depuis presque deux décennies. Dans la littérature deux grands modèles pétrogénétiques s'opposent:

(i) différenciation d'un magma basaltique mantelique (Loiselle et Wones, 1979; Turner et al., 1992);

(ii) fusion partielle de roches crustales impliquant soit la fusion de tonalites et granodiorites (Cullers et al., 1981; Anderson et al., 1980; Anderson et Bender, 1989; Sylvester, 1989), soit la fusion de granulites d'où un liquide granitique calco-alcalin a été préalablement extrait (Clemens et al., 1986; Collins et al., 1982), soit la fusion de granulites non appauvries (Bickle et al., 1989; Cerny et al., 1987; Sheraton et Black, 1988; Skjerlie et Johnston, 1993, Landerberger et Collins, 1996).

Différenciation d'un magma basaltique mantelique — Dans le cas du Complexe Granitique Estrela une origine liée à la différenciation de liquides basaltiques est difficilement expliquée pour trois raisons:

- aucune roche mafique de même âge n'a été trouvée jusqu'à présent dans la région,
- il n'y a pas d'enclaves microgrenues sombres dans le Complexe Granitique Estrela,
- les roches intermédiaires qui pourraient correspondre aux produits du fractionnement d'un éventuel magma basique ne sont présents qu'en proportions extrêmement limitées dans le complexe.

D'après la littérature, le rôle des liquides dérivés du manteau paraît plus important dans la formation de granites de type A anorogéniques, la participation de composants crustaux étant plus grande dans les exemples post-orogéniques (Sylvester, 1989).

Fusion partielle de roches crustales — Le modèle envisageant la fusion partielle de roches crustales nous paraît plus adéquat pour expliquer l'origine des magmas du Complexe Granitique Estrela. Cependant, parmi les trois modèles envisageant la fusion crustale, seul celui qui considère une source granulitique non appauvrie nous semble le mieux adapté. Nos arguments sont les suivants.

(1) Le bas rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.70188) (Barros et al., 1992) des roches du Complexe Granitique Estrela suggère une source crustale ayant soit de bas rapports Rb/Sr, soit un court temps de résidence crustale. Des roches-source à bas rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pourraient bien être des granulites.

(2) Les fortes teneurs en éléments incompatibles dans le Complexe Granitique Estrela, supérieures à ce qui est décrit en général dans la littérature (cf. ci-dessus), implique ou bien une source non appauvrie en éléments incompatibles, ou bien un taux de fusion très faible, ou bien les deux. De plus, la formation de magmas granitiques de type A enrichis en éléments incompatibles, tels que les roches du Complexe Granitique Estrela, est selon Creaser et al. (1991) difficilement expliquée par la fusion de granulites ayant perdu un liquide granitique. Le modèle choisi par nous est donc similaire à celui de Creaser et collaborateurs.

(3) L'existence de granulites plus anciennes dans la région, impliquée par ce modèle, est vraisemblable, compte tenu de la présence des granulites du Complexe Pium âgé de 3.0 Ga (Hirata et al. 1982; Araújo et al. 1988; Renne et al., 1988) (Chapitre 1).

(4) Selon Ishihara (1981) les conditions de basse fugacité d'oxygène sous lesquelles se forment les granites à ilménite sont, dans une certaine mesure, créées par la présence de fluides riches en CO_2 . Ces fluides sont normalement trouvés dans les granulites (Landerberger et Collins, 1996), ce qui pourrait renforcer l'idée d'un modèle impliquant la fusion partielle de granulites pour expliquer l'origine des magmas du Complexe Granitique Estrela à basse $f\text{O}_2$.

(5) La nature composite du Complexe Granitique Estrela marquée par le contraste entre les roches métalumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 11.5\%$) et celles faiblement peralumineuses ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 13.5\%$), sans termes intermédiaires abondants, est peu compatible avec un mécanisme de différenciation par cristallisation fractionnée. Cette hétérogénéité peut être expliquée soit par une source hétérogène (ceintures de roches vertes, TTG), soit par une hétérogénéité des paramètres de la fusion. Anderson et al. (1980) et Anderson et Bender (1989) suggèrent que la formation de magmas granitiques de type A métalumineux et faiblement peralumineux est une réponse à la fusion partielle de roches tonalitiques et granodioritiques pour les premiers et des roches ayant un composant métasédimentaire pour les seconds. Selon ce modèle, le composant métasédimentaire augmenterait la $f\text{H}_2\text{O}$ ce qui imposerait soit une température de fusion plus faible soit un degré de fusion plus élevé. La fusion sous ces conditions conduirait à la formation d'un liquide peralumineux moins riche en éléments incompatibles. Cela pourrait ainsi expliquer le comportement contrasté de l'aluminium et de certains éléments traces, notamment Zr et Y, dans le Complexe Granitique Estrela. Anderson et Bender (1989) considèrent que la présence de roches faiblement peralumineuses peut être expliquée aussi par la composition de la phase résiduelle. Dans ce cas la présence d'un résidu ayant moins de plagioclase et plus d'apatite et zircon, ou encore ayant de la hornblende (phase métalumineuse qui concentre les terres rares) comme une phase résiduelle, pourrait donner naissance à un liquide peralumineux relativement pauvre en éléments incompatibles. Il reste à savoir si dans notre cas la participation d'un composant métasédimentaire n'est pas défavorisé si l'on considère le bas rapport initial

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des roches du Complexe Granitique Estrela. Un autre problème qui advient de ceci est lié à la présence de l'eau dans les composants métasédimentaires des possibles sources granulitiques.

Les travaux expérimentaux de Skjerlie et Johnston (1993) montrent que la fusion de tonalites et granodiorites, sous des conditions anhydres ($p= 10$ kbar et 975°C), fournit des magmas granitiques de type A plus un résidu à orthopyroxène et plagioclase. Ceci est cohérent avec l'existence d'anomalies négatives en Eu dans les roches du Complexe Granitique Estrela.

(6) La fusion partielle de roches crustales donnant naissance à des granites de type A implique des températures supérieures à 800°C (Anderson et Bender, 1989) et situées dans un intervalle de 830°C à 975°C (Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Eby, 1990; Creaser et al. 1991; Pitcher, 1993; Skjerlie et Johnston, 1993). De telles températures sont nécessaires pour fondre les phases qui concentrent certains éléments traces (terres rares, Zr, Y). Les températures reconstituées à partir de la géothermométrie montrent que les températures des magmas du Complexe Granitique Estrela ont dépassé 870°C (température de début de cristallisation de la ferro-pargasite), ce qui est en accord avec les données de la littérature.

(7) La nature plutôt anhydre des magmas du Complexe Granitique Estrela trouve support dans les bas rapports $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ des amphiboles (déterminés à partir des formules structurales) et aussi dans la présence du clinopyroxène et de l'ilménite. Les hautes températures et le caractère anhydre des magmas-parent du Complexe Granitique Estrela, et donc leur faible viscosité (*cf.* Collins et al., 1982; Clemens et al., 1986; Eby, 1990; Anderson et Bender, 1989; Whalen et al., 1987) sont également suggérés par le niveau assez superficiel de mise en place du complexe (< 4.5 kbar). Ce caractère anhydre initial n'est pas incompatible avec la mise en place, au moment de la consolidation, de nombreuses pegmatites et faciès miarolitiques, une progressive augmentation de la proportion d'eau étant attendue dans les liquides les plus évolués.

Faciès différenciés — La présence en quantités considérables de pegmatites et aplites dans le Complexe Granitique Estrela peut nous aider à comprendre son évolution pétrologique et structurale.

(1) Un premier aspect que mérite l'attention est celui du caractère co-magmatique entre ces faciès différenciés et les roches du complexe granitique. Cette cogénélicité est très bien caractérisée minéralogiquement (paragenèse mafique riche en FeO, paragenèse accessoire), géochimiquement (hauts rapports FeO/MgO et concentrations en certains éléments traces) et structurellement (passage progressif fréquent entre le granite et les corps pegmatitiques, évolution microstructurale similaire à celle des roches granitiques-hôte).

(2) Un autre aspect qui doit être considéré concerne la distribution spatiale de ces pegmatites et aplites. Dans notre cas, il est clair que la distribution de ces faciès différenciés est restreinte à l'intrusion granitique. Cela est selon Cerny (1982) une caractéristique typique des intrusions subalcalines à alcalines épizonales qui recoupent des séquences métamorphiques de bas degré.

Ce qui correspond parfaitement à la situation du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant volcano-sédimentaire.

(3) La présence de faciès miarolitiques montre qu'en fin de cristallisation des granites, il y a eu exsolution d'une phase fluide.

4.7- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

(1) Le Complexe Granitique Estrela renferme une gamme importante de faciès pétrographiques, parmi lesquels prédominent les monzogranites; les syénogranites, granodiorites et tonalites restant subordonnés. La proportion de minéraux mafiques nous a permis de distinguer différents sous-faciès monzogranitiques (hbl; hbl-cpx; hbl-bt; bt-hbl et bt). La répartition géographique de ces faciès nous montre la présence de plusieurs plutons dans le massif ce qui confirme son caractère composite.

(2) La minéralogie du Complexe Granitique Estrela est constituée de plagioclase de type oligoclase (An_{11-23}) qui varie localement vers une andésine (An_{45-47}), de microcline et de quartz en différentes proportions, ainsi que de hornblende, biotite et accessoirement clinopyroxène. Les minéraux mafiques, ferro-pargasites, annites et hédénbergite, se distinguent notamment par leurs très hauts rapports FeO/MgO. La paragenèse accessoire est formée d'allanite, zircon, ilménite et apatite.

(3) Les calculs thermo-barométriques permettent de faire une première estimation des conditions de mise en place du Complexe Granitique Estrela. Les conditions de mise en place peuvent être estimées à $2.5 < P < 4.5$ kbar et $T = 750-850^{\circ}C$, la température initiale du magma étant plus élevée ($>900^{\circ}C$). Cette valeur faible de la pression est cohérente avec les faciès miarolitiques, le comportement initial fragile et les paragenèses observées dans les séries volcano-sédimentaires encaissantes. Les valeurs de la température sont également cohérentes avec les paragenèses observées dans l'encaissant métabasique (par exemple, présence de clinopyroxène, stabilité de la ferro-pargasite dans les xénolites) et avec les calculs thermo-barométriques effectués sur l'encaissant.

(4) La paragenèse mafique (ferro-pargasite, annite, hédénbergite), en liaison avec la présence de l'ilménite comme seul oxyde, indique que la cristallisation des roches du Complexe Granitique Estrela a été contrôlée par des conditions de basse fugacité d'oxygène (tampons magnétite-wüstite et fer-wüstite). La formation du sphène à partir de la déstabilisation de l'ilménite, à l'état solide, peut être attribuée à des modifications des conditions d'oxydation, lesquelles deviennent plus oxydantes (Czamanske et Wones, 1973; Wones, 1989). Barrière et Cotten (1979) décrivent des cristaux d'ilménite entourés par le sphène — à l'exemple de ce que l'on a vérifié dans le Complexe Granitique Estrela — et ils admettent que cette réaction s'est déroulée sous des conditions oxydantes, situées entre les tampons hématite-magnétite et nickel-oxyde de nickel et à une température d'à peu près $550^{\circ}C$. Dans le cas du Complexe Granitique

Estrela cette augmentation de la fO_2 s'est poursuivie encore dans les stades tardifs, comme en atteste la présence de phases rétrogrades (épidote+chlorite+magnétite+stilpnomélane).

(5) Les roches du Complexe Granitique Estrela présentent une signature chimique subalcaline, métalumineuse (roches riches en hornblende) à faiblement peralumineuse (roches riches en biotite). Les hauts rapports FeO^*/MgO et Ga/Al ainsi que les fortes concentrations en éléments incompatibles (Zr, Y, Nb, et terres rares sauf Eu), montrent sans ambiguïté qu'ils s'apparentent chimiquement aux granites de type A. Cependant, les roches du Complexe Granitique Estrela montrent une signature chimique particulière, beaucoup plus proche de celle des roches granitiques post-archéennes que des granites de type A connus à l'Archéen.

(6) Parmi les modèles pétrogénétiques existant pour expliquer la formation des granites de type A, la fusion de granulites non appauvries nous paraît être le plus plausible. Comme arguments nous retiendrons les faibles rapports isotopiques du Sr, le caractère fortement enrichi en éléments incompatibles (mais qui peut aussi dépendre de faibles degrés de fusion des roches-source), l'absence de roches basiques de même âge suggérant une contribution mantelique et de roches intermédiaires suggérant un fractionnement important. Ce modèle est cohérent avec les températures élevées ($>900^\circ C$) estimées pour les magmas Estrela. Ces températures étant capables de fondre des phases telles que le zircon, produisent, d'une part, un magma très peu visqueux capable de se mettre en place dans des niveaux peu profonds de la croûte et, d'autre part, un magma très enrichi en éléments incompatibles. Les différences abruptes de composition des roches métalumineuses et peralumineuses traduisent probablement des variations de composition des roches-source et des variations de conditions physiques plutôt que des processus de différenciation.

(7) La formation de granites alcalins à la fin de l'Archéen dans la région de Carajás (Granite Old Salobo, Complexe Granitique Estrela) a une importante signification dans le contexte de l'évolution de Carajás. Le modèle de fusion crustale retenu implique l'existence (i) d'une croûte granulitique importante à l'aplomb de la région étudiée et (ii) d'une anomalie thermique engendrant la fusion partielle localement. L'existence de telles granulites est attestée par le Complexe Pium (au Sud de la faille Carajás). L'existence d'un épisode thermique en profondeur à 2.5 Ga est difficile à démontrer. Les données géochronologiques Rb-Sr roche-totale (Gastal et al., 1987; Lafon et al., 1990; Macambira et al., 1991, 1993) et Ar-Ar sur des minéraux (Renne et al., 1988) obtenues dans plusieurs unités dans la région montrent cependant qu'il y a eu effectivement un réchauffement général dans les régions de Carajás et de Rio Maria. Dans la mesure où aucun massif de granite alcalin n'est connu dans la région de Rio Maria, nous suggérons alors que cette remise à zéro des systèmes isotopiques est liée à un réchauffement général, et non pas simplement à un effet thermique autour des plutons.

Chapitre 5

Chapitre 5

Evolution structurale et microstructurale du Complexe Granitique Estrela

Dans ce chapitre nous allons présenter les structures majeures, macroscopiques et microscopiques observées dans le Complexe Granitique Estrela, puis nous approfondirons l'étude de microstructures particulières rencontrées dans ce massif. Cette étude nous guidera pour comprendre les mécanismes de mise en place et de déformation du complexe et pour définir plus précisément le contexte tectonique et le champ de déformation régionale. L'intégration des données structurales régionales et de celles décrites dans le Complexe Granitique Estrela nous permettra aussi d'établir une chronologie entre la mise en place de celui-ci et le développement des structures régionales.

5.1- LES STRUCTURES MAJEURES

L'étude de l'évolution structurale et des mécanismes de mise en place de plutons granitiques ne peut se faire sans la caractérisation de leur architecture. Cependant, la superficie importante du massif et les conditions d'accès et d'affleurement n'ont pas permis une cartographie détaillée des trajectoires de foliation. La reconstitution de l'architecture du massif a donc été faite sur un ensemble d'informations. Pour cela nous avons considéré la combinaison des différentes données parmi lesquelles figurent la forme du massif, son organisation structurale et les relations de conformité entre celui-ci et son encaissant, la répartition spatiale des faciès pétrographiques et des xénolites, ainsi que les données aéroradiométriques et l'imagerie satellite.

5.1.1- La forme du massif

La caractérisation de la forme des plutons granitiques est considérée par Castro (1987) comme l'un des premiers pas dans la compréhension des mécanismes de mise en place. Malheureusement, l'absence de données gravimétriques sur la région nous limitera à une vision

en deux dimensions. A première vue, le Complexe Granitique Estrela présente une forme grossièrement elliptique, allongée selon la direction E-W, approximativement. Sa partie orientale est plus étroite par rapport à sa partie occidentale plus "gonflée". Cette morphologie, décrite dans d'autres granites, a savoir: le pluton d'Ardara (Donegal) (Pitcher et Berger, 1972), le complexe plutonique du Quérigut (Pyrénées) (Marre, 1982), le pluton de Brovales (Sierra Morena) (Brun et Pons, 1981), le granite de Flamanville (Brun et al., 1990), cache cependant une organisation beaucoup plus complexe. Le massif montre une protubérance en "aileron de requin" dans son secteur nord où l'on observe une invagination de l'encaissant vers le complexe. Ceci suggère que ce massif n'est pas constitué d'un seul pluton mais d'un ensemble de plutons.

L'allongement du Complexe Granitique Estrela est parallèle à la structuration de son encaissant (auréole interne - Chapitre 3) notamment le long du contact sud. Localement, ce caractère concordant disparaît avec la formation de points triples (Fig. 5.1) des trajectoires de foliation.

Notons qu'il y a un net contraste de relief entre le massif dont la morphologie en colline marque un ressaut par rapport à celle de son encaissant (relief arasé et plat) (Fig. 5.2).

5.1.2- Les trajectoires de foliation

Les données sur les trajectoires de foliation du Complexe Granitique Estrela, bien que pas suffisamment abondantes pour caractériser précisément la structure de ce massif, relativement à sa surface, permettent d'identifier plusieurs domaines, confirmant le caractère composite du massif. Ce sont (Fig. 5.1): un grand couloir de direction générale Est-Ouest (domaine 1), une zone elliptique de direction générale Est-Ouest (domaine 2) et un domaine elliptique de direction approximativement Nord-Sud (domaine 3).

Le domaine 1 mesure à peu près 40 kilomètres de long et environ 10 kilomètres de large. Les trajectoires de foliation s'écartent peu d'une direction générale Est-Ouest qui traverse toute la partie sud du massif. Une caractéristique importante liée aux trajectoires de foliation dans ce domaine est le parallélisme persistant entre la direction des foliations et le contour du contact entre le massif et son encaissant sud. Les pendages y sont très forts à verticalisés. Dans la partie centrale du complexe, par contre, la foliation montre des pendages très faibles à sub-horizontaux.

Le domaine 2 possède un axe majeur de direction Est-Ouest qui mesure à peu près 17 kilomètres et un axe mineur (Nord-Sud) d'environ 8 kilomètres. Les trajectoires de foliation y montrent une orientation majeure EW et localement des directions méridiennes. Ces directions Nord-Sud traduisent probablement une fermeture d'un pluton elliptique d'axe majeur Est-Ouest.

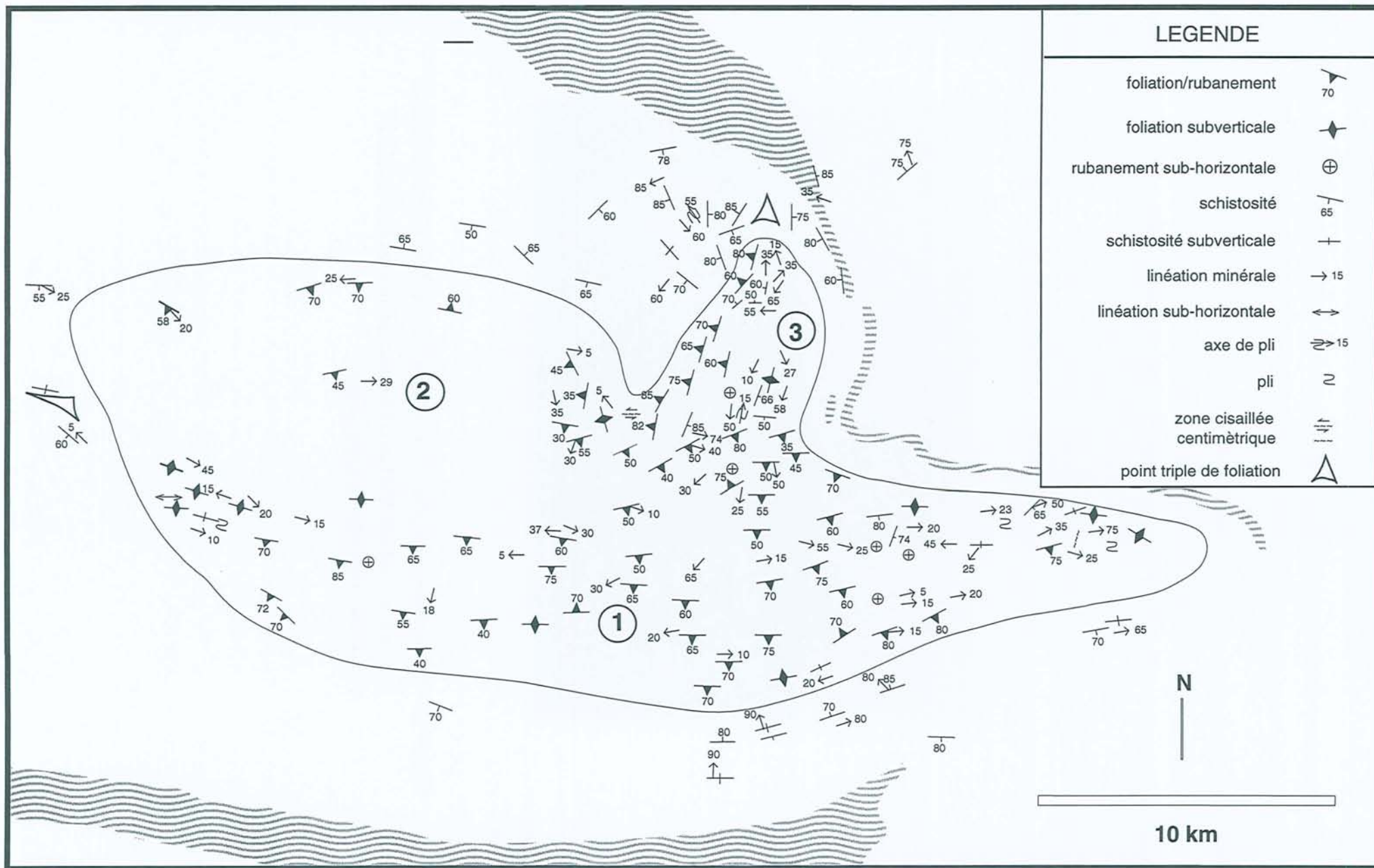


Fig. 5.1 - Carte de foliations et linéations du Complexe Granitique Estrela et de son encaissant immédiat.



Figure 5.2 - Photographie prise près du contact sud du Complexe Granitique Estrela montrant au fond son relief en coline contrastant avec le relief plat de l'encaissant métavolcano-sédimentaire.

Le domaine 3 correspond à "l'aileron de requin" décrit ci-dessus. Ce secteur a une forme elliptique dont les axes majeur (Nord-Sud) et mineur (Est-Ouest) mesurent respectivement 8 et 5 kilomètres environ. Les trajectoires de foliation sont orientées à peu près dans la direction N-S, étant concordantes à la forme elliptique de ce domaine.

5.1.3- La répartition spatiale des faciès pétrographiques

La cartographie des faciès pétrographiques montre le caractère hétérogène du Complexe Granitique Estrela (Fig. 5.3). Cette hétérogénéité est exprimée par la forte prédominance de monzogranites à hornblende dans sa moitié orientale contrastant avec celle des monzogranites à biotite de la portion centrale. Elle est aussi soulignée par la présence de domaines subordonnés de monzogranites à hornblende et biotite ou à biotite et hornblende dans les secteurs nord et sud du massif. La couverture forestière encore préservée dans le secteur nord-ouest empêche un échantillonnage représentatif, néanmoins, la présence de quelques points épars suggère que les monzogranites à hornblende et biotite se prolongent et que cette hétérogénéité pétrographique persiste dans la portion occidentale du massif où les roches riches en hornblende (monzogranites et tonalites) redeviennent plus importantes.

5.1.4- La répartition géographique des xénolites

Un autre paramètre à considérer est la distribution géographique de xénolites de l'encaissant dans le Complexe Granitique Estrela (Fig. 5.4). En effet, on doit s'attendre à ce que l'encaissant métabasique jalonne les limites des plutons et se retrouve sous forme de lambeaux aux contacts entre plutons. On observe effectivement que les xénolites s'alignent en formant des trains discontinus concordants localement sur les trajectoires de foliation et sur les limites de faciès. Par exemple, on remarquera que le domaine 3 ci-dessus est limité dans sa partie sud par un train de xénolite et par des trajectoires de foliation NE-SW.

5.1.5- Les anomalies aëroradiométriques et l'imagerie satellite

La carte aëroradiométrique du Complexe Granitique Estrela (Fig. 5.5) confirme sa forme elliptique par les valeurs aëroradiométriques extrêmement élevées (1500 à 5000 cps; comptage total) sur le massif granitique (Andrade, 1991). Selon Andrade les niveaux de radiation du thorium sur le complexe granitique sont très élevés et supérieurs à ceux observés dans les granites anorogéniques du Protérozoïque. Ces hauts niveaux de radiation sont en accord avec l'importance modale de l'allanite et du zircon dans la paragenèse accessoire du Complexe

Granitique Estrela et avec les hautes teneurs en Th, Zr et Ce fournies par les données chimiques en roche totale (ce travail; Jorge-João et al., 1991; Ferreira et Serfaty, 1988).

Cette carte montre une distribution elliptique des courbes d'iso-intensité (Fig. 5.5), comparables aux domaines distingués structurellement et pétrographiquement. On notera également qu'il y a une bonne concordance entre les intensités d'émission de radiation et la répartition des faciès pétrographiques, les zones les plus intenses correspondant bien aux faciès les plus riches en Zr et Y. Néanmoins, ces données radiométriques n'apportent pas plus de précision que les données pétrographiques.

L'interprétation des images radar prises par satellite (1/100.000) nous a permis de retrouver les ensembles mis en évidence précédemment et d'en préciser le contour. Elle a permis également de distinguer d'autres plutons, mais ceci étant de contrôle difficile sur le terrain, nous considérerons cela comme un résultat préliminaire.

5.1.6- Synthèse: vers une cartographie du Complexe Granitique Estrela

L'ensemble de données cartographiques présentées ci-dessus nous permet tout d'abord de proposer une carte litho-structurale du Complexe Granitique Estrela (Fig 5.6) . La comparaison de différentes cartes nous montre que ce massif se constitue de plusieurs plutons allongés, dans la majorité des cas, selon la direction E-W.

Quand on compare les différentes cartes, on aperçoit une bonne concordance entre les limites des plutons, matérialisées soit par le changement de faciès pétrographiques, soit par le comportement de trajectoires de foliation, soit encore par la distribution spatiale de xénolites. Les limites établies par ces différents critères ont donc des traces et des orientations considérablement coïncidentes. Le caractère composite du Complexe Granitique Estrela est confirmé lors d'interprétation de cartes aéroradiométriques et d'images satellite. Les domaines définis par ces deux types de télédétection trouvent une correspondance assez satisfaisante avec les domaines distingués par les critères précédents.

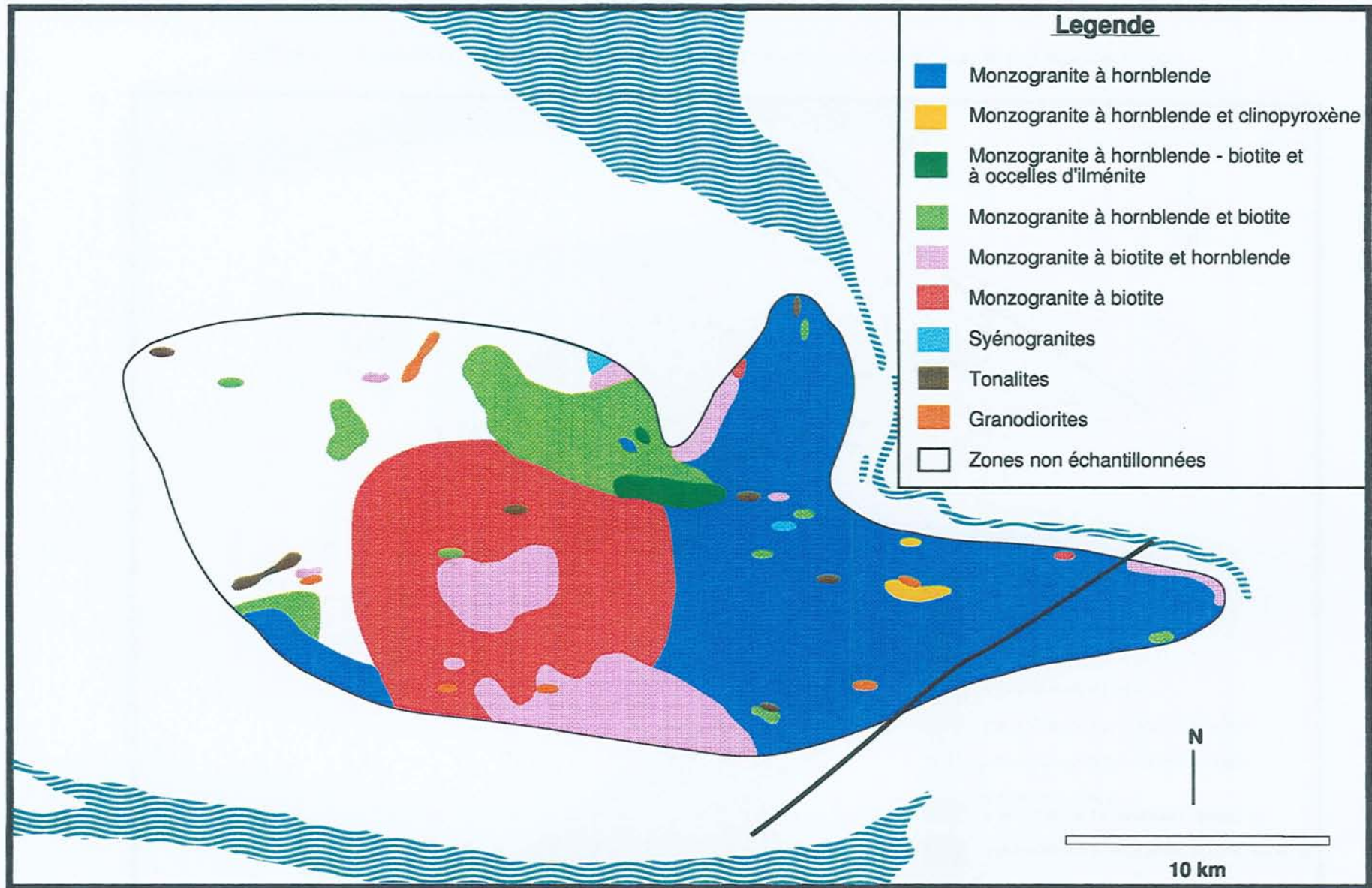


Figure 5.3 - Carte de faciès du Complexe Granitique Estrela

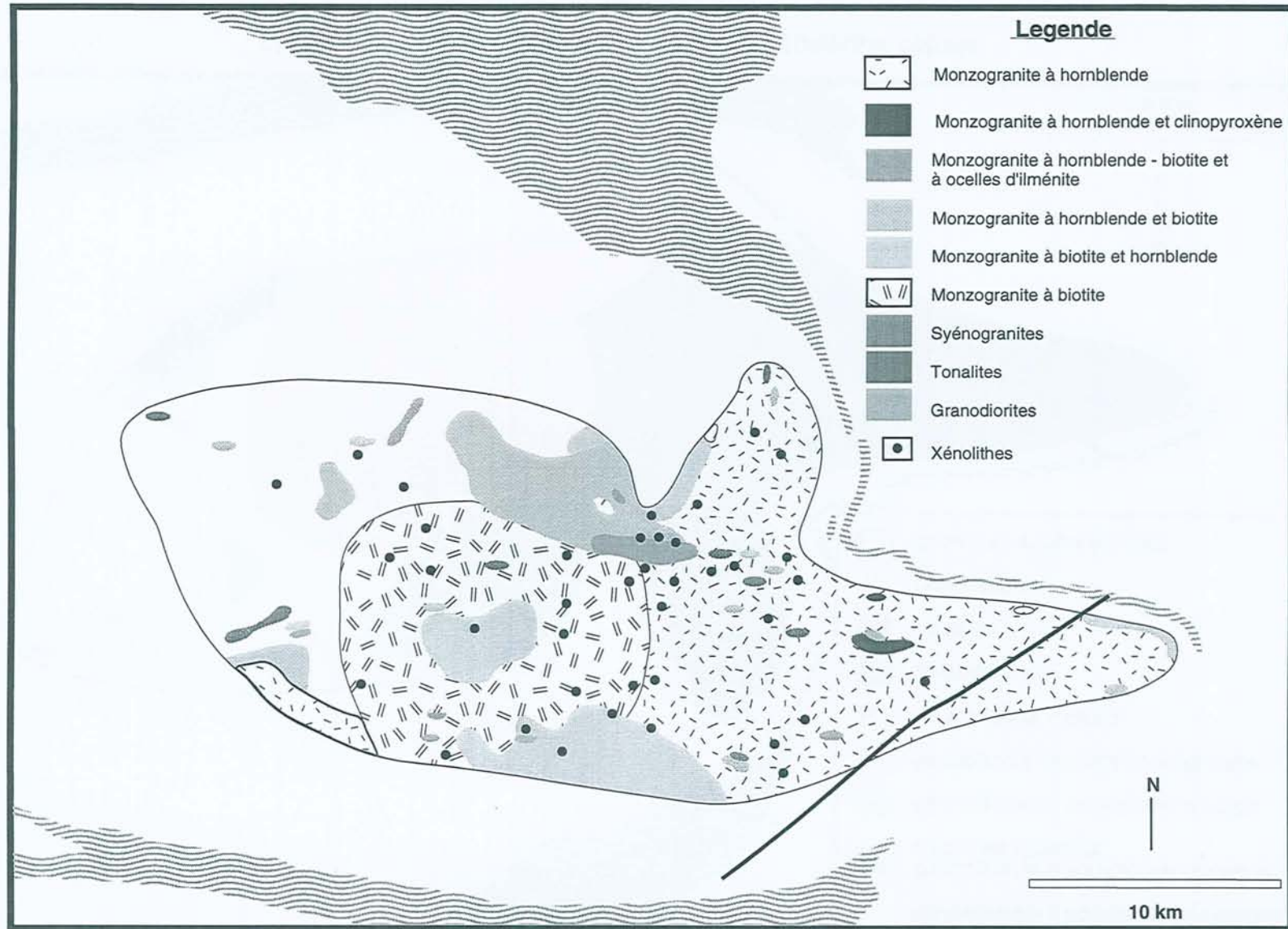


Figure 5.4 - Carte montrant la repartition géographique de xénolithes dans le Complexe Granitique Estrela

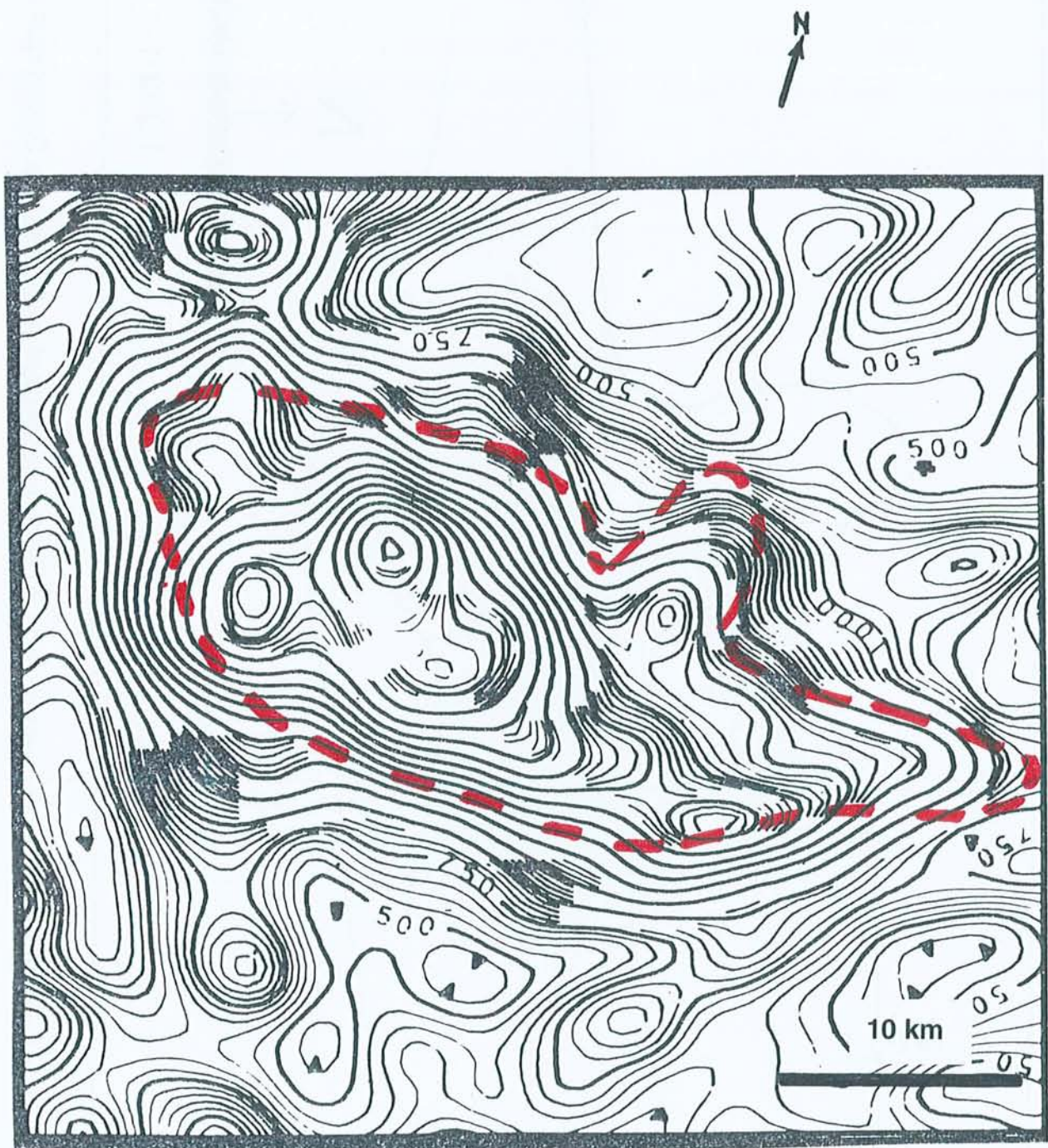


Fig. 5.5 - Carte aéro-radiométrique (comptage total) du Complexe Granitique Estrela (Andrade, 1991). Les lignes pointillées indiquent les limites approximatives du complexe.

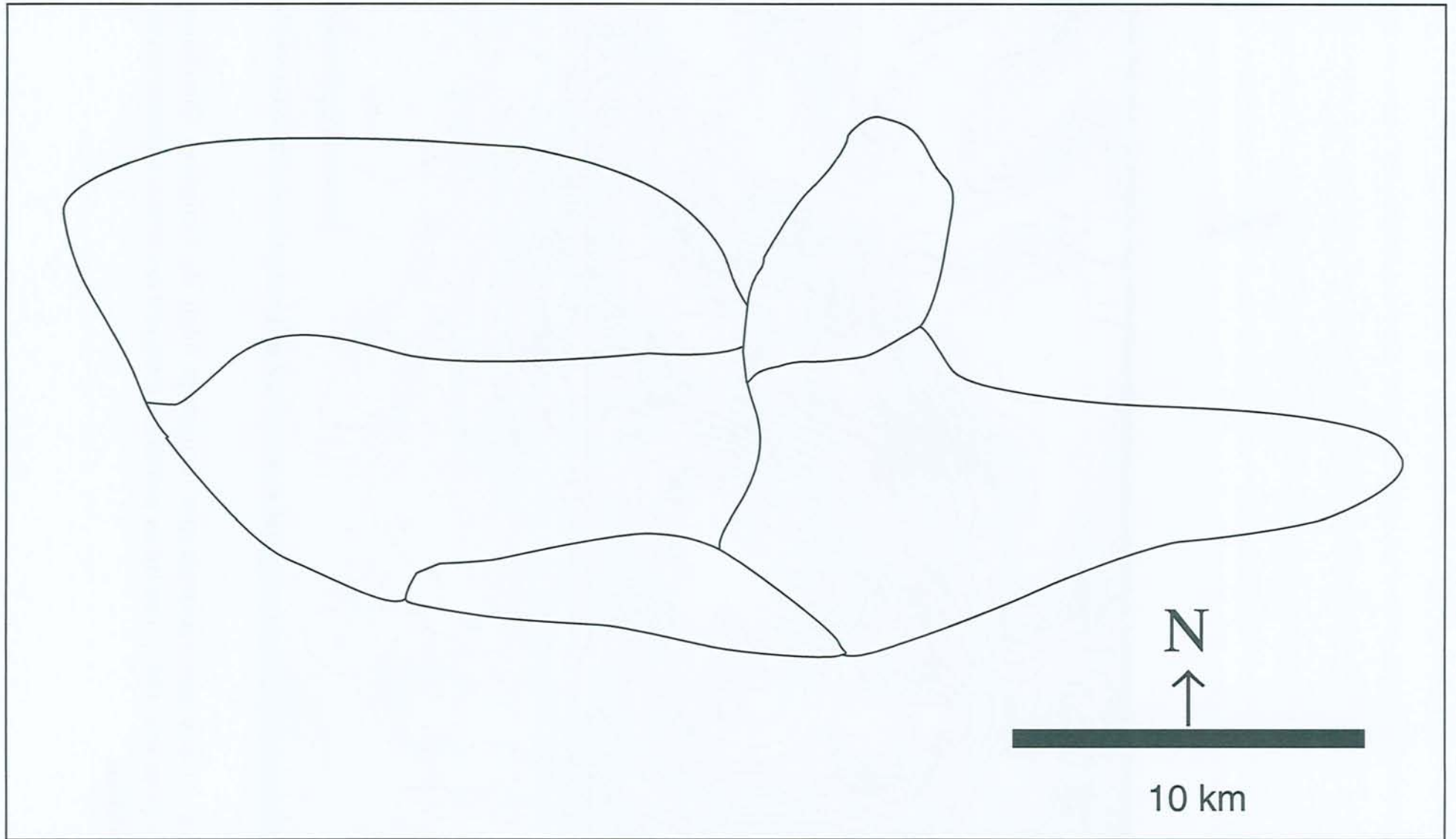


Figure 5.6 - Carte préliminaire de répartition des plutons constituant le Complexe Granitique Estrela.

5.2- LES STRUCTURES MESOSCOPIQUES

5.2.1- Rubanements et schistosités

5.2.1.1- Le rubanement primaire (S_0)

Le rubanement primaire (S_0) est soit sub-horizontal au centre du complexe (et dans ce cas il est en général d'observation difficile en raison de la rareté des affleurements qui permettent une bonne vision tridimensionnelle), soit subvertical en périphérie du massif. Ce rubanement, toujours parallèle aux limites du massif, est caractérisé par l'alternance de niveaux millimétriques enrichis en minéraux ferromagnésiens et de niveaux quartzo-feldspathiques. Une fabrique planaire (amphibole, biotite, feldspaths) est associée à ce rubanement (Figs. 5.8 a - f). La présence de veines aplitiques/pegmatitiques peut exagérer ce rubanement (Figs. 5.11 a - f; 5.15 a, b).

5.2.1.2- Le rubanement secondaire et la schistosité associée (S_1)

Au centre du massif, le rubanement sub-horizontal (S_0) est fréquemment recoupé par une schistosité subverticale (S_1) (rubanement et/ou schistosité) et affecté par des plis dont la signification sera discutée plus tard. Rubanement et schistosité (S_1) sont d'intensité variable selon la localisation dans le massif, mais leur association fréquente (la schistosité peut être seule) et leur parallélisme nous conduit à décrire ces deux surfaces conjointement.

Ces surfaces sont marquées par l'alternance de niveaux enrichis en minéraux mafiques et de niveaux quartzo-feldspathiques (Fig. 5.8 c). Le rubanement subvertical est fréquemment exagéré par la présence de veines ou filons de pegmatites et aplites (Figs. 5.8 a, b, e, f) en parallélisme avec la foliation de la roche-hôte.

Dans la partie sud du massif la schistosité (S_1) (E-W/subverticale), fortement développée, est soulignée par l'allongement des agrégats quartzo-feldspathiques auxquels s'intercalent de fins niveaux enrichis en minéraux ferromagnésiens. Dans ce secteur l'attitude de la schistosité est concordante avec le contact des roches volcano-sédimentaires encaissantes (Figs. 5.1, 5.7, 5.10 a). Les relations entre les plis et la schistosité associée permettent de classer celle-ci comme une schistosité de plan axial. Cette schistosité (S_1) se superpose aux rubanement (S_0) subvertical (Fig. 5.8 e) et sub-horizontal (Fig. 5.8 f) primaire, aux veines aplitiques et aux filons de pegmatites (Fig. 5.15 a, b). Dans l'extrémité sud-est du massif l'ensemble des surfaces (S_1) (rubanement + schistosité) est intensément développé et présente une orientation accordante avec les contours du massif lorsqu'ils sont EW et discordante dans les autres cas.

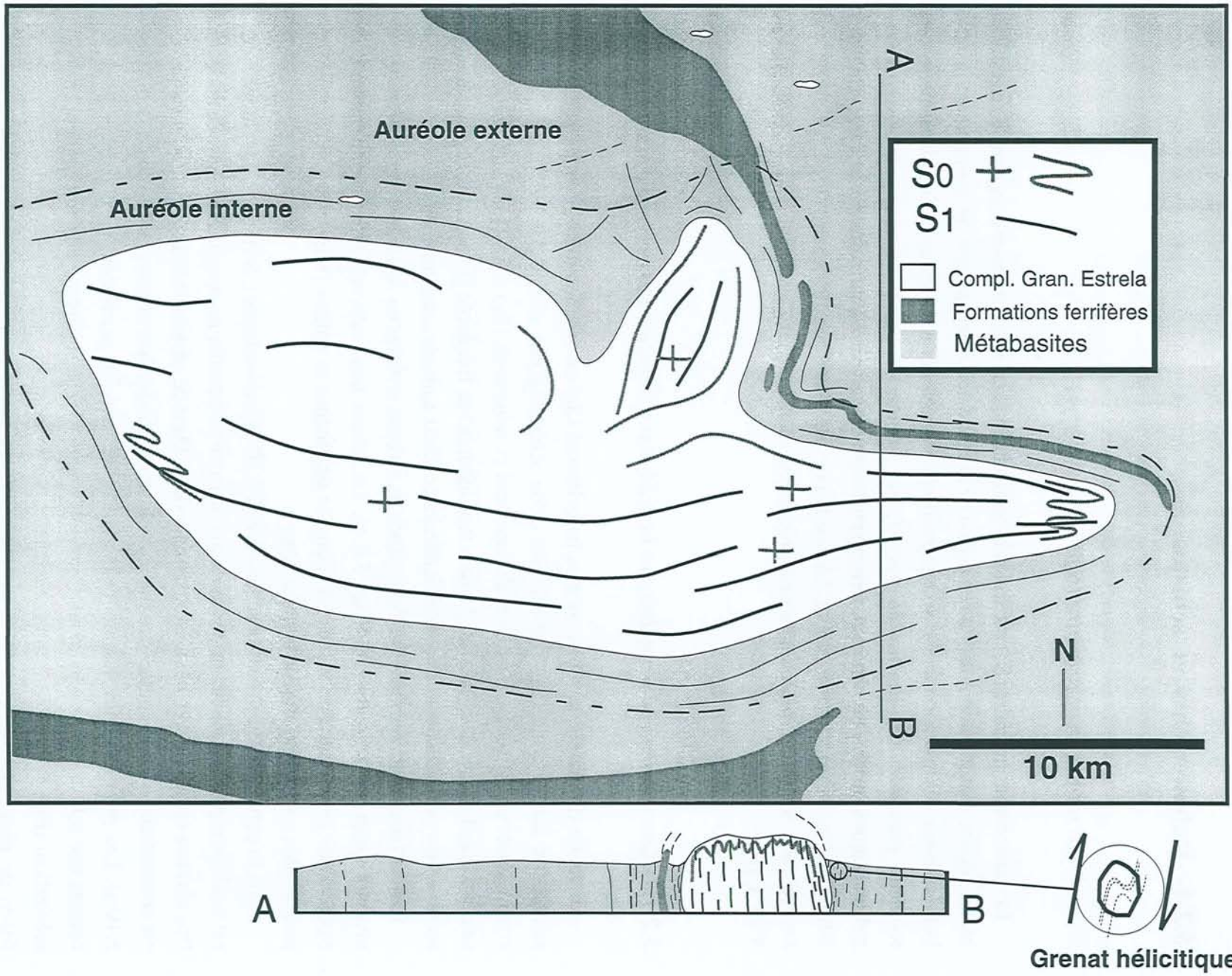


Fig. 5.7. Carte de trajectoires des foliations du Complexe Granitique Estrela et coupe schématique.

Dans le cas particulier de l'extrémité ouest du complexe granitique, on peut très bien observer les relations existant entre les deux types de rubanement. Le premier rubanement, concordant aux limites du massif, est plissé alors que le second se développe en position de plan axial par rapport à ces plis. Ce dernier est exagéré par la présence de dykes d'épaisseur décimétrique constitués de roches leucocrates peu déformées (Figs. 5.8 e, g et Figs. 5.11 a - f) et il est concordant avec la schistosité N100/subverticale. Les filons et veines parallèles à la schistosité peuvent être modérément boudinés, tandis que les filons obliques sur la schistosité sont plissés avec une intensité variable (Figs. 5.8 a, d, g; Figs. 5.11 a, b et Figs. 5.13 a, b, f). Tout cet ensemble donne à l'affleurement un faux aspect de migmatite (Fig. 5.11 f).

Dans la partie centrale du massif granitique la schistosité verticale est très bien marquée. Un cas où ces relations peuvent être clairement observées est celui des affleurements de monzogranites à hornblende et biotite avec ocelles à ilménite. Dans cet affleurement on peut décrire un rubanement (sub-horizontal; N45/40NW, que nous considérons comme primaire) bien développé et dessiné par des niveaux d'épaisseur centimétrique enrichis en minéraux mafiques lesquels sont orientés selon une direction préférentielle parallèle au rubanement. Ces niveaux s'intercalent à des niveaux à tendance leucocrate qui abritent des ocelles à ilménite. Ce rubanement est recoupé par une schistosité (N20/80SE) marquée notamment par l'aplatissement des ocelles à ilménite, originellement arrondies (Figs. 5.9 a - f).

Dans le secteur nord ("aileron de requin") l'orientation du rubanement et de la schistosité subverticaux varie de Nord-Sud à N30. Dans des roches fines situées aux bordures nord du massif le rubanement subvertical, d'intensité modérée, est marqué par la présence d'agrégats millimétriques à centimétriques riches en minéraux mafiques, fortement orientés (Fig. 5.8 d).

On remarquera ainsi que le rubanement et la schistosité secondaire s'orientent selon le grand axe des plutons.

Une caractéristique très fréquente de la schistosité S_1 est liée à la présence de surfaces conjuguées subverticales disposées en arrangements obliques. Ces deux surfaces sont développées avec différentes intensités, de telle façon que toute une gradation peut être suivie. Dans les roches peu déformées ces surfaces conjuguées sont très timidement marquées (cisaillement embryonnaires) (Figure 5.14 b), par contre, à l'incrément de la déformation elles deviennent facilement identifiables et dessinées par des trains et par de fins niveaux discontinus de néoblastes (Figs. 5.14 c, d).

Légende de la planche 5.8

Figure 5.8 a - Affleurement de la partie centrale du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement sub-horizontale primaire (S_0).

Figure 5.8 b - Affleurement de la partie centrale du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement sub-horizontale (S_0) affecté par faible plissement ouvert.

Figure 5.8 c - Affleurement de la partie centre-est du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement et schistosité subverticale (S_0).

Figure 5.8 d - Affleurement de syénogranite fin situé au Nord du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement (S_0) marqué par des agrégats orientés de minéraux mafiques.

Figure 5.8 e - Affleurement de l'extrémité est du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement périphérique subverticale (S_0) affecté par une schistosité subverticale (S_1).

Figure 5.8 f - Affleurement de la partie centrale du Complexe Granitique Estrela montrant rubanement (S_0) marqué par l'alternance de niveaux leucocrates et de niveaux riches en minéraux mafiques. Notez que le rubanement (S_0) se trouve plissé par des plis ouverts.



Légende de la planche 5.9

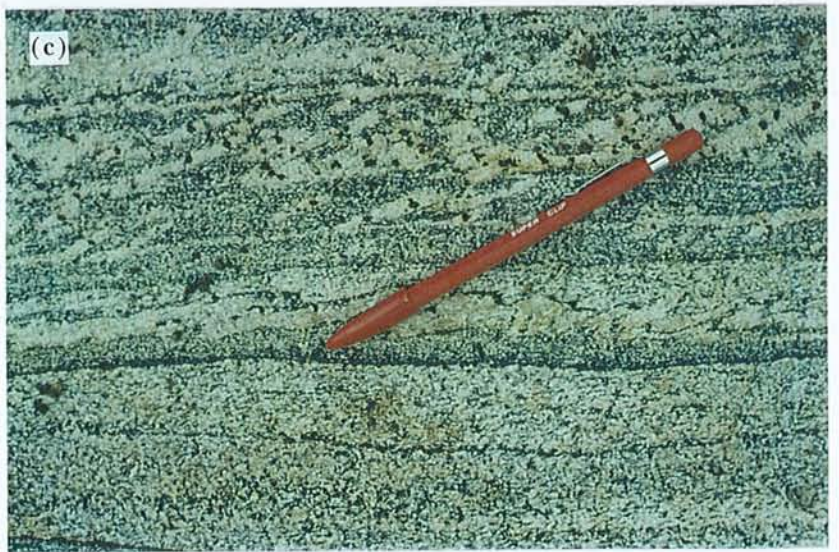
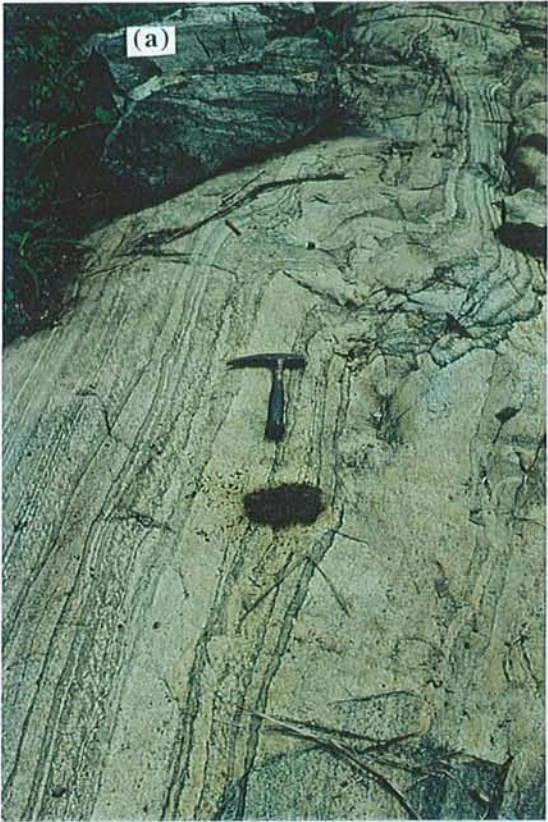
Figure 5.9 a - Affleurement situé au coeur du massif montrant un rubanement (S_0) à faible pendage, bien développé et défini par l'alternance de niveaux riches en ferromagnésiens et de niveaux leucocrates. Noter que ce rubanement est affecté par une schistosité (S_1) qui est marquée par l'allongement d'ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite.

Figure 5.9 b - Détail de la photo précédente montrant le rubanement (S_0) et la schistosité (S_1). Noter l'allongement des ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite.

Figure 5.9 c - Détail de la figure 5.9a montrant la schistosité (S_1) définie par l'allongement des ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite.

Figure 5.9 d - Détail de l'affleurement de figure 5.9a montrant le rubanement (S_0) affecté par des plis et une schistosité de plan axial associée (S_1). Noter que les ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite se trouvent orientés selon la schistosité de plan axial.

Figure 5.9 e - Détail de figure 5.9a montrant le rubanement (S_0) recoupé par la schistosité de plan axial (S_1) définie par des ocelles quartzo-feldspathiques à coeur d'ilménite .



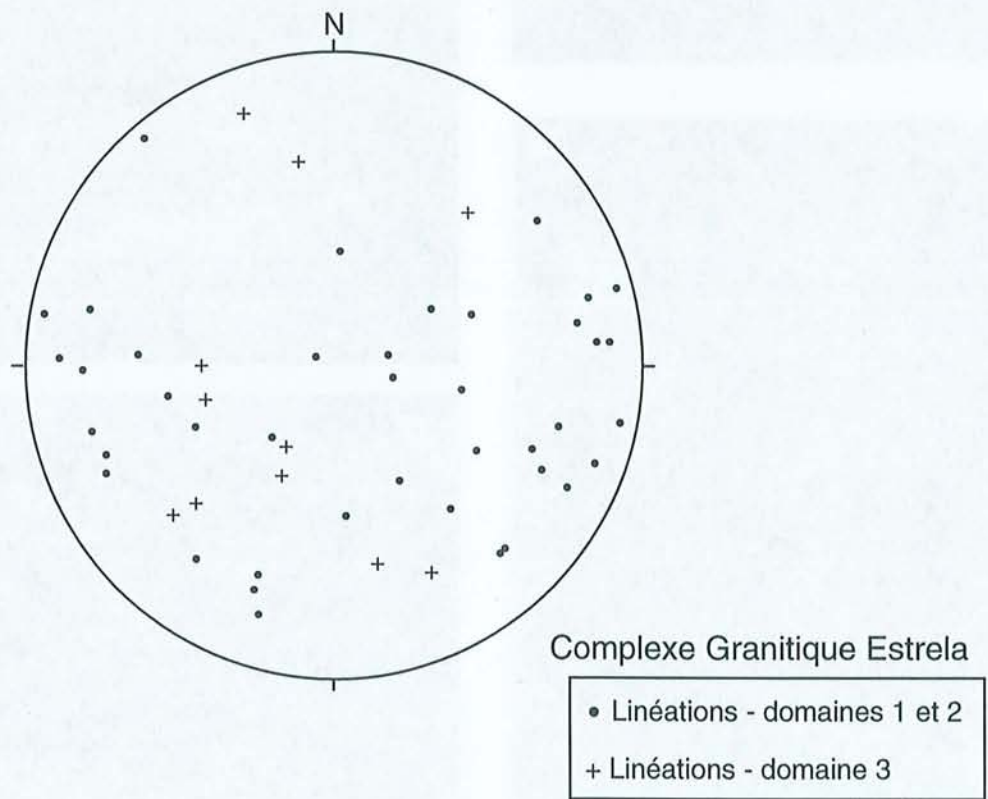
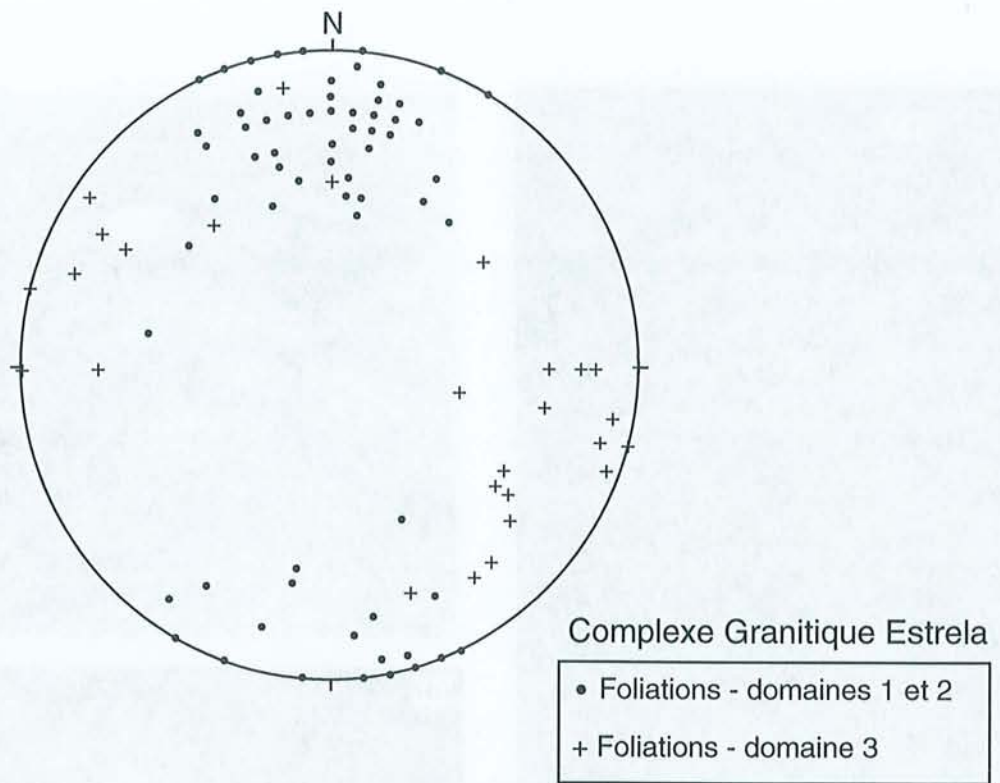


Figure 5.10 - Stéréogrammes (a) de foliations et (b) de linéations.

5.2.1.3 - Les traits microscopiques de la schistosité S_1

Les microtextures des minéraux soulignant la schistosité sont rapidement présentées ci-dessous.

Quartz — Les cristaux de quartz des roches faiblement déformées sont généralement subautomorphes à xénomorphes soit non orientées (Fig. 5.13 a) , soit pourvus d'une orientation préférentielle discrète à modérée. Dans certains cas on peut observer des grains de quartz allongés qui se présentent très peu ou non déformés. Progressivement avec le développement de la déformation, l'extinction ondulante devient plus marquée et peut évoluer vers des lamelles de déformation (Fig. 5.13 b). Localement, il est possible d'identifier la formation de sous-grains et de quelques nouveaux grains. La recristallisation, même si encore peu importante, peut se manifester sur des bordures de grains sous la forme de fins néoblastes polygonaux.

Dans les roches comparativement plus déformées, affectées par la schistosité, le quartz peut montrer des traits déformationnels d'intensité très variable. Cependant la recristallisation partielle, exprimée par la formation de néoblastes, devient beaucoup plus importante. Les néoblastes se caractérisent par des contacts rectilignes et par des formes polygonales. Parfois la formation inachevée des néoblastes est indiquée par des contacts irréguliers, indentés ou légèrement courbes entre les nouveaux grains et les sous-grains. L'incrément de la déformation entraîne une plus forte orientation préférentielle et la formation de néoblastes de façon plus pénétrative. Les agrégats de néoblastes assument des formes allongées et gagnent une orientation préférentielle bien marquée. Les néoblastes sont très fins (~0.05-0.15 mm) et ne montrent pas de signes de déformation.

Feldspath potassique — Ce minéral se trouve sous la forme de cristaux subautomorphes à xénomorphes, pourvus d'une orientation préférentielle qui varie de faible à bonne. Dans la plupart des cas, les macles polysynthétiques en quadrillage sont absentes ou très localisées. Parfois, on remarque des cristaux plus déformés comme l'indique la présence d'une extinction ondulante ou même de "kink bands". Dans ce dernier cas on peut caractériser le commencement du développement d'un quadrillage à proximité des "kinks". Dans certaines roches comparativement plus déformées on aperçoit des néoblastes fins timidement développés sur les bordures de quelques cristaux. Les perthites en flamme deviennent plus nombreuses et le quadrillage mieux développé.

Dans les roches affectées par la schistosité les cristaux de feldspath potassique présentent une orientation préférentielle modérée à bonne. Des sections montrant une extinction ondulante ou des "kink bands" sont localement observées. Le quadrillage peut être peu à modérément développé. Les perthites en flamme sont présentes mais moins nombreuses que dans les feldspaths des roches peu déformées. Ces perthites ne sont pas disposées de façon aléatoire comme nous le verrons en détail dans la section "Microstructure".

Légende de la planche 5.11

Figure 5.11 a - Affleurement situé à l'extrémité ouest du Complexe Granitique Estrela montrant le rubanement primaire en périphérie. Ce rubanement, dessiné par des filons aplitiques et par des portions monzogranitiques riches en ferromagnésiens, est affecté par une schistosité subverticale de direction E-W.

Figure 5.11 b - Détail de l'affleurement de la figure précédente montrant le rubanement de périphérie affecté par une schistosité subverticale.

Figure 5.11 c - Détail de l'affleurement de la figure précédente montrant le rubanement secondaire défini par des filons aplitiques intercalés aux portions monzogranitiques. Ce rubanement secondaire est sub-parallèle à la schistosité subverticale E-W.

Figure 5.11 d - Affleurement de l'extrémité ouest du Complexe Granitique Estrela montrant un filon leucocrate plissé.

Figure 5.11 e - Affleurement de l'extrémité ouest du Complexe Granitique Estrela montrant le rubanement secondaire exagéré par la présence de filons leucocrates.

Figure 5.11 f - Détail de la figure précédente montrant le rubanement primaire. Noter que la présence de filons aplitiques concordants à des portions riches ferromagnésiens donne à l'ensemble un faux aspect de migmatite.



Légende de la planche 5.12

Figure 5.12 a - Affleurement situé au Nord du Complexe Granitique Estrela (aileron de requin) montrant une schistosité mylonitique (S_{1m}) (ultramylonitique) N-S/subverticale concordante sur le rubanement.

Figure 5.12 b - Affleurement de la partie est du massif granitique montrant un détail d'une zone mylonitique (S_{1m}) (ultramylonitique).

Figure 5.12 c - Affleurement situé au coeur du massif montrant une zone mylonitique (S_{1m}) tardive affectant le rubanement.

Figure 5.12 d - Affleurement situé au coeur du massif montrant une bande de cisaillement senestre.

Figure 5.12 e - Affleurement situé à l'Est du Complexe Granitique Estrela montrant des cisaillements N-S définis par des discontinuités étroites. Noter que ces cisaillements décalent des filons de pegmatite.

Figure 5.12 f - Affleurement situé au Sud du massif granitique montrant un faciès fin de bordure recoupé par des veines aplitiques. La schistosité de dissolution est marquée par de fins niveaux sombres dans la roche fine. Noter aussi le plissement du filon aplitique.



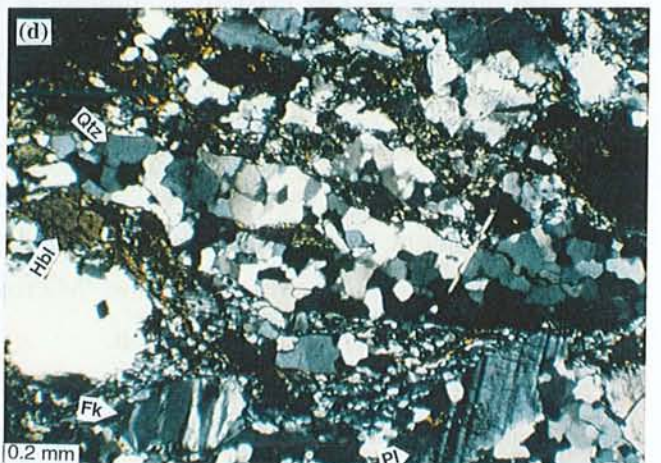
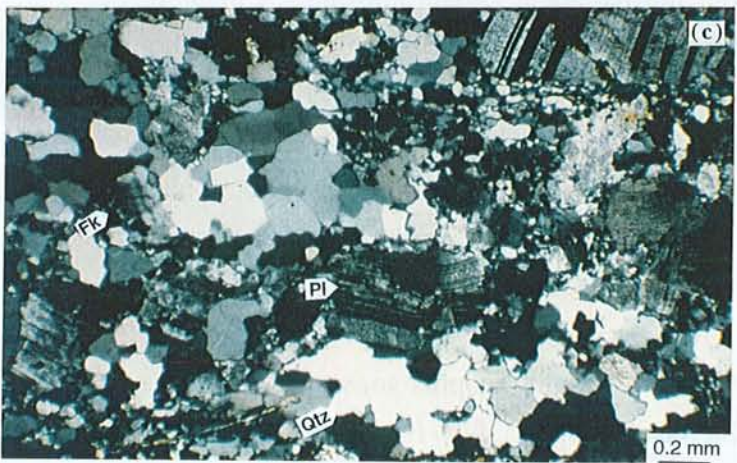
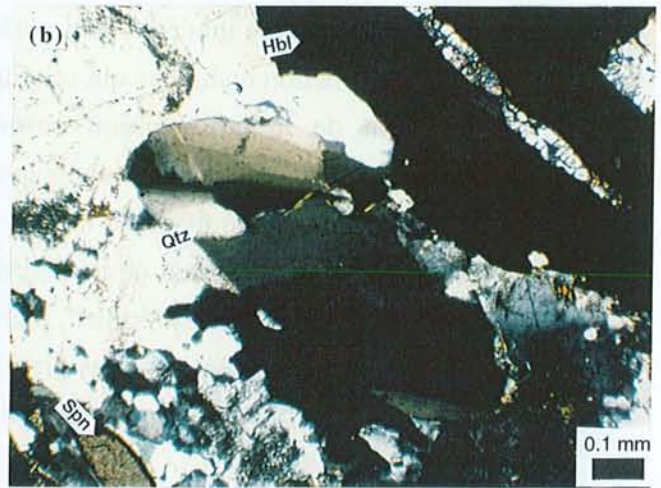
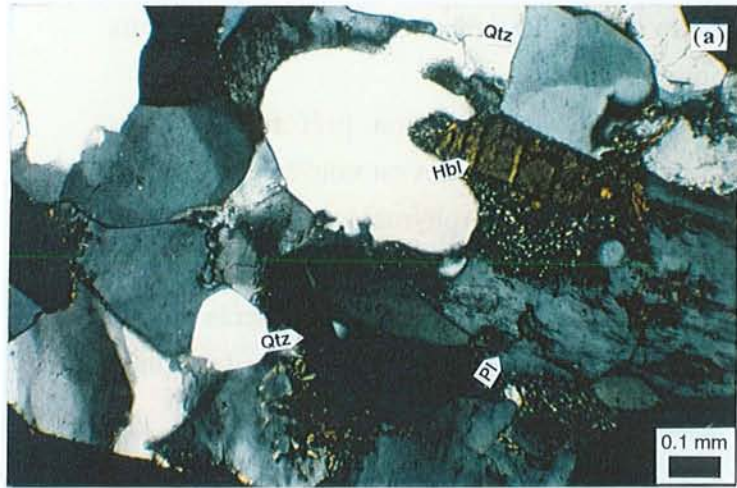
Légende de la planche 5.13

Figure 5.13 a - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant des cristaux subautomorphes de quartz. Les cristaux de quartz montrent une orientation préférentielle modérée et une faible extinction ondulante.

Figure 5.13 b - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant des cristaux de quartz allongés selon la direction de la foliation. Notez les lamelles de déformation sur le quartz.

Figure 5.13 c - Photomicrographie (LPA) de monzogranite montrant des cristaux de quartz recristallisés et transformés en agrégats de néoblastes à tendance polygonale.

Figure 5.13 d - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant des rubans de quartz constitués de néoblastes à tendance polygonale.



Les porphyroclastes montrent éventuellement des sous-grains et, latéralement, des néoblastes sur la bordure des grains. Dans ce dernier cas, l'ensemble porphyroclastes-néoblastes donne origine à une texture de type manteau-noyau. La recristallisation complète de certains cristaux peut donner l'origine à des agrégats de néoblastes très fins (~0.05 mm), polygonaux, aux contacts rectilignes à légèrement courbes qui bâtissent des jonctions triples. Parfois, des myrmékites allongées parallèlement à la direction se forment sur les bordures des feldspath potassique ou dans des domaines de néoblastes de feldspaths. La signification des myrmékites sera discutée en fin de chapitre.

Plagioclase — Les cristaux de plagioclase sont subautomorphes et très faiblement orientés. Une orientation préférentielle modérée peut parfois être décrite. Rarement on observe des cristaux montrant une extinction ondulante qui reste toujours discrète.

L'incrément de la déformation entraîne une bonne orientation préférentielle des porphyroclastes, lesquels peuvent avoir leurs bordures recristallisées en nouveaux grains de taille très fine (textures en manteau-noyau). Généralement les porphyroclastes de plagioclase sont entourés par des agrégats de néoblastes fins de quartz et de feldspath potassique. Des extinctions ondulantes et des "kinks" peuvent être progressivement plus fréquents sur les porphyroclastes. Localement des sous-grains ou des néoblastes sont formés au long des limites de "kink bands". On observe très rarement des macles en fuseau sur des porphyroclastes.

Amphibole — Les cristaux d'amphibole sont normalement subautomorphes à localement automorphes, et ils se présentent soit disposés aléatoirement, soit disposés selon une bonne orientation préférentielle. Dans les roches à grain fin, appartenant aux faciès de bordure, les cristaux de hornblende apparaissent sous la forme de poeciloblastes non déformés. Une foliation marquée par des cristaux fins non ou très peu déformés contourne ces poeciloblastes, ce qui donne à la foliation un aspect ondulé. Les symplectites — le long des contacts entre hornblende et feldspath (cf. section "Microstructure") — sont en général absentes ou très rares étant à un stade initial de formation.

Progressivement, avec la déformation, les clastes montrent plus souvent des formes en amande et des évidences de fragmentation. La recristallisation, plus importante, s'exprime par la présence de nombreux néoblastes de taille très fine (~0.06 mm). Ces néoblastes sont allongés et disposés en niveaux onduleux en raison de la présence de porphyroclastes de feldspaths. Des concentrations de néoblastes de hornblende peuvent être situées autour de porphyroclastes de feldspaths donnant naissance aux ombres de pression. Parfois on note que quelques niveaux fins de néoblastes sont disposés selon des arrangements conjugués (S et C cf. Berthé et al., 1979). Les symplectites (albite+sphène) sont très fréquents dans ce stade de déformation.

Biotite — Dans les roches peu déformées la biotite ne montre pas une orientation préférentielle ni d'évidences de déformation. Dans les roches affectés par la schistosité les cristaux de biotite

sont subautomorphes, fortement orientés et très souvent se présentent sous la forme d'agrégats orientés formant des niveaux fins et ondulés. Ce minéral peut montrer des évidences de corrosion partielle ou de fragmentation. La formation initiale de néoblastes est vérifiée au long de timides queues de recristallisation et ils peuvent être plus nombreux dans quelques discrètes bandes cisillées. A proximité de ces zones, les porphyroclastes de biotite peuvent montrer une extinction ondulante ou un plissement faible. Les queues de recristallisation sont constituées de néoblastes très fins (< 0.05 mm) et allongés le long de niveaux fins et discontinus.

5.2.1.4- La schistosité mylonitique (S_{1m})

La schistosité mylonitique (S_{1m}) apparaît dans les parties nord (Fig. 5.12 a), sud et est (Fig. 5.12 b) du massif granitique, sous la forme de zones métriques à centimétriques intensément déformées. La foliation mylonitique est dessinée par des niveaux extrêmement fins enrichis en minéraux mafiques intercalés à des niveaux quartzo-feldspathiques. La recristallisation peut être totale et produire des roches à grains extrêmement fins qui peuvent être classées comme mylonites à ultramylonites. Parfois dans les zones ultramylonitiques la roche complètement recristallisée prend un aspect massif et une couleur gris foncé.

Les zones mylonitiques présentent des orientations subparallèles à la direction du rubanement et de la schistosité S_1 , c'est à dire, Est-Ouest au Sud et à l'Est du complexe et approximativement N-S dans le domaine nord. Les pendages sont subverticaux dans ces zones.

Le développement de la foliation dans ces zones mylonitiques est très intense tandis que la linéation est très faible, cela donne des tectonites fortement aplaties qui peuvent être classées comme des tectonites $S \gg L$.

A l'exemple des autres surfaces décrites précédemment, on peut noter qu'à la schistosité mylonitique s'associent des cisaillements conjugués. Dans ces roches mylonitiques le cisaillement conjugué est marqué par des niveaux composés de minéraux fortement recristallisés et de taille extrêmement fine (Fig. 5.14 c, d). Dans les roches quasi complètement recristallisées, les cisaillements conjugués sont dessinés par l'orientation des néoblastes qui composent une matrice plus au moins homogène (Figs. 5.14 e, f, g, h).

Quelquefois dans les zones mylonitiques on observe des clastes d'amphibole d'aspect asymétrique qui se trouvent fortement orientés parallèlement à la foliation. L'asymétrie des cristaux d'amphibole indique un sens de mouvement senestre. Observées au microscope ces mylonites peuvent montrer jusque trois surfaces obliques entre elles, à savoir les surfaces S, C et C' selon la classification de Berthé et al. (1979) (Fig 5.14 e). Le degré de recristallisation est très intense dans ces roches (voir discussion suivante).

Légende de la planche 5.14

Figure 5.14 a - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant une schistosité faible. Noter la présence de perthites en flamme dans les cristaux de feldspath potassique.

Figure 5.14 b - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant une schistosité modéré et de discrets cisaillements conjugués.

Figure 5.14 c - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant une schistosité forte et des cisaillements conjugués modérément développés.

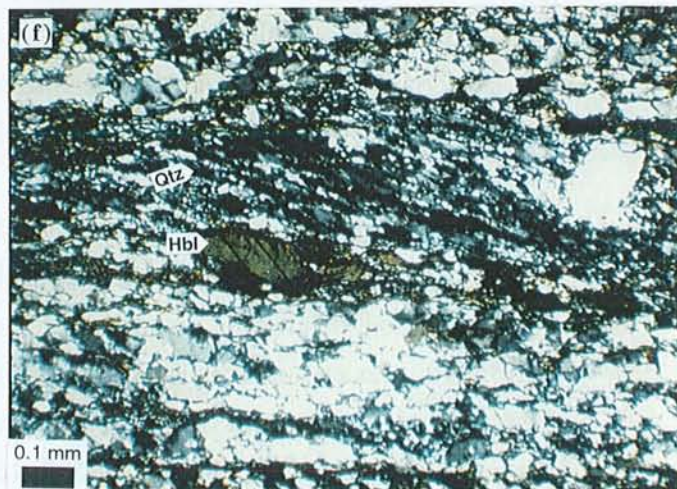
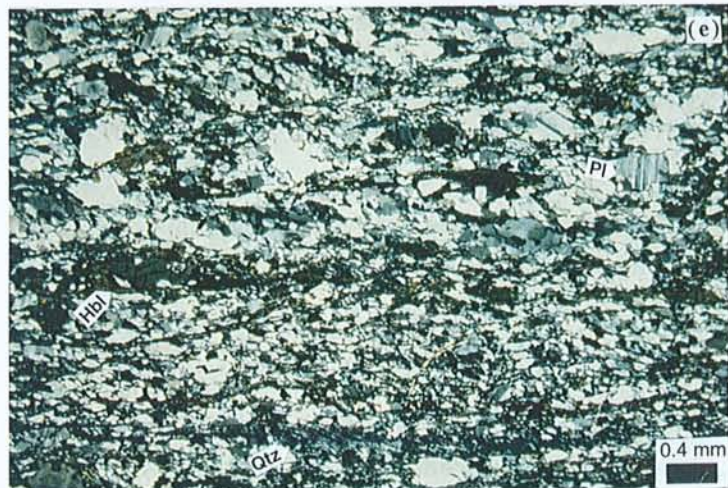
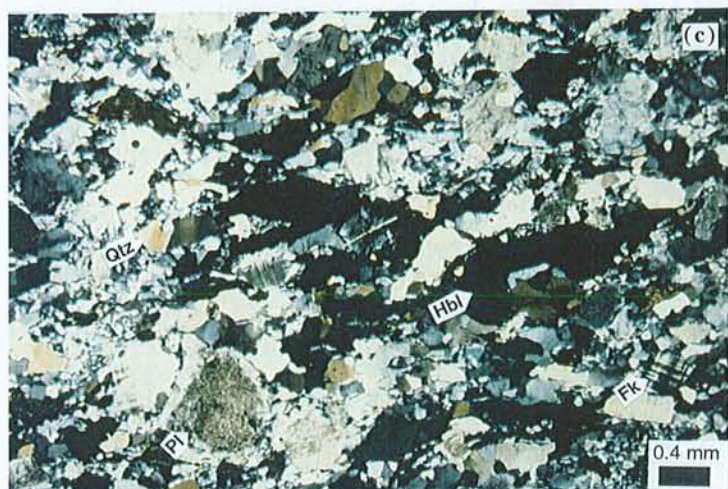
Figure 5.14 d - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende fortement déformé et recristallisé. Noter les cisaillements conjugués fort développés et des néoblastes fins en quantités importantes.

Figure 5.14 e - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende subissant une forte déformation mylonitique et montrant des surfaces S, C et C'.

Figure 5.14 f - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende subissant une forte déformation mylonitique et montrant la recristallisation du quartz en surfaces obliques. Ces deux surfaces indiquent un mouvement senestre sur le terrain.

Figure 5.14 g - Photomicrographie (LPA) d'une ultramylonite montrant un néoblaste de sphène. La disposition asymétrique du sphène indique le sens de mouvement senestre sur le terrain.

Figure 5.14 h - Photomicrographie (LPA) d'une mylonite montrant un porphyroclaste asymétrique d'amphibole orienté selon la surface C. Noter que l'amphibole est parcourue par une surface oblique S. Les surfaces S et C et l'asymétrie de l'amphibole indiquent des mouvements senestres.



Localement on remarque des bandes cisillées d'épaisseur centimétrique à décimétrique (Figs. 5.12 c et 5.14 g) où la foliation est exprimée par l'orientation de rubans quartzo-feldspathiques et par l'orientation préférentielle de fins néoblastes de sphène. Parfois on trouve aussi de zones mylonitiques d'épaisseur subcentimétrique qui affectent une surface préexistante et qui indiquent un sens de mouvement senestre.

A l'échelle microscopique on peut voir que la déformation mylonitique se superpose sur un rubanement préexistant. Les principaux traits microscopiques de la schistosité mylonitique sont décrits ci-dessous.

Quartz — les cristaux de quartz apparaissent sous la forme de rubans fortement orientés d'aspect doucement ondulé (Figs. 5.13 c, d). Ces rubans exhibent de très fortes extinctions ondulantes et des lamelles de déformation fort prononcées qui évoluent vers des sous-grains et des nouveaux grains. Les néoblastes possèdent des formes polygonales, des contacts rectilignes et des jonctions triples. Les agrégats de sous-grains sont encore nombreux.

Parfois de nouveaux grains de quartz se concentrent autour de porphyroclastes de feldspath ce qui donne origine à des ombres de pression.

Dans les cas d'extrême recristallisation on observe une réduction intense de la taille de nouveaux grains. Des néoblastes précédemment formés subissent la recristallisation qui est exprimée par la formation de nouveaux grains extrêmement fins. Les niveaux de néoblastes peuvent devenir fortement ondulés, anastomosés et orientés obliquement les uns par rapport aux autres, donnant naissance à des surfaces S-C ou S-C-C' (Fig. 5.14 e, f). Parfois on note que la recristallisation du quartz se manifeste par la formation des néoblastes de taille très fine qui sont orientés obliquement à la direction des agrégats allongés.

Feldspath Potassique — Ce minéral apparaît sous la forme de porphyroclastes et de néoblastes. Les porphyroclastes sont en ruban et globulaire. Les premiers sont fortement orientés et peuvent exhiber des formes en amande; le quadrillage est bien développé. Les myrmékites sont parfois trouvées en quantités importantes, leur disposition étant préférentiellement parallèle à la direction de la foliation. Sur les bordures des porphyroclastes on vérifie fréquemment la présence d'un manteau de fins néoblastes. Les derniers peuvent former des queues de recristallisation orientés parallèlement à la foliation. Quelquefois certains clastes subissant une la recristallisation complète donnent l'origine à des niveaux fins enrichis en néoblastes de petite taille (<0.05 mm) et de forme polygonale.

Progressivement avec la déformation les clastes deviennent rares tandis que les néoblastes sont très nombreux. Les perthites en flamme apparaissent à nouveaux sur quelques porphyroclastes. Les néoblastes présentent des contacts plus rectilignes et des tailles plus grandes, par rapport aux néoblastes du stade antérieur. Dans ce stade l'ample prédominance des néoblastes de feldspath potassique en association avec les néoblastes de quartz, plagioclase, amphibole et/ou de biotite forment une matrice mylonitique à ultramylonitique.

Plagioclase — De la même façon que le feldspath potassique, on observe que le plagioclase des roches plus fortement déformées se trouve sous la forme de porphyroclastes en ruban et de porphyroclastes globulaires. En général les porphyroclastes en ruban sont très orientés et localement montrent des formes en amande. Les porphyroclastes globulaires montrent souvent une extinction ondulante forte ou des "kinks bands" bien prononcées. Les porphyroclastes de plagioclase sont fréquemment entourés par de néoblastes très fins (~0.10 mm) de quartz, de feldspath potassique et par de trains discontinus de néoblastes d'amphibole qui dessinent des ombres de pression asymétriques. Dans ce stade on peut observer des cristaux de plagioclase transformés en agrégats de sous-grains. Parfois des porphyroclastes montrent des formes asymétriques qui suggèrent un sens de mouvement senestre.

Avec l'incrément de la déformation, les porphyroclastes deviennent moins abondants et plus déformés tandis que la proportion de néoblastes augmente. Ceux-ci présentent des contacts rectilignes ou légèrement courbes, des formes polygonales et des jonctions triples. Parmi les porphyroclastes, ceux de type en ruban sont le plus fréquents. Localement les porphyroclastes subissent la fragmentation cassante avec un mouvement en jeu de carte. Quand la recristallisation est complète, on observe une matrice ultramylonitique homogène.

Amphibole — Les porphyroclastes d'amphibole des roches fortement déformées deviennent xénomorphes, fortement orientés et parfois fragmentés. Les cristaux en formes d'amande sont nombreux (Fig. 5.14 h). La formation des symplectites est une caractéristique très courante des porphyroclastes d'amphibole. La recristallisation des amphiboles peut être très forte et exprimée par la présence de néoblastes en queues de recristallisation, en trains ou en niveaux plus ou moins discontinus. Les néoblastes sont très fins, généralement allongés et fortement orientés. Parfois on observe de fins niveaux de néoblastes de hornblende en disposition asymétrique autour de clastes d'allanite indiquent des mouvements senestres.

Biotite — La recristallisation intense est traduite par la présence de néoblastes de biotite ce qui contribue à la formation d'une matrice homogène, comme décrit ci-dessus. En réalité, l'occurrence de roches mylonitiques et ultramylonitiques portant des cristaux de biotite n'est pas très fréquente et se limite à des zones cisailées de dimensions métriques à décimétriques.

5.2.1.5- La schistosité méridienne (S_2)

Dans la partie est du massif il est possible d'identifier une schistosité sub-méridienne (N20/74SE) très faiblement développée et très peu pénétrative. Cette surface est marquée par une discrète orientation de minéraux mafiques et peut être plus facilement reconnaissable en présence de filons quartzeux subissant une faible déformation. Le développement de cette schistosité méridienne est postérieur à la formation du rubanement Est-Ouest.

Légende de la planche 5.15

Figure 5.15 a - Affleurement situé au coeur du Complexe Granitique Estrela montrant des veines de pegmatite à gros cristaux d'amphibole. Noter que les veines sont concordantes sur rubanement et sur la schistosité (S_1).

Figure 5.15 b - Affleurement situé au Sud du massif montrant des filons de pegmatite concordants et discordants à la schistosité (S_1) de direction E-W. Noter le plissement des filons discordants.

Figure 5.15 c - Affleurement situé au coeur du massif montrant une veine d'aplite sub-horizontale. Noter que la veine est affectée par une schistosité (S_1).

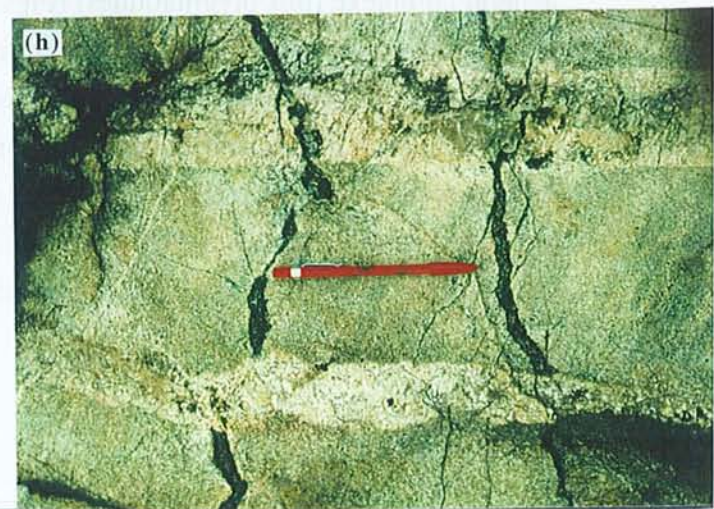
Figure 5.15 d - Affleurement situé à la bordure nord du complexe granitique montrant des roches fines recoupées par un filon aplitique. Noter les agrégats de ferromagnésiens dans la roche fine près des contacts avec le filon.

Figure 5.15 e - Affleurement situé à la bordure nord du complexe granitique montrant un filon aplitique recoupant des roches fines. Noter la disposition "en échelon" du filon.

Figure 5.15 f - Affleurement situé à l'extrémité est du massif montrant une veine d'aplite plissée et affectée par une schistosité de plan axial (S_1).

Figure 5.15 g - Affleurement situé sur la bordure nord du complexe granitique montrant une veine d'aplite aux contacts diffus avec la roche-hôte.

Figure 5.15 h - Affleurement situé à la bordure nord du complexe granitique montrant des relations complexes entre veines aplitiques et filons riches en ferromagnésiens.



5.2.2- Les linéations

Les linéations sont largement subordonnées aux structures planaires. L'intensité de ces structures varie beaucoup dans le massif: elles sont mieux développées dans le secteur 1 et 3, et très discrètes dans le domaine 2. Macroscopiquement, les linéations sont dessinées par l'orientation préférentielle des minéraux mafiques et par des agrégats quartzo-feldspathiques. Localement, dans des zones mylonitiques les linéations sont exprimées par de petites baguettes de quartz finement recristallisé et par des néoblastes fins de minéraux mafiques disposés en trains.

Dans les domaines 1 et 2 l'orientation des linéations est plutôt constante et concordante sur la structuration générale Est-Ouest tandis que dans le domaine 3 les linéations sont orientées principalement selon les directions N10 à N30. Les pendages sont normalement faibles (5° à 35°) dans ces deux domaines. Néanmoins, on peut aussi observer dans les domaines 1 et 3 des linéations montrant des pendages plus forts (45° à 75°) (Fig. 5.1 et 5.10 b).

Entre les domaines 1 et 3 le comportement des linéations est plutôt complexe en raison de la grande variation de leurs directions (95° , 180° , 225°) et de leurs pendages (25° à 74°) (Figs. 5.1 et 5.10 b).

5.2.3- Les plis

Dans la partie centrale du massif les plis affectent le rubanement primaire et les filons aplitiques et pegmatoïdes. Parmi les plis présents on peut distinguer ceux de taille métrique, ouvert (classe D1), isopaque, symétrique et dépourvus de surface axiale associée (Fig. 5.8 b). Ces plis ont des axes sub-horizontaux ou à très faibles pendages. Latéralement on peut décrire des plis décimétriques fortement développés qui montrent l'épaississement des charnières en raison de la concentration de matériel aplitique. Ces plis peuvent être classés comme de type anisopaque, asymétrique, droit et ouvert (classe D2). Localement une schistosité de plan axial est développée dans la partie interne de certains plis. Le rubanement et les veines quartzo-feldspathiques sont affectés par des systèmes de plis centimétriques et dont l'allure est en général complexe (plis ptygmatisés) (Figs. 5.8 e, f; Figs. 5.11 a, b, c, e).

Dans la partie est du complexe les plis apparaissent principalement sous la forme de systèmes de plis ptygmatisés centimétriques à décimétriques. Les plis présents dans ce secteur affectent surtout les filons aplitiques. Les formes des plis dans ce secteur sont très variables, les faibles ondulations contrastent largement avec les plis de type serré; les plis aux contours asymétriques et anisopaques cohabitent avec ceux d'allure symétrique et isopaque ou semblable. Ces structures sont parfois affectées par des cisaillements ainsi que par des discontinuités fragiles.

Dans la partie ouest du massif les plis affectent le rubanement S0 et des filons aplitiques le soulignent (Fig. 5.11 b). L'ensemble de ces plis montre une allure très complexe puisqu'il peuvent être ou bien serrés (classe B4), asymétriques et apparemment verticaux, ou bien des plis isopaques ou encore des plis anisopaques et semblables. Les types isoclinaux sont également présents (Fig. 5.11 c).

Ces différents types de plis, ayant des axes subhorizontaux (quant ils affectent le rubanement primaire ou des veines aplitiques/pegmatitiques proches de l'horizontale) à subverticaux (quand les surfaces initiales sont redressées), sont interprétés comme différentes expressions d'une déformation hétérogène, coaxiale, et moins intense dans la partie centrale du complexe.

5.2.4- Dykes et veines

Les dykes pegmatitiques et les filons aplitiques sont très fréquents dans le Complexe Granitique Estrela. Comme déjà mentionné, les pegmatites et les aplites se sont disposées en général de façon concordante sur le rubanement et la schistosité, mais peuvent montrer d'autres dispositions (joints longitudinaux, transversaux et diagonaux) (Figs. 5.15 a - f). Dans un même affleurement on peut observer des filons fortement déformés et foliés cohabitant avec d'autres où l'on n'identifie qu'une très discrète orientation préférentielle. Les contacts entre les filons et leur encaissant peut être rectiligne et bien marqué, ondulé, voire flous.

Parfois les filons aplitiques, peu structurés, montrent des phénocristaux d'amphibole orientés parallèlement aux épontes du filon. Dans un cas particulier, l'orientation du filon et l'orientation des ces phénocristaux sont concordantes entre elles et perpendiculaires à la foliation de la roche-hôte. Dans d'autres cas la fabrique interne des pegmatites est concordante de la schistosité de la roche-hôte (Figures 4.4 d, e).

Les filons aplitiques peuvent développer sur leur encaissant des bordures réactionnelles matérialisées par la formation d'agrégats teintés de couleur gris foncé et constitués de biotites (Fig. 5.15 d). Ces bordures sont plus fréquentes sur les roches de faciès fin. Parfois les filons aplitiques sont fragmentées en parties anguleuses enveloppées par la matrice granitique fine (Fig. 5.15 e), parfois leurs bordures sont plutôt diffuses et localement "interdigitées" avec la roche hôte (Fig. 5.15 g). Ces filons aplitiques peuvent être associés spatialement et temporellement à des filons conjuguées riches en biotite (Fig. 5.15 h).

5.2.5- Les cisaillements

Les cisaillements se limitent plutôt à la partie est du complexe et s'expriment sous la forme de discontinuités peu pénétratives à l'échelle de l'affleurement, étant écartées les unes des autres par une distance variable de 0.5 à 2 mètres. Ces cisaillement sont individuellement très étroits,

d'épaisseur millimétrique, d'aspect subtilement ondulé et orientés préférentiellement N15. Ils recourent la schistosité verticale et sont bien visibles lorsqu'ils recourent et décalent des filons (Figure 5.12 e); parfois on peut noter une très forte déformation de ces filons (étirement et amincissement des filons dans le plan de cisaillement). Les bandes cisailées recourent des parties affectées par une schistosité de plan axial, comme l'atteste le déplacement subi par des filons aplitiques initialement pliés.

5.2.6- La schistosité de dissolution

Les roches de faciès fin situées sur la bordure sud du complexe granitique peuvent montrer une schistosité de dissolution avec des plans régulièrement espacés de 5 à 30 centimètres. Cette schistosité est localement soulignée par le décalage de filons aplitiques (Fig. 5.12 f).

5.2.7- Les failles et joints

L'interprétation d'images de satellite nous a permis d'identifier la trace d'une faille de dimension kilométrique, de direction N65 et qui recoupe la partie est du corps granitique et une partie des roches encaissantes situées au Sud-Est du complexe (Fig. 5.3). Si d'un côté les grandes failles ne sont pas nombreuses, de l'autre côté les discontinuités fragiles sont assez pénétratives à l'échelle de l'affleurement. Ces structures s'expriment par de nombreux joints et par des failles de rejet décimétrique. Parfois on observe des systèmes de fractures formant des arrangements rhomboédriques ou en échelon. L'orientation N-S est très importante pour ces discontinuités, bien qu'il y ait aussi celles orientées selon d'autres directions. Ces fractures et failles peuvent être remplies par des agrégats d'épidote et souvent elles représentent le site d'une altération rétrograde (séricitization, chloritization) d'intensité variable. Très localement on constate des évidences de déformation cataclastique et très rarement on observe la formation de brèches constituées de fragments anguleux de quartz lesquels sont cimentés par de l'oxyde de fer. Ce type de brèche est trouvé plutôt près de la faille kilométrique située dans la partie orientale du massif.

5.3- Analyse de la déformation

L'analyse de la déformation vient s'ajouter à l'observation des structures macroscopiques et microscopiques dans les sens de caractériser la nature des contraintes tectoniques imposées sur les roches du Complexe Granitique Estrela.

Pour cette étude nous avons utilisé la méthode de Flinn (1962), basée sur les rapports axiaux de l'ellipsoïde de déformation. L'absence d'enclaves basiques, considérées comme marqueur de la déformation, nous a conduit à travailler sur les rapports axiaux du quartz, du feldspath potassique et du plagioclase appartenant au massif granitique. Les échantillons analysés ont été choisis selon leur degré de recristallisation: les roches ayant subi une recristallisation intense ont été écartées. L'acquisition des données a été faite à l'analyseur interactif d'images selon la méthode décrite par Lapique et al. (1988). Pour cela nous avons travaillé toujours avec deux lames minces de chaque échantillon orienté, l'une parallèle à la linéation et perpendiculaire à la foliation (plan XZ), et l'autre perpendiculaire à la linéation et à la foliation (plan YZ). Le nombre de grains mesurés pour chaque minéral de chaque lame mince est compris dans l'intervalle de 80 à 170. Pour connaître les axes principaux nous avons utilisé les paramètres de Ferret, lesquels permettent de déterminer les rapports entre les axes X et Y des cristaux, d'établir la forme de l'ellipsoïde de la déformation finie et de quantifier cette déformation par comparaison avec une sphère initiale.

La forme des ellipsoïdes traduit donc les états de la déformation: plane, par aplatissement, par constriction. Ces différents champs de déformation sont définis à partir de l'utilisation du diagramme Flinn (1962) dont la méthode sera autant plus valable que, pendant la déformation il n'y a pas eu de perte de volume (Ramsay, 1980). Cela n'est peut-être pas le cas des premiers stades de la déformation du Complexe Granitique Estrela, où la présence de liquides résiduels pourrait être envisagée (voir discussion sur les microstructures). Même si l'on considère les incertitudes inhérentes aux résultats obtenus, ceux-ci nous permettent d'estimer les taux minimaux de la déformation finie.

Cette étude nous montre que la déformation du Complexe Granitique Estrela a été contrôlée principalement par l'aplatissement ($k < 1$) (Figs. 5.16 a - c) et de façon subordonnée par des contraintes de déformation plane ($k \sim 1$). Cela est en accord avec l'observation faite aux différentes échelles: linéations faibles, tectonites $S \gg L$ (oblates), quartz en forme de galette, etc. Des composantes de constriction (tectonites prolates) ont été plus importantes, mais d'une façon localisée, dans la partie est du massif. Cela est en accord avec la présence de linéations plus fortement développées ($L \geq S$) dans ce secteur.

Nous pouvons démontrer aussi que la déformation des roches du Complexe Granitique Estrela est d'intensité variable, en général allant de faible à moyenne, sauf dans les zones mylonitiques/ultramylonitiques où l'intensité de la déformation, de la recristallisation dynamique et de la réduction de taille des grains ont été très fortes.

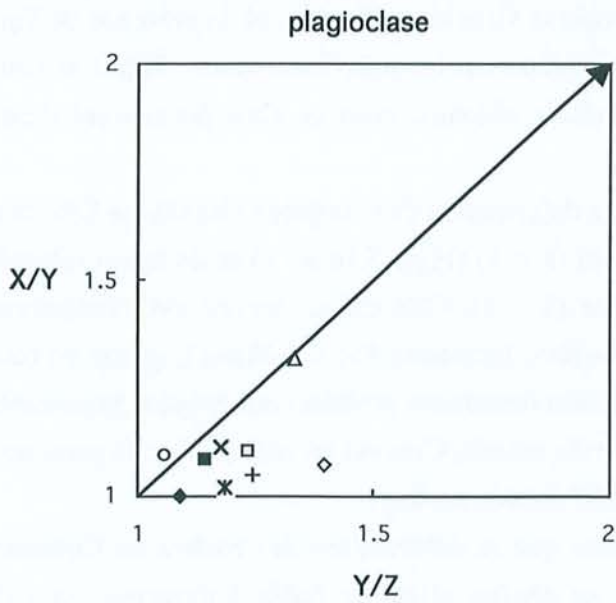
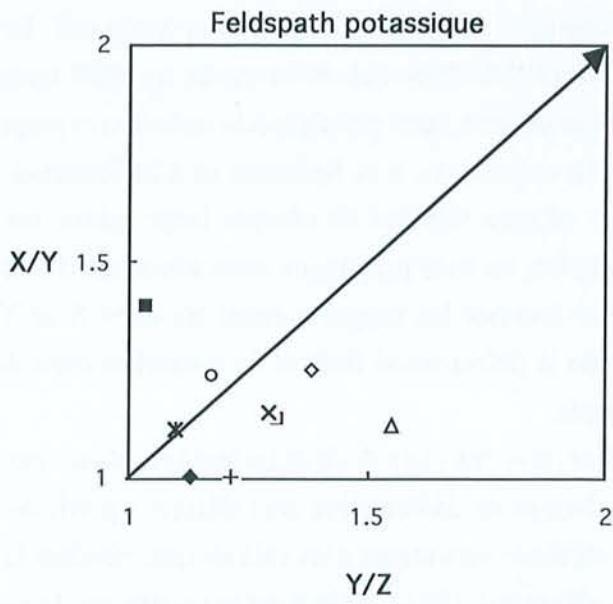
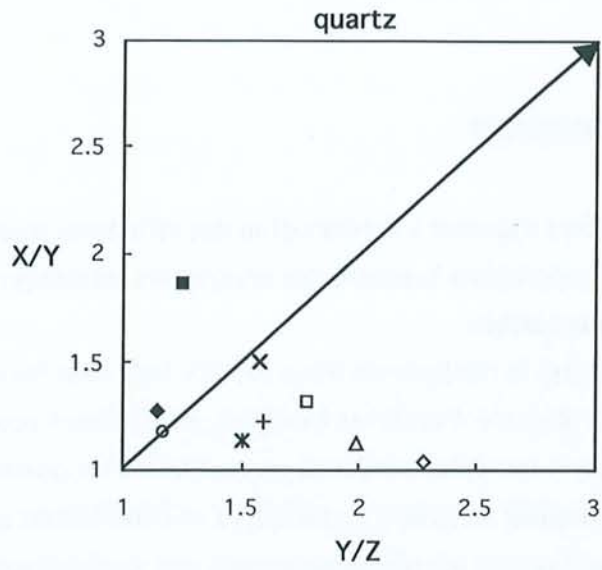


Figure 5.16 - Diagrammes de Flinn de quartz, feldspath potassique et plagioclase appartenant le Complexe Granitique Estrela.

Les différences de comportement montrées par chaque minéral, par rapport à la déformation, sont très évidentes dans les diagrammes de Flinn. Le quartz se trouve plus fortement déformé que les feldspaths (Fig. 5.16) et parmi ces derniers, c'est le feldspath potassique qui a été un peu plus déformé. Ceci traduit les observations pétrographiques selon lesquelles on peut constater que le quartz montre une plus forte déformation (agrégats en ruban de néoblastes à forte orientation préférentielle) dans les stades plus forts de déformation sub-solidus.

5.4- Microstructures. Les cas particuliers des symplectites et perthites

L'observation pétrographique des roches du Complexe Granitique Estrela révèle la présence de plusieurs types de microstructures résultant de transformations minéralogiques en liaison avec la déformation. Parmi ces microstructures nous avons retenu les symplectites à plagioclase-sphène et les perthites, en raison de leur caractère particulier.

5.4.1- Les symplectites à sphène-plagioclase

5.4.1.1- Description des textures

Les symplectites, fréquentes dans les roches du Complexe Granitique Estrela, sont pour la plupart constituées de petits vermicules de sphène (rarement associés à des oxydes) disposés dans une matrice d'albite. Cependant, là où les symplectites sont très peu développées, on observe seulement des vermicules d'oxyde dans l'albite. La longueur de la matrice albitique varie de ~0.1 à ~0.5 mm, tandis que celle des vermicules varie de <0.01 à 0.05 mm. Ces symplectites se développent le plus généralement au contact entre cristaux de hornblende et cristaux de plagioclase et parfois entre cristaux de hornblende et de microcline. La morphologie des vermicules de sphène permet de les classer comme étant de type "en lamelle" (cf. Passchier et Trouw, 1996). La répartition spatiale de ces symplectites n'est pas aléatoire. Elles se trouvent dans des sites préférentiels qui sont:

- par rapport à l'amphibole: le cristal de plagioclase est albitique au contact de l'amphibole, mais plus calcique vers l'extérieur; le domaine albitique étant disposé parallèlement aux contacts; les vermicules de sphène croissent selon une direction perpendiculaire aux parois des cristaux de hornblende et sont localisés au domaine albitique (Figs. 5.17 a - c);

Légende de la planche 5.17

Figure 5.17a - Photomicrographie (LPA) montrant une symplectite à sphène et albite entre hornblende et plagioclase.

Figure 5.17b - Photomicrographie (LPA) montrant un stade plus avancé de formation d'une symplectite à sphène et albite entre un cristal de hornblende et le plagioclase.

Figure 5.17c - Photomicrographie (LPA) montrant une symplectite à sphène et albite entre hornblende et feldspath potassique.

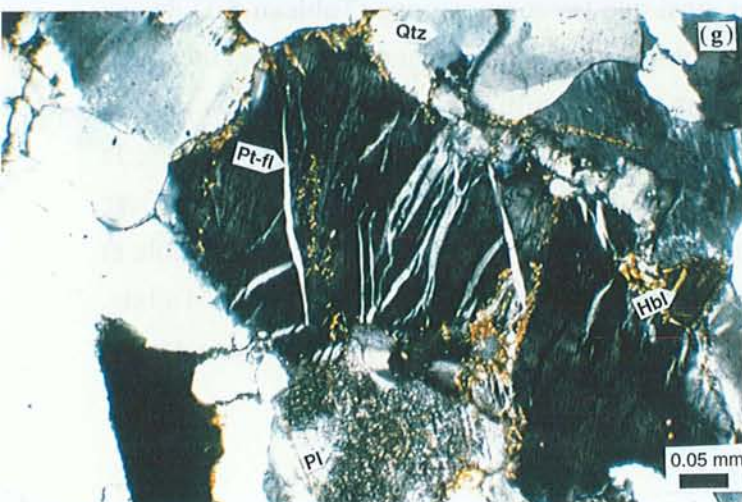
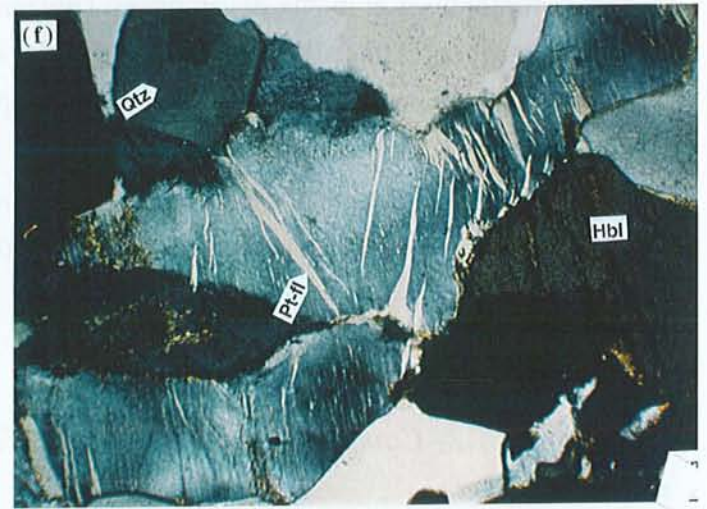
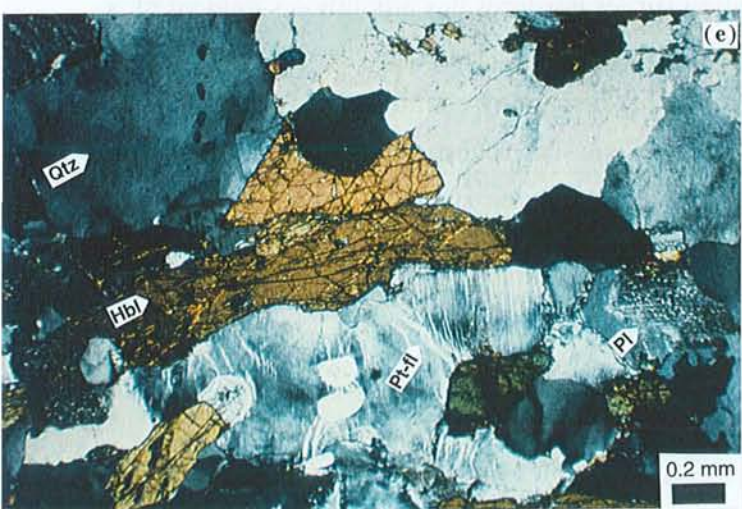
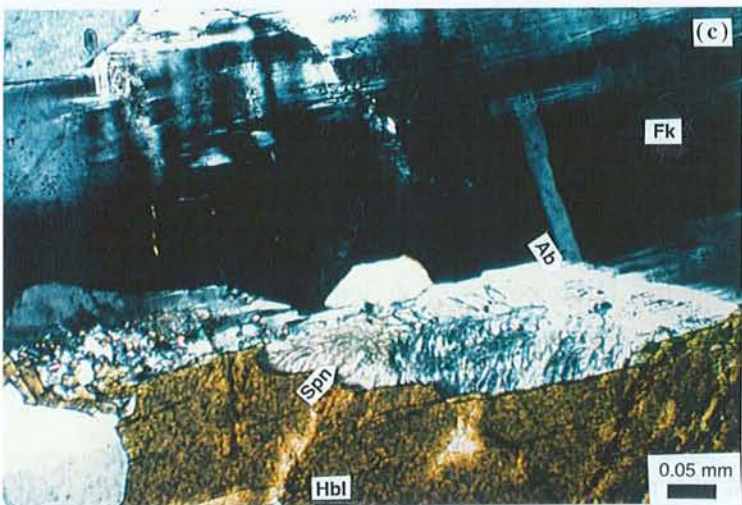
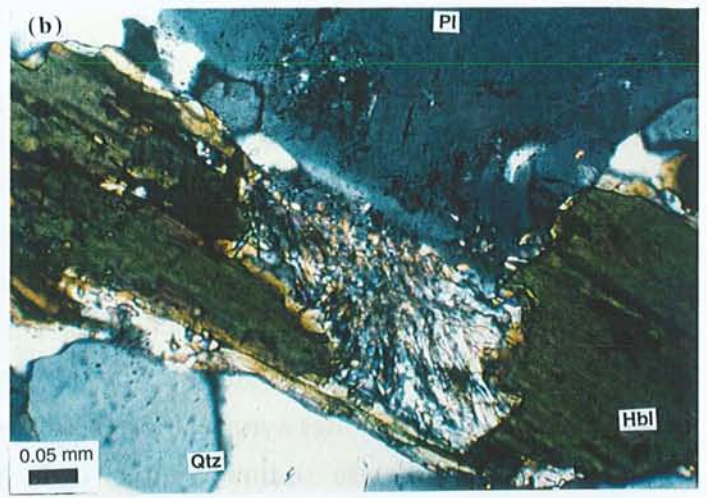
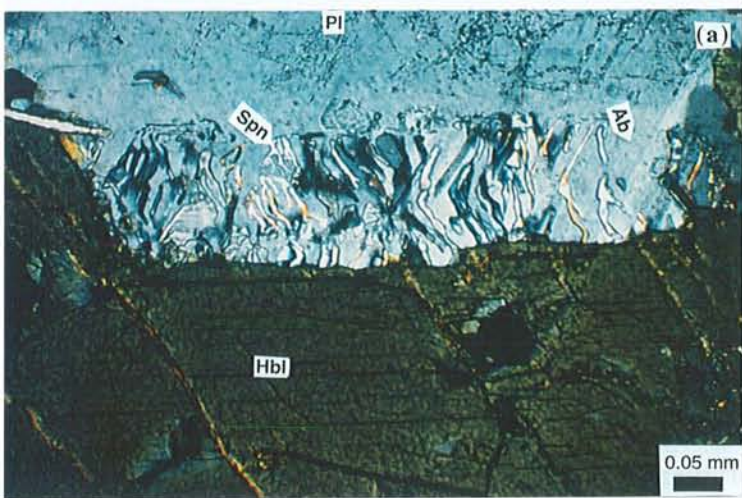
Figure 5.17d - Photomicrographie (LPA) montrant des myrmékites allongées parallèlement à la foliation et développées dans des domaines de néoblastes.

Figure 5.17e - Photomicrographie (LPA) de monzogranite à hornblende montrant des microperthites et des perthites en flamme dans un cristal de feldspath potassique. Noter l'arrangement conjugué et en échelon des perthites en flamme.

Figure 5.17f - Photomicrographie (LPA) montrant des perthites en flamme en arrangements conjugués et des microperthites.

Figure 5.17g - Photomicrographie (LPA) montrant des perthites en flamme en arrangements conjugués.

Figure 5.17h - Photomicrographie (LPA) de roche granitique ayant subi une forte déformation mylonitique et montrant des perthites en flamme en arrangements conjugués.



- par rapport à la foliation: le domaine d'albite se trouve orienté parallèlement à cette foliation et les lamelles de sphène, par contre, se disposent perpendiculairement à la foliation; comme dans la plupart des cas les cristaux de hornblende ont leur axe *c* orienté selon la direction de la foliation, les symplectites se développent parallèlement aux faces prismatiques de l'amphibole.

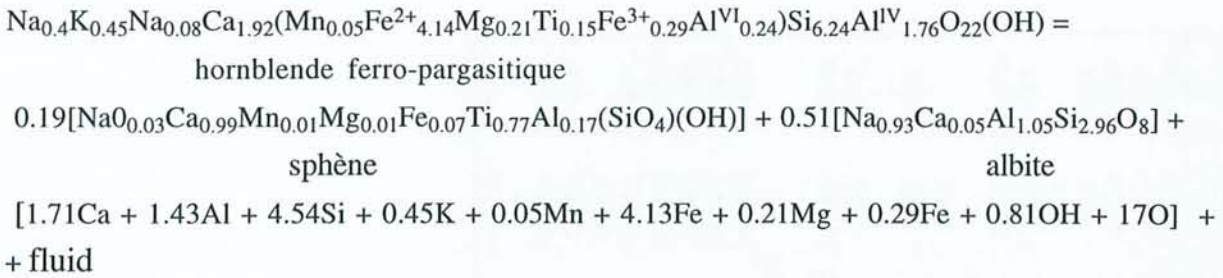
Les contours entre cristaux de hornblende et symplectites sont concaves, et c'est dans cette concavité que se localisent l'albite et les vermicules de sphène. Ceci suggère que le développement des symplectites empiète sur le cristal d'amphibole et résulte d'une réaction entre oligoclase sodique (An_{13}) et la hornblende ferro-pargasitique ($Al_2O_3= 10.36\%$; $TiO_2= 1.18\%$; $FeO=32.31\%$; $X_{Fe}= 0.95$).

L'orientation systématique des symplectites parallèlement à la foliation suggère également que la déformation a un rôle important dans le déclenchement de la réaction. Ceci est confirmé par l'existence d'une relation entre l'intensité de la déformation et le développement des symplectites. Dans les roches peu déformées, les symplectites sont rares et timidement développées. Les amphiboles ne montrent qu'une très faible corrosion de leurs bordures. Dans ce cas on peut observer soit des cristaux arrondis et extrêmement fins d'oxydes seuls dans le plagioclase, soit partiellement transformés en sphène. Le commencement de la formation de ces textures peut être souligné aussi par la présence de très petits trous alignés sur les bordures des amphiboles. Dans les roches comparativement plus déformées, les symplectites deviennent plus nombreuses et mieux développées; l'invagination sur les bordures des amphiboles devient plus marquée et la taille des vermicules de sphène plus grande. Dans le cas d'une très forte déformation, la complète corrosion des amphiboles fait disparaître ce minéral et l'on ne voit que des lamelles de sphène dans la matrice d'albite. Dans les roches affectées par une forte schistosité mylonitique, les lamelles de sphène peuvent s'orienter parallèlement à la foliation ou peuvent même être mélangées avec les néoblastes de la matrice mylonitique/ultramylonitique. Dans ce dernier stade de la déformation les symplectites ne sont plus facilement identifiées.

5.4.1.2- *Composition des phases et réactions*

En prenant en compte les microstructures ainsi que les compositions (Tableau 5.1) de ces minéraux primaires (hornblende et oligoclase) et des minéraux formant les symplectites bien développées (albite $An_{9.4}$ et sphène) nous avons tenté d'écrire une réaction de formation des symplectites. La position de l'albite en golfe de corrosion dans les amphiboles suggère la dissolution de ce minéral sans que le plagioclase participe à la réaction. De plus comme ces symplectites sont observées aussi bien entre amphibole et plagioclase qu'entre amphibole et feldspath potassique, le feldspath apparaît plutôt comme un site de nucléation pour l'albite. Enfin, la composition de l'amphibole implique un système ouvert avec départ de certains

éléments par l'intermédiaire d'un liquide ou d'un fluide. Une écriture possible de la réaction peut être:



Pour que cette réaction soit chimiquement possible, il faut envisager la participation de mécanismes capables de transporter les éléments en excédent, lesquels dans notre cas seraient le Fe, Mg, Si, Ca et Al. Dans le cas des symplectites des roches du Complexe Granitique Estrela, le transport d'une quantité importante d'éléments peut être lié à la présence d'une phase liquide à l'exemple de ce que proposent Giret et al. (1981) ou d'une phase fluide. Giret et al. (1981) ont décrit des textures coronitiques à clinopyroxène et magnétite titanifère, sur les bordures de cristaux de hornblende dans des roches de complexes plutoniques alcalins. Selon ces auteurs la formation de ces symplectites est due à une réaction entre la hornblende et une phase liquide sous conditions oxydantes.

Wones (1989) considère que la production de l'assemblage sphène+magnétite+quartz à partir de la déstabilisation de phases ferromagnésiennes traduit des modifications des conditions de fugacité d'oxygène qui reflètent un environnement plus oxydant. Wones (op. cit.), en opposition à Giret et collaborateurs, confère un caractère sub-solidus à cette réaction.

Cette transformation de l'amphibole est en accord avec la progressive augmentation de la $f\text{O}_2$ attendue au cours de la consolidation des magmas du Complexe Granitique Estrela (chapitre 4) et aussi avec ce que proposent Giret et al. (1981) et Wones (1989). Cependant, il n'y a pas d'évidence texturale qui permette de trancher entre liquide et fluide, l'un comme l'autre étant possible.

5.4.1.3- Les symplectites et les contraintes tectoniques

L'étude pétrographique nous a permis d'établir une corrélation entre l'intensité de la déformation et le degré de développement des symplectites.

Des relations géométriques entre myrmékites et structures planaires, à l'exemple de ce que l'on observe pour les symplectites du Complexe Granitique Estrela, sont décrites par Simpson et Wintsch (1989). Ces auteurs montrent que la disposition des myrmékites est fortement contrôlée par les contraintes tectoniques. Les réactions de substitution sont favorisées sur les bordures des cristaux perpendiculaires à la contrainte.

Amphiboles						Plagioclase				Plagioclase				Sphère				
interm.						coeur		interm.	bordure		coeur		symplect.		symplect.		symplect.	
N°Ech	CAP5	CAP5	CAP5	CAP5	CAP5	N°Ech	CAP5	CAP5	CAP5	CAP5	N°Ech	CAP5	CAP5	CAP5	N°Ech	CAP5	CAP5	
N°Anal.	14	15	29	30	31	N°Anal.	13	12	33	32	N°Anal.	10	11	28	N°Anal.	8	9	
SiO2	37.93	38.15	38.08	37.52	38.49	SiO2	65.25	65.33	65.43	65.66	SiO2	65.82	67.73	65.48	SiO2	30.12	29.57	
Al2O3	10.04	10.03	10.36	9.51	9.82	Al2O3	21.66	21.65	21.98	21.48	Al2O3	20.95	20.35	21.38	Al2O3	5.77	6.13	
TiO2	1.10	1.14	1.18	1.66	1.48	TiO2	0.08				TiO2			0.04	TiO2	30.70	29.92	
FeO	31.36	31.79	32.31	31.26	31.52	FeO	0.18	0.06		0.04	FeO	0.29	0.06	0.23	FeO	1.32	1.06	
MnO	0.20	0.53	0.38	0.28	0.35	MnO					MnO				MnO	0.02		
MgO	0.82	0.87	0.87	0.89	0.97	MgO			0.04	0.03	MgO	0.01	0.01	0.02	MgO	0.04	0.04	
CaO	10.78	10.99	10.93	10.97	10.73	CaO	2.81	2.84	2.69	2.45	CaO	1.91	1.01	2.5	CaO	28.03	27.27	
Cr2O3						Cr2O3					Cr2O3				Cr2O3			
NiO						NiO			0.13		NiO				NiO	0.10		
Na2O	1.47	1.42	1.52	1.66	1.64	Na2O	10.2	10.01	9.92	10.27	Na2O	10.6	10.94	10.36	Na2O	0.05	0.05	
K2O	2.18	2.16	2.16	2.04	1.93	K2O	0.23		0.29	0.25	K2O	0.19	0.06	0.08	K2O			
TOTAL	95.88	97.08	97.79	95.79	96.93	TOTAL	100.41	99.89	100.48	100.2	TOTAL	99.77	100.2	100.1	F	1.86	2.15	
FS (23 Oxygènes et 15 cations)						FS (8 Oxygènes)				FS (8 Oxygènes)				FS (4 Si)				
Si	6.339	6.293	6.241	6.293	6.360	Si	2.866	2.876	2.867	2.884	Si	2.903	2.957	2.881	Si	4.000	4.000	
AlIV	1.661	1.707	1.759	1.707	1.640	Al	1.121	1.123	1.135	1.112	Al	1.089	1.047	1.109	Al	0.910	0.973	
						Fe	0.007	0.002	0.000	0.001	Fe	0.011	0.002	0.008	Ti	3.066	3.049	
T	8	8	8	8	8	Ca	0.132	0.134	0.126	0.115	Ca	0.090	0.047	0.118	Mg	0.040	0.008	
AIVI	0.316	0.243	0.242	0.173	0.273	Na	0.869	0.854	0.843	0.875	Na	0.906	0.926	0.884	Fe2+	0.287	0.122	
Fe3+	0.128	0.273	0.292	0.140	0.067	K	0.013	0.000	0.016	0.014	K	0.011	0.003	0.004	Mn	0.048		
Ti	0.138	0.141	0.145	0.209	0.184	SOMME	5.008	4.990	4.988	5.002	SOMME	5.010	4.983	5.005	Na	0.127	0.016	
Cr	0	0	0	0	0	%An	13.044	13.553	12.818	11.485	%An	8.959	4.837	11.713	Ca	3.992	3.951	
Ni	0	0	0	0	0	%Ab	85.685	86.447	85.537	87.120	%Ab	89.979	94.820	87.840	K	—		
Mg	0.204	0.214	0.213	0.222	0.239	%Or	1.271	0.000	1.645	1.395	%Or	1.061	0.342	0.446	F	0.782	0.929	
Mn	0.028	0.074	0.053	0.040	0.049													
C	5.070	5.058	5.081	5.029	5.100													
Ca	1.930	1.942	1.919	1.971	1.900													
Na (M4)	0.070	0.058	0.081	0.029	0.100													
B	2	2	2	2	2													
Na (A)	0.406	0.396	0.402	0.511	0.425													
K	0.465	0.455	0.452	0.436	0.407													
A	0.871	0.851	0.854	0.948	0.832													
TOTAL	15.941	15.909	15.935	15.976	15.932													
FeO	30.447	29.814	30.179	30.264	31.035													
Fe2O3	1.014	2.196	2.368	1.107	0.539													
XFe	0.955	0.953	0.954	0.952	0.948													

Tableau 5.1 - Données chimiques (pds %) et formules structurales des minéraux constituant les symplectites.

Des réactions de dissolution impliquant feldspath et biotite sous des conditions de forte température et déformation ont été décrites par Vernon (1987) et Wintsch et Andrews (1988). Ces réactions de substitution sont, selon Beach (1982), liées à des mécanismes de pression-solution ("pressure solution") incongruente dont la perte en volume associée doit considérer la présence d'une source et d'un exutoire ("sink"). Selon Beach (op. cit.) d'autres facteurs doivent jouer un rôle dans les réactions de dissolution, comme par exemple les variations de potentiel chimique en réponse aux contraintes tectoniques. Beach a vérifié que les processus de pression-solution ont été plus efficaces dans des marbres impurs riches en fer que dans des marbres purs. Selon cet auteur la présence de fer dans ces roches pourrait favoriser la création de gradients de potentiel chimique et ainsi faciliter les processus de dissolution. D'après Simpson et Wintsch (1989) les réactions entraînant une perte de volume sont favorisées le long de faces de cristaux orientées perpendiculairement aux efforts compressifs. Ces efforts provoquent, selon ces auteurs, une augmentation de l'activité chimique, ce qui favorise aussi la présence de conditions nécessaires au développement des réactions chimiques.

Une autre considération concernant les symplectites est liée à la disposition spatiale de ces microstructures par rapport aux contraintes tectoniques. Simpson et Wintsch (1989) ont observé que la façon dont les myrmékites s'orientent peut être utilisée comme un marqueur cinématique. Dans les roches du Complexe Granitique Estrela l'orthogonalité entre les symplectites et la schistosité indique plutôt les effets d'une contrainte tectonique coaxiale.

Pour le Complexe Granitique Estrela, les textures et la réaction chimique globale montre très clairement une réduction de volume perpendiculairement à la contrainte et le départ d'élément via un liquide ou un fluide. La néoformation sur place de sphène et d'un composant albitique incorporé au plagioclase indique que la dissolution est incongruente. En conclusion le mécanisme de pression-solution est tout à fait plausible pour expliquer la formation de ces symplectites à sphène-plagioclase. On remarquera que la stabilité du sphène implique des températures supérieures à 550°C et que la succession minéralogique suggère que la réaction s'est développée dans des conditions de plus en plus oxydantes.

Les considérations ci-dessus sont également valables pour les myrmékites (Fig. 5.17 d) développées en quelques roches du Complexe Granitique Estrela.

5.4.2- Les perthites

La liaison entre la formation de perthites et la déformation dans le Complexe Granitique Estrela avait été notée antérieurement (Barros, 1991; Barros et Dall'Agnol, 1994). Un réexamen de ces textures nous a permis de constater que ces perthites présentent une disposition assez particulière par rapport aux microstructures. Ceci nous a conduit à approfondir leurs caractéristiques et leur signification.

5.4.2.1- Description des textures

Parmi les différents types de perthites décrites dans les roches du Complexe Granitique Estrela, deux sont plus fréquentes: les microperthites et les perthites en "flamme". Les microperthites sont réparties de façon homogène dans les cristaux de feldspath et apparaissent antérieures aux perthites en flamme. Celles-ci sont épaisses et se caractérisent par des formes rectilignes à légèrement courbes ou sigmoïdales. Elles montrent localement des arrangements "en échelon", entrelacés et souvent une disposition en jeux conjugués (Figs. 5.17 e - h). Quelquefois, les lamelles d'albite des perthites "en flamme" sont en continuité optique avec la matrice d'albite des symplectites. Les perthites sont plus fréquentes dans les cristaux de feldspath potassique dépourvus de macles en quadrillage ou dans les cristaux où ces macles sont très peu développées, en accord avec ce qui a été décrit par Pryer et Robin (1996).

5.4.2.2- Relations entre perthites et microstructures tectoniques

L'observation pétrographique nous a permis de constater que la disposition des perthites en flamme est déterminée par rapport aux microstructures et que leur développement est corrélé à l'intensité de la déformation.

Dans les roches affectées par la schistosité S_2 mais qui ne montrent pas d'évidence d'une forte déformation à l'état solide, les perthites en flamme sont très bien développées (Fig. 5.17 e, f, g). L'observation microscopique montre que:

- (i) les cristaux de feldspath potassique (axe c) ont une très forte tendance à être orientés selon la direction de la S ;
- (ii) l'orientation des lamelles d'albite des perthites en flamme est systématiquement perpendiculaire ou fortement oblique sur l'axe c des cristaux de feldspath potassique, donc l'orientation des perthites en flamme est perpendiculaire ou fortement oblique sur la S ;
- (iii) trois directions préférentielles des lamelles d'albite ont été observées: flammes perpendiculaires à S et flammes en jeu conjugué disposées obliquement à S ;
- (iv) la rareté de macles en quadrillage sur les cristaux de feldspath potassique est notable.

Dans les roches plus déformées et plus recristallisées où la schistosité S_2 devient plus marquée, on observe que les perthites en flamme sont nettement moins nombreuses ou même, tendent à disparaître. Par contre, les macles en quadrillage deviennent plus développées sur les cristaux de feldspath potassique.

Dans les roches mylonitiques, la présence de perthites en flamme est à nouveau constatée. Les perthites se trouvent dans les porphyroclastes qui sont enveloppés par la matrice finement recristallisée. Les perthites en flamme disposées en arrangements conjugués sont également observées dans les cristaux de feldspath potassique (Fig. 5.17 h). Dans les roches affectées par

des zones cisailées suivies de transformations minéralogiques de faciès schiste vert, les perthites en flamme peuvent être fréquentes.

5.4.2.3- Rôle des contraintes tectoniques sur la formation des perthites en flammes

La formation de perthites comme une réponse aux contraintes tectoniques a été discutée précédemment par plusieurs auteurs (Debat et al., 1978; Brown et Parsons, 1993; Pryer et Robin, 1996). Debat et al. et Pryer et Robin ont montré que l'orientation des lamelles des perthites en flamme, perpendiculairement à la foliation, était fortement contrôlée par la direction des contraintes.

Selon Brown et Parsons (1993) les microtextures dans le feldspath potassique sont formées durant trois phases principales: (i) haute température (T magmatique); (ii) température intermédiaire (sub-solidus); (iii) altération deutérique en présence de fluides (T < 450° C). Les mécanismes d'exsolution seraient prédominants dans la deuxième phase, tandis que ceux de substitution le seraient dans la dernière phase. Selon ces auteurs la formation des microtextures d'exsolution peut impliquer la réorganisation de Si et Al, dans le sens de réduire l'énergie libre emmagasinée dans le cristal. Cette énergie est considérée comme plus importante si le cristal subi des contraintes externes.

Selon Debat et collaborateurs, l'origine des perthites en flamme serait liée à la formation de fentes de tension dans les feldspaths potassiques. Le remplissage des perthites par les lamelles d'albite serait dû à la diffusion induite par la déformation ou à la précipitation à partir d'un fluide.

Dans les roches étudiées par Pryer et Robin (1996) le feldspath et le quartz ont, respectivement, des comportements fragile et ductile et les réactions métamorphiques associées à la déformation sont de faciès schiste-vert et assistées par l'hydratation. La formation des perthites en flamme, dans ce cas, est attribuée à des processus de substitution du feldspath potassique en réponse à la concentration des contraintes en bordure de grains où la déformation élastique est favorisée. Selon ces auteurs la formation des perthites se ferait par diffusion couplée à des réactions rétrogrades comme suit: le Na du plagioclase diffuserait vers le feldspath potassique pour former les perthites, alors que le K du feldspath potassique diffuserait vers le plagioclase pour former des micas. Dans un régime de contrainte donné, le feldspath potassique, ayant une énergie interne élevée, serait remplacé par des lamelles d'albite de plus basse énergie. Ce mécanisme serait responsable de la réduction de l'énergie de déformation élastique stockée dans le réseau du feldspath potassique (Brown et Parsons, 1993).

Dans les roches du Complexe Granitique Estrela, les perthites en flammes montrent une double disposition soit perpendiculaires à la schistosité, en position de fente de tension (analogue à ce qui a été décrit par Debat et al., 1978), soit obliques sur la schistosité, en

position de cisaillements conjugués. Il est important de noter, de plus, que les perthites en flammes en position obliques sont concordantes avec les directions des microcisaillements conjugués observés dans les lames minces (5.2.1.4).

Un autre point important à noter est l'absence d'altération significative des plagioclases dans les roches où sont observées les perthites. Ceci suggère que le mécanisme de formation de ces perthites en flamme est différent de celui proposé par Pryer et Robin (1996).

Dans les roches peu déformées, les perthites développées dans des cristaux de feldspath potassique très peu maclés sont probablement une réponse à la participation de mécanismes de réorganisation intracristalline et réduction du "stress". Les mécanismes d'exsolution seraient plus efficaces dans cette phase. Dans les stades de déformation comparativement plus forte, la recristallisation dynamique conduit à la formation de microcline (quadrillage fortement développé) et de cristaux d'albite. Cela pourrait expliquer la relative rareté des perthites dans le feldspath potassique de ces roches.

Au cours de la déformation mylonitique il se forme une matrice très fine qui abrite des clastes de feldspath potassique avec de nombreuses perthites en flamme. A ce stade la formation des perthites paraît à nouveau due à la réduction du "stress" intracristallin dans les clastes rigides par rapport à la matrice mylonitique ductile.

Finalement, dans les roches affectées par des bandes cisillées rétrogrades, le mécanisme de formation de perthites pourrait correspondre à la substitution, où la participation de fluides sous des températures plus faibles que 450° C est envisagée (Brown et Parsons, 1993; Pryer et Robin, 1996).

En conclusion, l'évolution des feldspath potassiques dans les roches du Complexe Granitique Estrela résulte de plusieurs épisodes successifs comme résumé sur le schéma de la figure 5.18: (1) cristallisation d'un feldspath Na-K (stade 1 de Brown et Parsons), (2) première phase d'exsolution avec formation des microperthites (stade 2 de Brown et Parsons), (3a) dans les zones peu ou moyennement déformées du Complexe, formation des perthites en flammes sous contrôle des contraintes tectoniques, puis leur disparition avec formation de microcline et albite quand la déformation augmente, (3b) dans les zones mylonitiques, formation des perthites en flammes dans les porphyroclastes.

L'orientation systématique des lamelles d'albite dans les perthites en flamme montre que la déformation a eu un rôle majeur dans leur formation et leur localisation. Le fait qu'elles soient en position de fente de tension ou de cisaillements conjugués suggère qu'elles se forment dans des zones de moindre contrainte de façon à diminuer l'énergie du cristal. Les mécanismes d'exsolution sont donc favorisés.

Comme l'ont souligné Pryer et Robin (1996), ces perthites peuvent être d'excellents marqueurs tectoniques. Dans le cas du Complexe Granitique Estrela, ces marqueurs confirment le caractère essentiellement coaxial de la déformation.

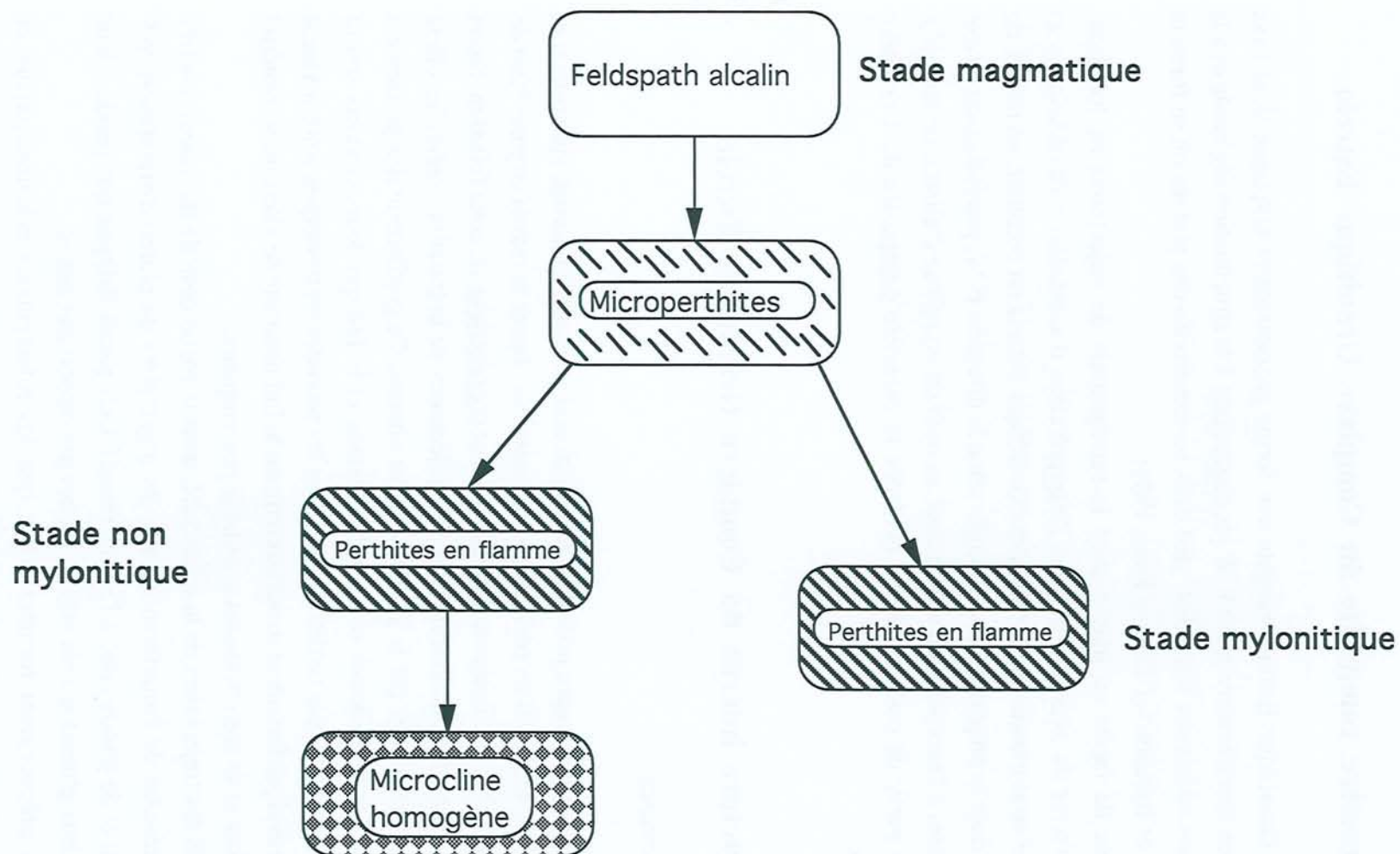


Figure 5.18 - Schéma montrant l'évolution des perthites en flamme dans les roches du Complexe Granitique Estrela.

5.5- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

5.5.1- Le caractère composite du Complexe Granitique Estrela

Le Complexe Granitique Estrela présente une forme grossièrement elliptique dont l'axe majeur de direction approximativement E-W est concordant à la structuration régionale et à la structuration de son encaissant immédiat, sauf dans les extrémités des plutons où se forment des points triples de foliation (*cf.* Brun et Pons, 1981).

La cartographie de faciès en liaison avec la cartographie de trajectoires de foliation, d'orientation de trains de xénolites et avec l'interprétation d'anomalies radiométriques et d'imagerie satellite nous montre que le Complexe Granitique Estrela est constitué, en réalité, de plusieurs plutons dans la plupart des cas allongés selon la direction E-W, parallèlement à l'axe majeur du complexe, à l'exception du pluton situé au nord du complexe ("aileron de requin"). Nous pouvons, à partir de cela, mettre en évidence le caractère composite du Complexe Granitique Estrela.

5.5.2- La structure interne du Complexe Granitique Estrela

5.5.2.1- Les structures

Les trajectoires du rubanement primaire (sub-horizontale au coeur du massif, subverticale et concordante aux limites du massif en périphérie) permettent de classer le massif comme étant de type dôme (*cf.* Balk, 1937) et montrent le comportement concentrique de cette foliation. Selon Gapais (1989) le comportement concentrique des trajectoires de la foliation traduit les effets d'écoulement divergent induits par le gonflement des plutons. Ce gonflement des plutons est par ailleurs attesté par le caractère contigu des plutons et le fait que leurs contacts soient jalonnés de xénolites. L'absence de déformation dans les xénolites metabasiques contrairement à son encaissant granitique fortement structuré confirme le fort contraste de viscosité du matériel xénolitique consolidé et de son encaissant granitique peu visqueux.

La direction NE des trajectoires de la schistosité, dans la partie centrale du massif, est très probablement le résultat de l'interférence entre les trajectoires du pluton d'orientation N-S (aileron de requin) et du pluton situé à l'Est du massif. Cela paraît indiquer que pendant leur mise en place les deux plutons se sont moulés les uns par rapport aux autres.

Les structures précocement formées telles que les rubanements sub-horizontaux et subverticaux sont affectées par des plis ouverts dans le coeur du massif et plus fermés en périphérie. A ces plis s'associe un rubanement et une schistosité de plan axial, verticaux, de direction générale E-W; cette schistosité montre également une augmentation graduelle

d'intensité depuis le coeur vers la périphérie. A l'échelle microscopique, le développement graduel de cisaillements conjugués le long desquels le processus de recristallisation à l'état solide prédomine, s'associe à cette schistosité.

5.5.2.2- *La signification de veines et filons d'aprites et pegmatites*

Dans le Complexe Granitique Estrela les veines d'aprites et de pegmatites forment souvent des systèmes longitudinaux, transversaux et diagonaux. Dans les parties centrales du massif les veines longitudinales sont sub-horizontales tandis qu'en périphérie elles sont verticales. La coexistence, dans un même affleurement, de veines de pegmatites montrant différents incréments de la déformation indique un espacement temporel dans leur mise en place. Pitcher et Berger (1972) ont utilisé des relations temporelles similaires entre veines de pegmatites pour mettre en évidence le caractère syntectonique de certains corps granitiques du Complexe Donegal. Cela est vrai aussi pour le Complexe Granitique Estrela.

5.5.2.3- *Le caractère syntectonique du Complexe Granitique Estrela*

L'attribution du caractère syntectonique au Complexe Granitique Estrela est basé sur un éventail de critères trouvés dans la littérature et identifiés dans le massif étudié. Parmi ces critères nous pouvons mentionner:

- (1) la forme allongée du massif, concordante avec les structures régionales (Castro, 1987);
- (2) les trajectoires de foliation en point triple dans l'encaissant (Brun et Pons, 1981);
- (3) le parallélisme des foliations dans le granite et son encaissant (Gapais, 1989; Paterson et al., 1989);
- (4) le caractère synchrone de la croissance de porphyroblastes et de la foliation dans les roches encaissantes (Pitcher et Berger, 1972; Paterson et al., 1989);
- (5) l'absence de déformation dans les xénolites par opposition à la forte structuration du matériel granitique qui les enveloppe (Gapais, 1989);
- (6) la coexistence de veines et filons de pegmatites non déformés et déformés (Balk, 1937);
- (7) une déformation progressive en régime thermique décroissant (Gapais, 1989);
- (8) l'existence dans le granite de zones mylonitiques indiquant des températures plus élevées que celles des paragenèse de l'encaissant lointain (Paterson et al., 1989);
- (9) l'absence d'importante déformation dans le quartz des roches ayant une bonne fabrique planaire (Hutton, 1988; Gapais 1989);
- (10) la présence de microstructures (symplectites et myrmékites) dans le granite attestant de la formation d'une foliation dans un milieu pas complètement consolidé (Simpson et Wintsch, 1989; Hibbard, 1987; Dell'Angelo et Tullis, 1988).

5.5.3- Le régime de contraintes tectoniques régionales

L'évolution structurale du Complexe Granitique Estrela est marqué par trois grands stades de déformation: développement de rubanements primaires (S_0), formation d'une schistosité (S_1) et d'un rubanement secondaire, et développement de zones mylonitiques (Fig. 5.19).

Dans les stades précoces de la consolidation des magmas, la déformation a provoqué le développement d'une foliation dans un milieu peu consolidé. Cette foliation S_0 est beaucoup plus pénétrative que les structures postérieures. Le développement d'une fabrique initiale (rubanement S_0) de disposition spatiale subhorizontale au centre et subverticale en périphérie du massif montre que ces surfaces se sont développées en réponse aux effets de gonflement du matériel peu consolidé. La bonne orientation préférentielle des cristaux, mais sans importante déformation intracristalline, comme bien illustré par le quartz, indique que les roches déformées précocement n'étaient pas complètement consolidées et que les mécanismes d'écoulement et de rotation rigide des cristaux ont été plus importants.

Progressivement, avec l'incrément de la déformation et dans un milieu plus consolidé, il y a eu déformation de la première surface et développement d'une schistosité (S_1) subverticale de plus en plus forte vers les marges du complexe. Parallèlement à cette surface est présent un rubanement secondaire. Des cisaillements conjugués à faibles angles avec la fabrique préexistante (S_1) sont observés. Ces structures marquent la interférence des efforts de gonflement en liaison avec les contraintes régionales N-S. Dans ce stade les processus de recristallisation commencent à être importants, les textures de type manteau-noyau (*cf.* White, 1975) deviennent fort fréquentes, les évidences de déformation intragranulaire (lamelles de déformation et sous-grains et néoblastes dans le quartz; extinction ondulante, *kink bands* dans les feldspaths) sont de plus en plus présentes, ainsi que les symplectites et myrmékites mieux développées. Cet ensemble de microstructures atteste de la participation de mécanismes de déformation plastique à l'état solide dans le cas des feldspaths et de glissement intracristallin avec recristallisation par rotation dans le cas du quartz.

Le troisième stade marque le développement des zones mylonitiques métriques à décimétriques subverticales. Les mylonites et ultramylonites de haute température (recristallisation de la hornblende) sont formées dans ce stade de la déformation. Les cisaillements conjugués deviennent plus nombreux et la réduction de la taille des grains plus nette. Avec la décroissance de la température des bandes mylonitiques tardives, plus froides (recristallisation de sphène) et discrètes se sont formées. Ces structures traduisent la création de zones d'instabilité mécanique dans un stade où la consolidation du magma est déjà très avancée. Dans ce stade de la déformation les mécanismes de recristallisation dynamique par rotation accompagnées par des mécanismes de glissement intercristallin ont très probablement conduit à

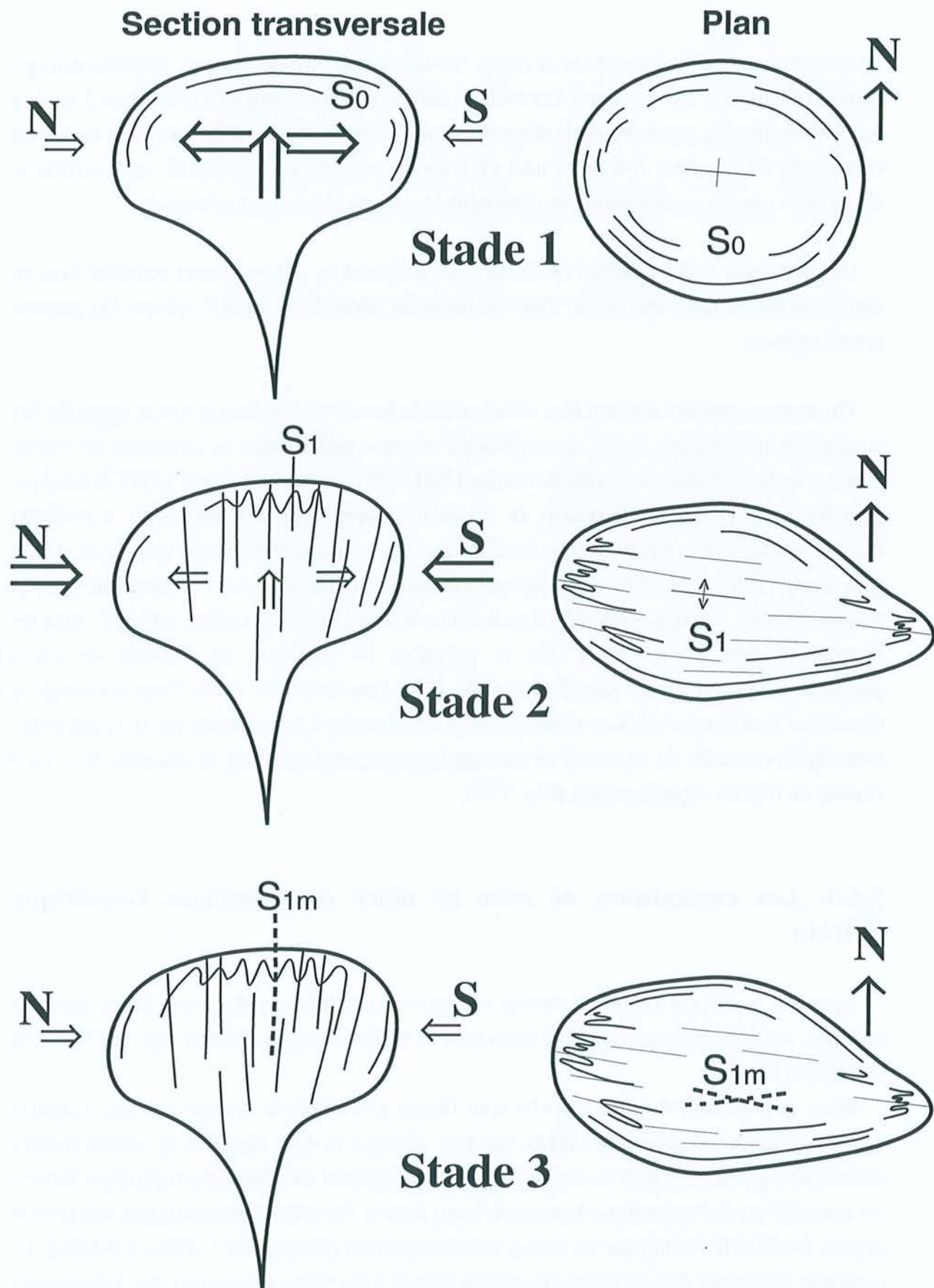


Figure 5.19. Schéma montrant l'évolution structurale d'un pluton appartenant au Complexe Granitique Estrela. Stade 1 = rubanement magmatique (S_0); Stade 2 = schistosité et rubanement secondaire (S_1); Stade 3 = zones mylonitiques (S_{1m}).

un comportement global ductile de la roche. De divers critères cinématiques observés dans les zones mylonitiques indiquent que l'histoire de déformation du Complexe Granitique Estrela a été clôturée par des mouvements de décrochement senestre localisés. Dans les stades tardifs les contraintes de direction N-S déformant un magma complètement consolidé ont favorisé le développement des cisaillements peu pénétratifs et orientés selon la direction N-S.

Ces différents stades reflètent une histoire de déformation progressive et continue dans un régime de décroissance thermique. Cette évolution est selon Gapais (1989) typique des granites syntectoniques.

Plusieurs arguments peuvent être utilisés dans le but de caractériser la nature coaxiale des contraintes tectoniques. Parmi ces arguments on peut mentionner: la formation de veines d'aprites et de pegmatites en fentes de tension (Balk, 1937; Pitcher et Berger, 1972), la fabrique planaire forte ($S > L$) au détriment du faible développement des linéations, à l'échelle microscopique le développement de cisaillements conjugués symétriques (Gapais et al., 1987) et de symplectites et myrmékites en agrégats allongés parallèlement à la foliation (Simpson et Wintsch, 1989), l'analyse de la déformation finie des minéraux (tectonites "oblates" dans les diagrammes de Flinn), ainsi que la présence de perthites en flamme orientées perpendiculairement à la foliation (Debat et al., 1978; Pryer et Robin, 1996). Dans le Complexe Granitique Estrela ces évidences montrent que la déformation a été contrôlée par des contraintes tectoniques coaxiales en réponse à un raccourcissement sub-horizontale de direction N-S qui a imposé un régime d'aplatissement (Fig. 5.20).

5.5.4- Les mécanismes de mise en place du Complexe Granitique Estrela

Après le panorama exposé ci-dessus en liaison avec les considérations faites dans les chapitres précédents, nous proposons désormais un modèle de mise en place pour le Complexe Granitique Estrela.

Nous devons tout d'abord rappeler que l'étude pétrologique montre que ces magmas devraient être initialement très chauds, très peu visqueux et donc capables de monter jusqu'à des niveaux peu profonds de la croûte. Le caractère épizonal du Complexe Granitique Estrela est confirmé par les estimations de pression faites à partir des calculs barométriques soit pour le granite (< 450 MPa) soit pour les roches métamorphiques encaissantes ($\sim 200 - 300$ MPa). Le caractère composite du Complexe Granitique Estrela nous mène à envisager des mécanismes impliquant l'ascension de plusieurs plutons.

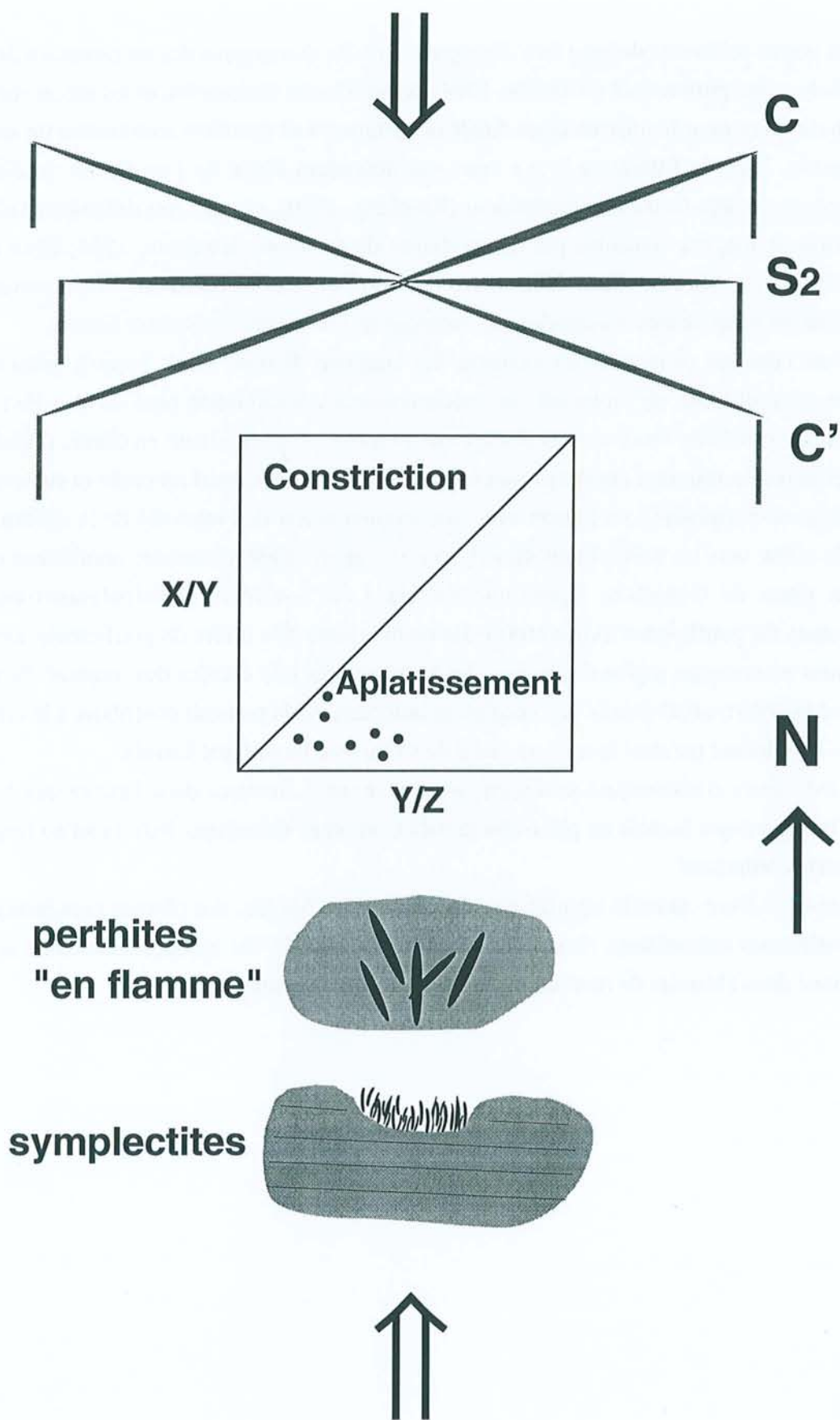


Figure 5.20. Schéma montrant des évidences (à différentes échelles) de déformation coaxiale des roches du Complexe Granitique Estrela.

Deux points différents doivent être distingués lors des discussions des mécanismes de mise en place de corps plutoniques (Bateman, 1984): les processus d'ascension et les mécanismes de création d'espace pour la mise en place finale des plutons. Les premiers sont encore un sujet de controverse. Dans la littérature il y a ceux qui défendent l'idée de l'ascension de diapires (montgolfières) déjà formés en profondeur (Ramberg, 1970), et ceux qui défendent l'idée de l'ascension de magma contrôlée par des systèmes de fractures (Bateman, 1984; Brun et al., 1990; Clemens et Mawer, 1992). Nous n'avons jusqu'à présent pas de données qui permettent de préciser les mécanismes d'ascension des magmas du Complexe Granitique Estrela.

Si d'un côté les processus d'ascension des magmas Estrela sont, jusqu'à présent, de caractérisation difficile, de l'autre côté les mécanismes de consolidation peuvent être démontrés avec plus de précision vis-à-vis des données disponibles. L'architecture en dôme, définie par les trajectoires de foliation concentriques (rubanement sub-horizontale au coeur et rubanement subvertical en périphérie), en liaison avec une augmentation de l'intensité de la déformation depuis le coeur vers les bordures du massif, sous un régime d'aplatissement, confirment que la mise en place du Complexe Granitique Estrela a été contrôlée principalement par des mécanismes de gonflement (*ballooning*). La combinaison des effets de gonflement avec les contraintes tectoniques régionales et avec les températures très élevées des magmas Estrela a provoqué la déformation ductile de l'encaissant immédiat. Cela pourrait contribuer à la création d'espace additionnel pendant la mise en place du Complexe Granitique Estrela.

Des évidences cinématiques montrant des mouvements inverses dans l'encaissant sud du granite indiquent que la mise en place (forcée) du Complexe Granitique Estrela a eu lieu dans un contexte compressif.

La présence d'une quantité significative de xénolites en bordure des plutons peut indiquer la participation des mécanismes de stoping. Cependant, ceux-là ont apparemment joué un rôle subordonné dans l'histoire de mise en place du Complexe Granitique Estrela.

Conclusions générales

1- Le Complexe Granitique Estrela

Le Complexe Granitique Estrela affleure à l'Est de la Serra dos Carajás sous la forme d'un massif composite grossièrement elliptique, allongé approximativement selon la direction E-W. Il est constitué de façon prédominante de monzogranites auxquels sont subordonnés des tonalites, granodiorites et syénogranites. Les monzogranites montrent différents faciès exprimés par la variation des proportions des minéraux ferromagnésiens (hbl, hbl-cpx, hbl-bt, bt-hbl, bt). Les faciès riches en hornblende sont trouvés à l'Est tandis que les faciès riches en biotite se situent dans la partie centre-ouest du massif. Sur les bordures du massif apparaissent des faciès à grain fin. Tout cet ensemble est parcouru par des veines de pegmatites et d'aprites. La répartition spatiale des faciès pétrographiques en association avec les trajectoires de foliation, les anomalies radiométriques et la disposition spatiale des xénolites met en évidence le caractère composite du Complexe Granitique Estrela.

Les compositions riches en fer des minéraux ferromagnésiens (ferro-pargasite et hornblende ferro-pargasitique, annite et hédénbergite) indiquent que les roches du Complexe Granitique Estrela dérivent de magmas caractérisés par des conditions de température élevée ($> 900^{\circ}\text{C}$) et de basse fugacité d'oxygène (tampons magnétite-wüstite et wüstite-fer). Ces conditions de basse $f\text{O}_2$ sont confirmées par la présence de l'ilménite comme seul oxyde. Les transformations des amphiboles en sphène (symplectites) indiquent qu'il y a eu une augmentation des conditions de $f\text{O}_2$ au cours de la cristallisation. Les calculs barométriques en liaison avec les paragenèses des roches de la série encaissante suggèrent que le Complexe Granitique Estrela s'est mis en place en conditions épizonales (300 à < 450 MPa).

Le Complexe Granitique Estrela a une signature chimique subalcaline et métalumineuse (roches riches en hornblende) à faiblement peralumineuse (roches riches en biotite). Les hauts rapports FeO^*/MgO et Ga/Al , ainsi que les fortes concentrations en éléments incompatibles (Zr, Nb, Y et terres rares, sauf Eu) permettent de comparer les roches du Complexe Granitique Estrela aux granites de type A. Les compositions chimiques, plutôt semblables à celles des granites de type A du Protérozoïque, confèrent au Complexe Granitique Estrela une signature chimique particulière peu répandue dans l'Archéen. Les caractéristiques chimiques, isotopiques et minéralogiques du Complexe Granitique Estrela indiquent que ses magmas ont été formés à partir de la fusion partielle de roches granulitiques. De faibles degrés de fusion sous des

conditions de haute température auraient conduit à la formation de magmas très chauds et très peu visqueux. Ces hautes températures sont en accord avec les conditions de cristallisation estimées par les champs de stabilité des minéraux mafiques ainsi que par le fort métamorphisme de contact provoqué par le Complexe Granitique Estrela sur son encaissant. Les basses viscosités des magmas Estrela auraient facilité leur ascension jusqu'à des niveaux peu profonds de la croûte.

L'évolution structurale du Complexe Granitique Estrela est marquée par le développement initial d'un rubanement primaire sub-horizontale (S_0) au coeur et subvertical en périphérie du massif. Ce rubanement représente des surfaces d'écoulement magmatique. Une fabrique associée à ce rubanement montre des processus de rotation passive des cristaux dans un milieu très peu consolidé. La contiguïté des plutons composant le Complexe et la répartition des xénolites témoignent de l'effet du gonflement des plutons lors de leur mise en place. Un second rubanement associé à une schistosité (S_1), tous deux verticaux, traduisent les effets des contraintes tectoniques régionales au moment de la consolidation du Complexe. L'ensemble des critères structuraux suggèrent que ces contraintes, coaxiales, de direction N-S et d'intensité modérées, correspondent à un régime d'aplatissement dont l'expression est plus forte vers la périphérie du massif. En fin de consolidation, des zones d'instabilité mécanique se sont formées, le long desquelles se sont développées des zones mylonitiques d'épaisseur métrique (S_{1m}), d'abord de température élevée, puis moins chaudes. Cela démontre que la déformation du Complexe Granitique Estrela a un caractère progressif et répond à un régime thermique décroissant. Dans ces zones mylonitiques la déformation à l'état solide a été de plus en plus importante et les mécanismes de recristallisation par rotation, assistés par des glissement intracristallin, ont prédominé. Des mouvements de décrochement senestre ont été déterminés dans certaines zones mylonitiques.

L'histoire de la déformation du Complexe Granitique Estrela (et notamment l'existence de deux surfaces successives) montre que sa formation s'est faite en plusieurs stades, les deux premiers en conditions hypersolidus, le troisième en conditions subsolidus:

(i) stade dynamique de mise en place des plutons avec gonflement ("forceful intrusion" Hutton, 1988) et développement d'une fabrique initiale d'écoulement (S_0), en liaison avec une pression d'injection suffisante pour compenser les contraintes régionales;

(ii) stade passif de consolidation avec aplatissement des plutons sous l'effet des contraintes régionales, et développement d'une seconde fabrique verticale (S_1) lorsque la pression d'injection a chuté;

(iii) stade passif de déformation sub-solidus avec développement de mylonites et de cisaillements à jeu senestre.

Ce caractère syntectonique du Complexe Granitique Estrela est en opposition avec ce qui est généralement envisagé pour les granites de type A, mais correspond assez bien à ce qui a été décrit pour des granites alcalins de la Lachland *fold belt* en Australie (King et al., 1997).

2- Le magmatisme alcalin fini-archéen dans la région de Carajás

Les similitudes géochimiques et structurales existantes entre les roches du Complexe Granitique Estrela et du Granite Old Salobo (Lindenmayer et al., 1994), ainsi que leur âge identique [(2537±24 Ma pour le premier (Rb-Sr roche totale; $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.7018$) et 2573±2 Ma pour le second (U-Pb zircon; Machado et al., 1991)], montrent que le Complexe Granitique Estrela n'est pas une exception et que l'évolution fini-archéenne de la région de Carajás a été clôturée par la mise en place de granites alcalins. L'extension de ce magmatisme, sous-estimée jusqu'à présent dans la région de Carajás, paraît plus importante que l'on imaginait auparavant. La mise en place de ces corps granitiques alcalins s'est faite dans des niveaux épizonaux et dans un contexte régional compressif NS. Dans des auréoles autour des plutons, la déformation et les recristallisations ne se manifestent clairement qu'en réponse à la mise en place des granites: auréoles tectoniques et thermiques (HT-BP) des séries métavolcano-sédimentaires encaissantes. Il n'est pas improbable que la réouverture des systèmes isotopiques (Rb-Sr et Ar-Ar) à environ 2.5 Ga dans la région de Carajás soit en partie une réponse aux effets thermiques provoqués par la granitogenèse alcaline représentée dans cette région par le Complexe Granitique Estrela et par le Granite Old Salobo. On peut s'interroger également sur le rôle de ces granites alcalins sur la métalogenèse de certains éléments, en particulier l'or.

Ce magmatisme alcalin clôture comme dans de nombreux endroits, l'évolution archéenne et la formation du craton amazonien. Il possède des caractéristiques chimiques plus proches des granites alcalins protérozoïques que de leurs équivalents archéens et se manifeste dans un contexte en compression, contrairement à ce qui a été décrit dans de nombreux exemples.

3- Les formations métavolcano-sédimentaires encaissant le Complexe Granitique Estrela

L'encaissant du Complexe Granitique Estrela est constitué de roches métabasiques dans lesquelles s'intercalent des formations ferrifères rubanées et d'une façon subordonnée des schistes ultrabasiques, des métapélites, des quartzites et de rares roches calco-silicatées. La signature chimique des métabasiques est comparable à celle des tholéiites riches en fer. Cette association lithologique est comparable à celles des séries de type *greenstone* bien connues à l'Archéen.

Trois phases de métamorphisme dont l'écart temporel est difficile à établir, ont été identifiées. La phase M_0 correspond à des transformations hydrothermales pénétratives dans les roches métabasiques. Le développement d'assemblages à actinote+albite+séricite dans les métabasites, notamment la pseudomorphose des minéraux ferromagnésiens du stade magmatique, indique que ces transformations minéralogiques et texturales ont été

essentiellement statiques et se sont déroulées sous des conditions de degré faible ou très faible (faciès schiste-vert ou moins). La phase M₁ est liée au développement d'une schistosité localisée et de paragenèses formées en conditions de faciès schiste-vert (zone à biotite). La phase M₂ correspond au métamorphisme de contact provoqué par la mise en place du Complexe Granitique Estrela. Dans ce contexte métamorphique trois grands domaines ont été identifiés: l'auréole externe, l'auréole interne et la zone d'enclaves. Les paragenèses de l'auréole interne suggèrent des températures supérieures à 550°C. L'apparition plus fréquente du clinopyroxène dans les metabasites de la zone d'enclaves indique des températures ayant pu atteindre 800°C. A l'échelle des cristaux les modifications les plus notables sont liées à l'augmentation des concentrations en Al₂O₃, TiO₂, (Na₂O+K₂O) et FeO dans les amphiboles des roches metabasiques. Les réactions de déshydratation qui ont eu lieu au cours des transformations minéralogiques ont provoqué la fracturation hydraulique et la formation de veines à gros cristaux d'amphiboles, surtout dans les metabasites de la zone d'enclaves et de l'auréole interne.

Au fur et à mesure que l'on s'approche du Complexe Granitique Estrela on observe une structuration et une recristallisation de plus en plus fortes. Dans l'auréole externe les textures primaires peuvent être reconnues. Progressivement, vers le contact avec le granite on trouve des roches à texture transitionnelle où coexistent des traits primaires (schistosité primaire et textures subophitiques) et des traits de recristallisation. Dans l'auréole interne les roches montrent une forte fabrique planaire et une texture granonématoblastique très développée. Dans la zone d'enclaves les textures granoblastiques prédominent largement.

4- Aspects régionaux liés aux formations volcano-sédimentaires

L'évolution de la connaissance de la géologie de Carajás dans les dernières années nous conduit à envisager une colonne stratigraphique modifiée (Figure 1). Les roches les plus anciennes formant le socle sont représentées par des granulites éparses âgées de 3.0 Ga (Complexe Pium; Rodrigues et al., 1994) et par des gneiss de haut degré comme ceux de la carrière CIMCOP âgés de 2856-2860 Ma ou ceux décrits dans le domaine Salobo et âgés de 2841 Ma (DOCEGEO, 1988; Machado et al., 1991). Ces unités sont suivies par les roches granitiques de la suite Plaquê et par les séquences métavolcano-sédimentaires Salobo, Pojuca et Grão-Pará datées à 2.74 Ga (Wirth et al. 1986; Machado et al., 1991). Les relations temporelles entre la suite granitique Plaquê et les formations volcano-sédimentaires ne sont pas encore bien établies car les datation Pb-Pb des roches de la suite Plaquê donnent seulement l'âge minimum.

Phanérozoïque	Magmatisme basique
Protérozoïque	Magmatisme basique
	Granites Anorogéniques
Archéen	Granite Old Salobo et Complexe Granitique Estrela
	Dykes mafiques - métagabbros de Aguas Claras
	Formation Aguas Claras (sédiments)
	Suite Granitique Plaquê
	Séquences Salobo, Pojuca et Grão-Pará
	Complexe Xingu (?)
	Complexe Pium

Figure 1 - Colonne stratigraphique de la région de Carajás.

L'âge archéen des roches métavolcano-sédimentaires a été établi à partir des sédiments clastiques de la formation Águas Claras (Nogueira et al., 1995) d'après les datations des filons de gabbros qui les recourent (Dias et al., 1996; Mougeot et al., 1996). Finalement, l'histoire archéenne de la région de Carajás est clôturée par la granitogenèse alcaline tardi-archéenne exprimée par le Complexe Granitique Estrela (Barros et al., 1992, 1997) et par les granites Old Salobo (Machado et al. 1991; Lindenmayer et al., 1994a; Souza et al., 1995).

Les séquences métavolcano-sédimentaires

Les nombreux problèmes concernant l'organisation stratigraphique des roches de Carajás sont en grande partie liés aux incertitudes concernant les séquences métavolcano-sédimentaires. Initialement, deux unités différentes étaient séparées sur la base des différences de degré métamorphique: les séquences Salobo et Pojuca ayant subi un métamorphisme de faciès amphibolite ont été considérées comme plus anciennes que les roches du groupe Grão-Pará ayant subi un métamorphisme plus faible.

Aujourd'hui, la meilleure compréhension de l'histoire métamorphique, pétrologique et géochronologique de ces séquences permettent de considérer que les différences de degré de métamorphisme sont en fait liées aux effets thermiques des granites alcalins et que par conséquent les séquences Salobo et Pojuca représentent plutôt des variations de degré métamorphique d'une seule et même unité. Cela ressort bien dans la formation volcano-sédimentaire encaissant le Complexe Granitique Estrela dans les régions de Curionópolis et Parauapebas mais est aussi apparent à partir des travaux de Lindenmayer (1990) et Lindenmayer et al. (1994b) dans la cible de Salobo.

Nous proposons donc que les roches volcano-sédimentaires (*greenstones*) situées près de la Serra Pelada plus au Nord-Est du Complexe Granitique Estrela et qui ont été attribuées au groupe Rio Novo et au Complexe Luanga soient incluses dans une même unité lithostratigraphique avec la Séquence Salobo-Pojuca.

Les roches mafiques de 2.6 Ga

Si d'un côté l'étude sur l'évolution métamorphique des roches des séquences Salobo, Pojuca et Grão-Pará nous mène à les inclure dans la même unité stratigraphique, de l'autre côté les récentes datations montrent qu'après la formation de ces premières séquences métavolcano-sédimentaires a eu lieu une nouvelle phase de magmatisme basique à 2.67 Ga dans la région de Carajás. La présence de ces roches paraît plus fréquente dans les domaines de la Serra de Carajás. L'occurrence de ces roches mafiques ailleurs, comme par exemple autour du Complexe du Granitique Estrela, reste à confirmer.

Les âges de 2.5 Ga

Une autre question concernant les données géochronologiques est liée à la signification des âges Rb-Sr des granitoïdes archéens, notamment ceux localisés dans la région de Rio Maria (Tonalite Arco Verde, Granodiorite Rio Maria, granites Mata Surrão et Xinguara). Les âges obtenus par la méthode Rb-Sr sur roche totale sont systématiquement plus jeunes (~2.5 Ga) que les âges par la méthode U-Pb sur zircon (2.8-2.9 Ga). Si ces âges de 2.5 Ga ont été attribués à un métamorphisme ou à un réchauffement, les causes n'ont pas eu une explication satisfaisante jusqu'à présent.

Nous pensons que ces âges plus jeunes (2.5 Ga) marquent une phase de réchauffement régional dû à la mise en place des corps granitiques à la fin de l'Archéen, tels le granite Old Salobo et le Complexe Granitique Estrela, et synchrone des efforts compressifs N-S responsables surtout de la structuration de Carajás. D'autres données s'ajoutent dans le sens de confirmer le réchauffement à 2.5 Ga. Parmi ces données on trouve les datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur les amphiboles des roches du Complexe Pium (Renne et al., 1988) âgées de 3.0 Ga (Rodrigues et al., 1994). Machado et al. (1991) présentent une série de datations (U-Pb sur sphène) montrant des âges situés aux alentours de 2550 Ma et qui ont été interprétés comme une phase de réactivation du socle archéen de la région de Carajás.

Ce n'est pas un hasard si l'on trouve dans les travaux antérieurs sur la géologie de Carajás la description de roches ou de minéraux indiquant des conditions métamorphiques plus élevées à proximité de roches granitiques. Cependant cette observation ne pouvait trouver d'explication auparavant, parce que ces roches granitiques étaient considérées comme appartenant au socle plus ancien (Complexe Xingu).

Il reste un doute: quelle est la signification des âges de 2.5 Ga (Rb-Sr, roche totale) dans la région de Rio Maria où aucun corps granitique à 2.5 Ga n'a pour l'instant été identifié? Ces granites fini-archéens sont-ils sous-affleurants dans cette région? Est-ce que ces âges reflètent seulement le réchauffement dû à la structuration et à la granitogenèse fini-archéenne observées plus au Nord dans la région de Carajás? Cela pourra être mise en évidence à l'avenir dès que des données gravimétriques seront disponibles.

La caractérisation de la mise en place syntectonique du Complexe Granitique Estrela met en évidence l'existence d'une phase tectonique à environ 2.5 Ga dans la région de Carajás.

Finalement, un point intéressant dans l'évolution archéenne de la région de Carajás est lié à l'énorme laps de temps entre la mise en place des séries volcano-sédimentaires (2.76 Ga) et l'événement tectono-métamorphique qui les affecte (2.57 Ga). Cela contraste fortement avec l'évolution de la région de Rio Maria, plus au Sud, où le laps de temps entre mise en place des "greenstones" et leur déformation est très court. Cela rend la géologie de la région Carajás encore plus attirante.

Références bibliographiques

- AKELLA, J. et WINKLER, H.G.F. 1966. Orthorombic amphibole in some metamorphic reactions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 12, 1-12.
- ALBUQUERQUE, C.A.R. 1973. Geochemistry of biotites from granitic rocks, Northern Portugal. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 37, 1779-1802.
- ALMEIDA, F.F.M. 1978. A evolução dos Crátos Amazônico e do São Francisco comparada com à dos seus homólogos do Hemisfério Norte. In: 30e Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, 1978, SBG, 6, 2392-2407.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO-NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17, 1-29.
- ALMEIDA, F.F.M.; MARTIN, C.; FERREIRA, E.O.; FURQUE, G. (1978). Tectonic map of South America 1:5,000,000: explanatory note. Commission Geol. Map World, UNESCO, Brasília, 5-21.
- ALMEIDA, R.C.C. 1980. *Contribuição à petrologia do Granito Central da Serra dos Carajás*. Belém, 64p. (NCGG - Universidade Federal do Pará).
- ALTHOFF, F.J. 1996. Etude pétrologique et structurale de granitoïdes de Marajoara (Pará, Brésil): leur rôle dans l'évolution archéenne du craton amazonian (2.7 - 3.2 Ga). Thèse Université Henri Poincaré, Nancy 1, 296 p.
- ALTHOFF, F.J.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995. Composição e estrutura de granitoïdes arqueanos da região de Marajoara. *Boletim Paraense Emílio Goeldi*, 7: 5-26.
- ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1991. Região de Marajoara - SE do Pará: prolongamento dos terrenos arqueanos de Rio Maria ou retrabalhamento? In: 3e Simpósio de Geologia de Amazônia, Belém, 1991, SBG, 130-141.
- AMARAL, G. 1984. *Província Tapajós e Província Rio Branco*. In: Almeida, F.F et Hasui, H (Eds.) O Pré-Cambriano do Brasil, Edgar Blücher, São Paulo, 6-35.
- ANDERSON, J.L. et BENDER, E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, 23, 19-52.
- ANDERSON, J.L.; CULLERS, R.L.; VAN SCHMUS, W.R. 1980. Anorogenic Metaluminous and Peraluminous Granite Plutonism in the Mid-Proterozoic of Wisconsin, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 74, 311-328.
- ANDRADE, J.B.F. 1991. In: Araújo O.J.B. et Maia R.G.N. (Eds.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo, p. 69-77. DNPM/CPRM, Brasília.
- ARAÚJO, O.J.B. 1991. Geologia Estrutural. In: Araújo O.J.B. et Maia R.G.N. (Eds.) Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo, p. 51-59. DNPM/CPRM, Brasília.
- ARAÚJO, J. B. A. et COSTA, J. B. S. 1992. Aspectos lito-estruturais e geofísicos do Sistema Imbricado do Cinturão Itacaiúnas na Folha Serra dos Carajás (SB.22-Z.A). In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 319.
- ARAÚJO, O.J.B. et MAIA, R.G.N. 1991. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo. DNPM/CPRM, Brasília, 136p.

- ARAÚJO, O.J.B.; MAIA, R.G.N.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1988. A Megaestruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. In: 7e Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 1988, 1, 324-338.
- ARAÚJO, O.J.B.; COSTA, J.B.S.; PINHEIRO, R.V.L.; MAIA, R.G.N.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; SIQUEIRA, J.B.; JORGE-JOÃO, X.S. 1992. Arcabouço estrutural do complexo de bacias transcorrentes arqueanas da região da Serra ds Carajás. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 1, 547-548.
- ARAÚJO, O.J.B.; MACAMBIRA, E.M.B.; VALE, A.G.; OLIVEIRA, J.R.; SILVA NETO, C.S.; COSTA, E.J.S.; SANTOS, A.; PENA FILHO, J.I.C.; NEVES, A.P.; JORGE-JOÃO, X.S.; COSTA, J.B.S. 1994. Primeira integração das investigações geológicas do Programa Grande Carajás na região SE do Estado do Pará. In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia,, Belém, 1994, SBG. Resumos expandidos, 299-301.
- ARNDT, N.T.; NALDRET, A.J.; Pyke, D.R. 1977. Komatiitic and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario, *Journal of Petrology*, 18, 319-369.
- AVELAR, V.G. 1996. Geocronologia Pb-Pb por evaporação em monocristal de zircão do magmatismo da região de Tucumã, SE do Estado do Pará, Amazônia oriental. Thèse, Universidade Federal do Pará, Belém.
- BALK, R. 1937. Structural behaviour of igneous rocks, Geological Society of America, 177 p.
- BARD, J.P 1994. Microtextures des roches magmatiques et métamorphiques, Masson, Paris, 208 p.
- BARRIÈRE, M. et COTTEN, J. 1979. Biotites and associated minerals as markers of magmatic fractionation and deuteric equilibration in granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 72, 2, 183-192.
- BARROS, C.E.M. 1991. Evolução petrológica e estrutural do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. Thèse, Universidade Federal do Pará, Belém, 134 p.
- BARROS, C.E.M.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M.; DALL'AGNOL, R. 1995a. Archaean A-type granitoids: the Estrela Massif in the Amazonian Craton (Pará, Brazil). In: 8th European Meeting of the Union of Geosciences (EUG 8), Strasbourg, 1995, Terra abstracts, 1 7, 103.
- BARROS, C. E. M. et DALL'AGNOL, R. 1993. Geochemistry of the Estrela Gneiss, Carajás Region: an example of Archean A-type magmatism. In: Workshop Magma - Magmatismo granítico e mineralizações associadas, Rio de Janeiro, 1993. Resumos expandidos, 58-59.
- BARROS, C.E.M. et DALL'AGNOL, R. 1994. Deformação de rochas granitóides em regime dúctil: o exemplo do Gnaiss Estrela, Região de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 24, 3, 129-138.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. 1994a. Le Gneiss Estrela (Craton Amazonian, Brésil): mise en place d'un pluton granitique archéen de type A. In: 15e Réunion des Sciences de la Terre, Nancy, 1994. Expanded abstracts, 9.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; BARBEY, P.; BOULLIER, A.M. inédite. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. Soumis au *Journal of South-America Earth Sciences*.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; TEIXEIRA, N.P.; RIBEIRO, J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 4, 83-102.
- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; DIAS, G.S. 1994b. Metagabros de Águas Claras, Serra dos Carajás: petrografia, geoquímica e transformações metamórfico-hidrotermais. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40, 31-70.

- BARROS, C.E.M.; DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A., MAGALHÃES, M.S. 1995b. Granito Central da Serra dos Carajás: Avaliação do potencial metalogenético para estanho com base em estudos da borda oeste do corpo. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7, 93-123.
- BATEMAN, 1984. On the role of diapirism in the segregation ascent and final emplacement and final emplacement of granitoids. *Tectonophysics*, 10, 211-231.
- BEACH, A. 1982. Deformation mechanisms in some cover thrust sheets from the external French Alps. *Journal of Structural Geology*, 4, 2, 137-149.
- BEISIEGEL, W.R.; BERNARDELLI, A.L.; DRUMOND, N.F.; RUFF, A.W.; TREMAINE, J.W. 1973. Geologia e recursos minerais da Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 3, 3, 215-242.
- BERNARDELLI, A.L. 1982. Jazida de manganês do Azul. In: 1º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1992, SBG, 47-59.
- BERTHÉ, D. CHOUKROUNE, P.; JEGOUZO, P. 1979. Orthogneiss, mylonites and non-coaxial deformation of granites: The example of the South Armorican Shear Zone. *Journal of Structural Geology*, 1, 31-42.
- BICKLE, M.J.; BETTENAY, L.F.; CHAPMAN, H.J.; GROVES, D.I.; MCNAUGHTON, N.J.; CAMPBELL, I.H.; LAETER, J.R. 1989. The age and origin of younger granitic plutons of the Shaw Batholith in the Archaean Pilbara Block, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 101, 361-376.
- BLACK, L.P.; SHERATON, J.W.; JAMES, P.R. 1986. Late Archaean granites of the Napier Complex, Enderby Land, Antarctica: a comparison of Rb-Sr, Sm-Nd and U-Pb isotopic systematics in a complex terrain. *Precambrian Research* 32, 343-368.
- BLAIS, S. 1989. Les ceintures de roches vertes archéennes de Finlande orientale. Géologie, Pétrologie, Géochimie et Evolution Géodynamique. Thèse, Université de Rennes I, 256 p.
- BLUNDY, J.D. et HOLLAND, T.J.B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224.
- BROWN, W.L.; MACAUDIÈRE, J.; OHNENSTETTER, M. 1980. Ductile shear zones in a meta-anorthosite from Harris, Scotland: textural and compositional changes in plagioclase. *Journal of Structural Geology*, 2, 1/2, 281-287.
- BROWN, W.L. et PARSONS, I. 1993. Storage and release of elastic strain energy: the driving force for low-temperature reactivity and alteration of alkali feldspar. In J.N. Boland et J.D. Fitz Gerald (Eds.) Defects and processes in the solid state: geoscience applications. (the Mc Laren volume) - Developments in Petrology 14, Elsevier, Amsterdam, 470 p.
- BURG, J.P.; BRUNEL, M.; GAPAIS, D.; CHEN, G.M.; LIU, G.H. 1984. Deformation of leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology*, 6, 5, 535-542.
- BRUN, J.P. et PONS, J. 1981. Strain patterns emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra Morena, Southern Spain. *Journal of Structural Geology*, 3, 3, 219-229.
- BRUN, J.P.; GAPAIS, D.; COGNÉ, J.P.; LEDRU, P.; VIGNERESSE, J.L. 1990. The Flamanville granite (Northwest France): an unequivocal example of syntectonically expanding pluton. *Geological Journal*, 25, 271-286.
- BUCHER, K. et FREY, M. 1994. Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 318p.
- CASSIDY, K.F.; BARLEY, M.E.; GROVES, D.I.; PERRING, C.S.; HALLBERG, J.A. 1991. An overview of the nature, distribution and inferred tectonic setting of granitoids in the late-Archaean Norseman-Wiluna Belt. *Precambrian Research*, 51, 51-83.

- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 6, 1, 101-124.
- CATTEL, A.C. et TAYLOR, R.N. 1990. Archaean basic magmas. In R.P. Hall et D.J. Hughes (Eds). Early Precambrian Basic Magmatism. Blackie & Son Limited. Glasgow, 486 p.
- CAWTHORN, R.G. 1976. Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1319-1328.
- CERNY, P. 1982. Petrogenesis of Granitic Pegmatites. In: P. Cerny (Ed.) Granitic Pegmatites in Science and Industry. Mineralogical Association of Canada, Winnipeg, 555 p.
- CERNY, P.; FRYER, B.J.; LONGSTAFFE, F.J.; TAMMEMAGI, H.Y. 1987. The Archean Lac du Bonnet batholith, Manitoba: igneous history, metamorphic effects, and fluid overprinting. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 51, 421-438.
- CLEMENS, J.D.; HOLLOWAY, J.R.; WHITE, A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71, 317-324.
- CLEMENS, J.D. et MAWER, C.K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204, 339-360.
- COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80, 189-200.
- CONDIE, K.C. 1981. Archaean Greenstone Belts - Developments in Precambrian Geology 3. Elsevier, Amsterdam, 434 p.
- CONDIE, K.C. 1990. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In R.P. Hall et D.J. Hughes. Early Precambrian Basic Magmatism. Blackie & Son Limited. Glasgow, 486 p.
- CONDIE, K.C. 1991. Precambrian granulites and anorogenic granites: are they related? *Precambrian Research*, 51, 161-172.
- CONDIE, K.C. 1994a. Archaean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam, ???
- CONDIE, K.C. 1994b. Greenstones through the time. In Condie K.C (Ed.) Archaean crustal evolution. Elsevier, Amsterdam, 85-120
- CONDIE, K.C. et HUNTER, D.R. 1976. Trace element geochemistry of Archaean Granitic Rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, 29, 389-400.
- COOPER, A. F. 1972. Progressive Metamorphism of Metabasic Rocks from the Haast Schist Group of Southern New Zealand. *Journal of Petrology*, 13, 3, 457-492.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; BASEI, M.A.S; KAWASHITA, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia, com base em dados geocronológicos, In: 2e Congresso Geológico Chileno, 1979. Actas, 137-148.
- CORDANI, U. G. et BRITO NEVES, B. B. 1982. The geological evolution of South America during the Archaean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, 78-88.
- CORDANI, U. G.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K. 1984. A Serra dos Carajás como região limítrofe entre províncias tectônicas. *Ciências da Terra*, 9, 6-11.
- CORDEIRO, A. A. C. et SAUERESSIG, R., 1980. Serra das Andorinhas: geologia e principais ocorrências de ouro. In: 31e Congresso Brasileiro de Geologia, Camboriú, 1980. Resumos, 344.
- CORDEIRO, A. C. 1982. Geologia preliminar da região de Andorinhas. In: 1e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982. SBG, 1, 45-49.

- COSTA, J. B. S. et SIQUEIRA, J. B. 1990. Transtração e transpressão ao longo do Lineamento Cinzento (Região da Serra dos Carajás). *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 31-42.
- COSTA, J.B.S.; TEIXEIRA, N.P.; PINHEIRO, R.V.L.; BERMERGUY, R.L. 1990. Os sistemas estruturais transcorrentes do Cinturão Itacaiúnas na Região de Curionópolis, Leste do Estado do Pará. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990, SBG, 5, 2345-2352.
- COWTHORN, R.G. 1976. Some chemical controls on igneous amphibole compositions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 40, 1319-1328.
- CREASER, R.A.; PRICE, R.C.; WORMALD, R.J. 1991. A-type granites revisited: Assessment of a residual-source model. *Geology*, 19, 163-166.
- CULLERS, R.L.; KOCH, R.; BICKFORD, M.E. 1981. Chemical evolution of magmas in the igneous terrane of St. Francois Mountains, Part II. Trace element evidence. *Journal of Geophysical Research*, 86, 10388-10401.
- CZAMANSKE, G.K. et WONES, D.R. 1973. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmark Complex, Oslo area, Norway: part 2, The mafic silicates. *Journal of Petrology*, 14, 349-380.
- DALL'AGNOL, R. 1980. Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques. Thèse Laboratoire de Géologie - Pétrologie de l'Université Paul Sabatier, Toulouse, 348 p.
- DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J.S.; JOAO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T.; MACAMBIRA, M.J.B. 1987. Granitogenesis in Northern Brazilian Region: a Review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 4, 382-403.
- DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M.; MACAMBIRA, M.J.B. 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50, 1/3, 113-138.
- DALL'AGNOL, R.; SCHENATO, C.A.; CORDEIRO, A.A.C. et SCHELLER, T. 1985. Efeitos de metamorfismo de contato do maciço granítico Jamon na Sequência Lagoa Seca (Sudeste do Pará). In: 2e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1985, SBG, 2, 33-52.
- DALL'AGNOL, R.; SCHUCKMANN, W.K.; BASEI, M.A.S.; SCHELLER, T. 1984. Novos dados geocronológicos e estudos de elementos traços de maciços graníticos anorogênicos da Amazônia Oriental, Estado do Pará (Brasil). In: 2e Symposium Amazônico, Manaus, 1984, DNPM, 58-74.
- DALL'AGNOL, R.; TEIXEIRA, N.P.; MAGALHÃES, M.S. 1993. Diagnostic Features of the Tin-Specialized Anorogenic Granites of the Eastern Amazonian Region. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 65, 1, 33-50.
- DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; SÁ, C.A.S.; MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; TEIXEIRA, N.P. 1986. Estado atual do conhecimento sobre as rochas granitóides da porção sul da Amazônia Oriental. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 1, 11-23.
- DARDENNE, M.A.; FERREIRA Fº, C.F. MEIRELLES, M.A. 1987. The role of shoshonitic and calc-alkaline suite in tectonic evolution of the Carajás District, Brazil. In: IUGS. PRECAMBRIAN EVOLUTION OF THE AMAZONIAN REGION. Carajás, 1987. Final meeting of the working group. Extended Abstracts, 40-50.
- DEBAT, P.; SOULA, J.C.; KUBIN, L.; VIDAL, J.L. 1978. Optical studies of natural deformation microstructures in feldspars (gneiss and pegmatites from Occitania, southern France). *Lithos*, 11, 133-145.
- DEBON, F. et LE FORT, P. 1983. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. R. Soc. Edimburgh*, 73, 135-149.

- DEBON, F. et LE FORT, P. 1988. A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, methods, applications. *Bulletin de Minéralogie*, 111, 493-510.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1966. The Rock-Forming Minerals. Longman Scientific & Technical, London, 528 p.
- DEER, W. A.; HOWIE, R.A.; ZUSSMAN, J. 1992. The Rock-Forming Minerals. 2ª edição Longman Scientific & Technical, London, 696 p.
- DELL'ANGELO, L.N. et TULLIS, J. 1988. Experimental deformation of partially melted granitic aggregates. *Journal of Metamorphic Geology*, 6, 495-515.
- DIAS, G.S.; MACAMBIRA, M.J.B.; DALL'AGNOL, R.; SOARES, A.D.V.; BARROS, C.E.M. 1996. Datação de zircões de sill de metagabros: comprovação da idade arqueana da Formação Águas Claras, Carajás - Pará. In: 5º Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1996. Resumos expandidos, 376-379.
- DOCEGEO (RIO DOCE GEOLOGIA E MINERAÇÃO) 1988. Revisão litoestratigráfica da província mineral de Carajás. In: 35º Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988. Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais. Anexo aos anais. Belém, CVRD/SBG. 11-59.
- DODGE, F.C.W.; SMITH, V.C.; MAYS, R.E. 1969. Biotites from Granitic Rocks of the Central Sierra Nevada Batholith, California. *Journal of Petrology*, 10, 2, 250-271.
- DROPP, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, 431-435.
- DUARTE, K.D. 1991. Mapeamento e petrologia do Granito Mata Surrão: um exemplo de granito "stricto sensu" arqueano. Tese, Universidade Federal do Pará, Belém, 217 p.
- DUARTE, K. D. et DALL'AGNOL, R. 1992. Petrologia do Granito Mata-Surrão: um exemplo de monzogranito arqueano da região de Rio Maria (SE do Estado do Pará). In: 37º Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 341-342.
- DUARTE, K. D.; PEREIRA, E.D.; DALL'AGNOL, R.; LAFON, J.M. 1991. Geologia e geocronologia do Granito Mata-Surrão - Sudoeste de Rio Maria (PA). In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990, SBG, 3, 7-20.
- EBY, G.N. 1990. The A-type granitoids: A review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, 26, 115-134.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, 20, 641-644.
- EBY, G.N.; KRUEGER, H.W.; CREASY, J.W. 1992. Geology, geochronology and geochemistry of the White Mountain batholith, New Hampshire. In: Puffer J.H. et Ragland P.C. (Eds.) Eastern North American Mesozoic magmatism. *Geological Society of America Special Paper*, 268, 379-398.
- ETHERIDGE, M.A.; WALL, V.J.; COX, S.F. 1984. High fluid pressures during metamorphism and deformation: implications for transport and deformational mechanisms. *Journal of Geophysical Research*, 89, B6, 4344-4358.
- ETHERIDGE, M.A. 1983. Differential stress magnitudes during regional deformation and metamorphism: upper bound imposed by tensile fracturing. *Geology*, 11, 231-234.
- EUGSTER, H.P. et WONES, D.R. 1962. Stability Relations of the Ferruginous Biotite, Annite. *Journal of Petrology*, 3, 1, 82-125.

- EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J.; O'NIONS, R.K. 1978. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42, 1199-1212.
- FERREIRA, Z.C.A. et SERFATY, S. 1988. Resultados preliminares de alguns elementos-traço no "Granito Parauapebas (Estrela), SE do Pará. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, 3, 1117-1131.
- FERREIRA Fº, C.F. et DANNI, J.C.M. 1985. Petrologia e mineralizações sulfetadas do Prospecto Bahia - Carajás. In: 2e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1985, SBG, 2, 34-47.
- FERREIRA Fº, C.; CORDANI, U.G.; TEIXEIRA, W.; DANNI, J.C.M. 1987. Geochronology of the Bahia Prospect copper deposit, Carajás Province, Brazil, Project 204. In: *Precambrian evolution of the Amazonian region. Final meeting of the working group*, Carajás, Pará, IUGS-UNESCO, Extended abstracts, 3, 2-3 9 .
- FERRY, J.M. 1983. Mineral reactions and element migration during metamorphism of calcareous sediments from the Vassalboro Formation, south-central Maine. *American Mineralogist*, 68, 334-354.
- FERRY, J.M. 1976. P, T, $f\text{CO}_2$, and $f\text{H}_2\text{O}$ during metamorphism of calcareous sediments in the Waterville-Vassalboro area, south-central Maine. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 57, 119-143.
- FERRY, J.M. et SPEAR, F.S. 1978. Experimental Calibration of the Partitioning of Fe and Mg Between Biotite and Garnet. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 66, 113-117.
- FLINN, D. 1962. On folding during three dimensional progressive deformation. *Q.J.Geol.Soc.Lond.*, 118: 385-428.
- GAPAIS, D. 1989. Les orthogneiss - structures, mécanismes de déformation et analyse cinématique. Mémoires et Documents du Centre Armoricaín d'Etude Structurale des Socles, n°28, 366p.
- GAPAIS, D.; BALE, P.; CHOUKROUNE, P.; COBBOLD, P.R.; MAHJOUR, Y.; MARQUER, D. 1987. Bulk kinematics from shear zone patterns: some field examples. *Journal of Structural Geology*, 9, 5/6, 635-646.
- GASTAL, M. C. P. 1987. Mapeamento e Petrologia do Maciço Granítico Musa: Rio Maria, Sudeste do Pará. Thèse, Universidade Federal do Pará, 316p.
- GASTAL, M.C.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; MEDEIROS, H.; DALL'AGNOL, R. 1987. Idades e geoquímica isotópica do Granito Musa e do Granodiorito Rio Maria, Amazônia Oriental. *Geochimica Brasiliensis*, 1, 247-259.
- GELINAS, L., MELLINGER, M. TRUDEL, P. 1982. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Albitibi greenstone belt, Quebec. 1. Mobility of the major elements. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 2258-2275.
- GIBBS, A.K. WIRTH, K.R.; HIRATA, W.K.; OLSZEWSKI Jr., W.J. 1986. Age and composition of the Grão-Pará Group Volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 2, 201-211.
- GILBERT, M.C. 1966. Synthesis and stability relations of the hornblende ferropargasite. *American Journal of Science*, 264, 698-742.
- GIRET, A.; BONIN, B.; LEGER, J-M. 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring-complexes. *Canadian Mineralogist*, 18, 481-495.
- GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S. 1975. Radiometric ages from the Serra dos Carajás Area, Northern Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 932-942.

- GONÇALEZ, M. G. B. DALL'AGNOL, R.; VIEIRA, E.A.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; DELLA SENTA, N. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano, vale do rio Parauapebas, PA. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, SBG, 3, 1132-1146.
- GOSSELIN, D.C.; PAPIKE, J.J.; SHEARER, C.K.; PETERMAN, Z.E.; LAUL, J.C. 1990. Geochemistry and origin of Archean granites from the Black Hills, South Dakota. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 27, 57-71.
- GRAHAM, C.M. et POWELL, R. 1984. A garnet-hornblende geothermometer: calibration, testing and application to the Pelona Schist, Southern California. *Journal of Metamorphic Geology*, 2, 13-31.
- GRAPES, R.H. 1975. Actinolite-Hornblende Pairs in Metamorphosed Gabbros, Hidaka Mountains, Hokkaido. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 49, 125-140.
- GRAPES, R.H. et GRAHAM, C.M. 1978. The actinolite-hornblende series in metabasites and the so-called miscibility gap: A review. *Lithos*, 11, 85-97.
- HAMMARSTROM, J.M. et ZEN, E.A. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- HAMMARSTROM, J.M. et ZEN, E.A. 1992. Discussion of Blundy and Holland's (1990) "Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer". *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 111, 264-268.
- HARTE, B. et GRAHAM, C.M. 1975. The Graphical Analysis of Greenschist to Amphibolite Facies Mineral Assemblages in Metabasites. *Journal of Petrology*, 16, 2, 347-370.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.D.E.; SCHOBBEENHAUS, C. 1984. Elementos Geofísicos e Geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o Modelo Geotectônico. In: 11e Symposium Amazônico, Manaus, 1984, DNPM, 129-147.
- HASUI, Y. et ALMEIDA, F. F. M. 1985, The Central Shield Reviewed. *Episodes*, 8, 29-37.
- HAWTHORNE, F.C. 1981. Crystal Chemistry of the Amphiboles. In Veblen D.R. (Ed.) Amphiboles and other hydrous Pyriboles - Mineralogy - Reviews in Mineralogy, v.9. Mineralogical Society of America, Washington, 1-9.
- HIBBARD, M.J. 1987. Deformation of incompletely crystallized magma systems: granitic gneisses and their tectonic implications. *Journal of Geology*, 95, 543-561.
- HIETANEN, A. 1971. Distribution of Elements in Biotite-Hornblende Pair and in Orthopyroxene-Clinopyroxene Pair from Zoned Plutons, Northern Sierra Nevada, California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 30, 161-176.
- HIETANEN, A. 1974. Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite and plagioclase in metamorphic rocks. *Journal of Petrology*, 10, 102-114.
- HIRATA, W.K.; RIGON, J.C.; KADEKARU, K.; CORDEIRO, A.A.C.; MEIRELES, E.M. 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: 1e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982, SBG, 1, 100-110.
- HOISCH, T.D. 1989. A muscovite-biotite geothermometer. *American Mineralogist*, 74, 565-572.
- HOLLAND, T.J.B. et RICHARDSON. 1979. Amphibole Zonation in Metabasites as a Guide to the Evolution of Metamorphic Conditions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 70, 143-148.
- HOLLISTER, L.S.; GRISSOM, G.C.; PETERS, E.K.; STOWELL, H.H.; SISSON, V.B. 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72, 231-239.

- HORBE, M. A.; HORBE, A.C; TEIXEIRA, J.T.; COSTI, H. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga Mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40, 227-249.
- HUGHES. C.J. 1982. *Igneous Petrology - Developments in Petrology 7*. Elsevier, Amsterdam, 551p.
- HUTCHINSON, R.W. 1979. MM1-Salobo e suas relações geológicas regionais. Relatório sobre o Projeto Cobre-DOCEGEO. DOCEGEO, Distrito Amazônia, relatório inédito (traduzido por Santos, B. 1982), Belém, 21p.
- HUHN, S. R. B.; SANTOS, A.B.S., AMARAL, A.F.; LEDSHAM, E.J.; GOUVEA, J.L.; MARTINS, L.P.B.; MONTALVÃO, R.G.M.; COSTA, V.G. 1988. O terreno granito-"greesntone" da região de Rio Maria - Sul do Pará. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, SBG, 3, 1438-1453.
- HUNTER, R.H. 1987. Textural equilibrium in layered igneous rocks. in Parsons I. (Ed.) *Origins of Igneous Layering*, 473-507. D. Reidel Publishing Company.
- HUTTON, D.H.W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inference from deformation studies. *Phil. Trans. R. Soc. Edinburgh*, 79: 245-255.
- IRVINE, T.N. et BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 5, 523-548.
- ISHIHARA, S. 1981. The granitoid Series and Mineralization. *Economic Geology*, 75th Anniversary Volume, 458-484.
- ISSLER, R.S. 1977. Esboço geológico tectônico do cráton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências*, 7, 3, 177-211.
- ISSLER, R.S. et LIMA, M.I. 1987. Amazonic Craton (Brazil) granitogenesis and its relation to geotectonic units. *Revista Brasileira de Geociências*, 17, 4, 426-441.
- JENSEN, L.S. 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. Ontario Div. Mines, Misc. Pap., nº66.
- JOHNSON, M.C. et RUTHERFORD, M.J. 1989. Experimental calibrations of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to long valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, 17, 837-841.
- JORGE-JOÃO, X.J. et ARAÚJO, O. J. B.1992. Magmatismo Granítico Sin-Cisalhamento Itacaiúnas no Sudoeste do Estado do Pará. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 36-38.
- JORGE-JOÃO, X.S.; LOBATO, T.A.M.; MARQUES, M.T.G. 1991. Litogeoquímica - petroquímica. In: Araújo O.J.B. et Maia G.G.N (Eds.) *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Programa Grande Carajás. Serra dos Carajás. Folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Texto Explicativo* , DNPM/CPRM, Brasília, 79-95.
- KERRICH, R.; BECKINSALE, R.D.; DURHAM, J. J. 1977. The transition between deformation regimes dominated by intracrystalline diffusion and intracrystalline creep evaluated by oxygen isotope thermometry. *Tectonophysics*, 38, 241-257.
- KING, P.L.; WHITE, A.J.R.; CHAPPEL, B.W.; ALLEN, C.M. 1997. Characterization and Origin of Aluminous A-type Granites from the Lachlan Fold Belt, Southeastern Australia. *Journal of Petrology*, 38, 3, 371-391.
- KUNIYOSHI, S. et LIOU, J.G. 1976. Contact Metamorphism of the Karmutsen Volcanics, Vancouver Island, British Columbia. *Journal of Petrology*, 17, 1, 73-99.
- KURSHAKOVA, L.D. et AVETISYAN, E.I. 1974. Stability and properties of synthetic hedenbergite. *Geochimica International*, 3, 338-346.

- LAB, K.L. et COSTA, J.B.S. 1995. O duplex transpressivo de Serra Pelada. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, 7, 41-60.
- LAFON, J.M. et Scheller, T. 1994. Geocronologia Pb/Pb em zircão do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, Pa. In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1994, Resumos, 321-324.
- LAFON, J.M.; MACAMBIRA, J.B.; PEREIRA, E.; SCHELLER, T. 1990. Geocronologia Rb-Sr em rochas totais e minerais do Granodiorito Cumaru, Serra dos Gradaús, PA. In: 36 Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990, SBG, 6, 2929-2940.
- LAFON, J.M.; RODRIGUES, E.; DUARTE, K.D. 1994. Le granite Mata Surrão: Un magmatism monzogranitique contemporain des associations tonalitiques-trondhjemitiques-granodioritiques archéennes de la région de Rio Maria (Amazonie orientale, Brésil). *Comptes Rendues de l'Academie de Science de Paris*, t.318, 643-649.
- LAIRD, J. 1991. Chlorites: Metamorphic Petrology. In Baily S.W (Ed.) *Hydrous Phyllosilicates (exclusive of micas)*. Reviews in Mineralogy 19. *Mineralogical Society of America*, Michigan, 725p.
- LAIRD, J. et ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature, and time indicators in mafic schist: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *American Journal of Science*, 281, 127-175.
- LAMEYRE, J. et BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 14, 169-186.
- LANDENBERGER, B. et COLLINS, W.J. 1996. Derivation of A-type Granites from a Dehydrated Charnokitic Lower Crust: Evidence from a Chaelundi Complex, Eastern Australia. *Journal of Petrology*, 37, 1, 145-170.
- LAPIQUE, F.; CHAMPENOIS, M.; CHEILLETZ, A. 1988. Un analyseur vidéographique interactif: développement et applications. *Bulléin de Minéralogie*, 111, 679-687.
- LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND-CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic plutonic rocks using R1-R2 diagram and major ships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29, 4, 183-210.
- LEAKE, B.E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Canadian Mineralogist*, 16, 4, 501-520.
- LEITE, A.S. 1995. Geologia e geoquímica do maciço granítico arqueano Xinguara e de suas encaixantes, Sudeste do Estado do Pará. Thèse, Universidade Federal do Pará, Belém, 209 p.
- LEITE, A.S. et DALL'AGNOL, R. 1994. Estratigrafia e aspectos geológicos da região de ocorrência do Granito Xinguara (SE do Pará). In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1994, Resumos expandidos, 325-327.
- LEITE JR, W. et BETTENCOURT, J. S. (1992), O albita leucogranito do oriente Novo Rondônia. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 1, 210-211 .
- LE MAITRE, R.W. 1984. A proposal by the IUGS subcomission on the systematics of Igneous Rocks for a chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica (TAS) diagram. *Australian Journal of Earth Sciences*, 31, 243-255.
- LIMA, M. I. C. 1984. Províncias geológicas do Craton Amazônico em território brasileiro. In: 2e Symposium Amazônico, Manaus, 1984, SBG, 9-23.
- LINDENMAYER, Z.G. 1990. Salobo Sequence, Carajás, Brazil: geology, geochemistry and metamorphism. PhD Thèse: The University of Western Ontario, 406p.

- LINDENMAYER, Z. G. et FYFE, W. S. 1991. Metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão no depósito de cobre do Salobo: evidência de rift continental arqueano no Cráton Amazônico. In: 3e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, SBG, 36-48.
- LINDENMAYER, Z.G. et FYFE, W.S. 1992. Comparação preliminar entre os metabasaltos dos grupos Paraupebas e Salobo da Bacia Carajás, Estado do Pará. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992, Resumos expandidos, 2, 33-34.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; BOCALON, V.L.S. 1994a. Nota Preliminar sobre as Intrusões Granitóides do Déposito de Cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40, XVII, 153-184.
- LINDENMAYER, Z.G.; FYFE, W.S.; LAUX, J.H. 1994b. Contribuição à Petrologia dos Metabasaltos do Grupo Salobo, Carajás, Pará. *Acta Geologica Leopoldensia*, 40, XVII, 115-152.
- LINDENMAYER, Z.G. et LAUX, J.H. 1994. O papel da alteração hidrotermal nas rochas da Bacia Carajás. In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1994, Resumos expandidos, 328-330.
- LIU, J.G.; KUNIYOSHI, S.; ITO, K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *American Journal of Science*, 274, 613-632.
- LIU, J.G.; MARUYAMA, S.; CHO, M. 1985. Phase equilibria and mineral paragenesis of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineralogical Magazine*, 49, 321-333.
- LISTER, G.S. et SNOKE, A.W. 1984. S-C Mylonites. *Journal of Structural Geology*, 6, 6, 617-638.
- LOISELLE, M.C. et WONES, D.R. 1979. Characteristics of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11, 468.
- LUDDEN, J.; GELINAS, L.; TRUDEL, P. 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi Greenstone Belt, Quebec. 2. Mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19, 2276-2287.
- MACAMBIRA, E.M.B.; JORGE-JOÃO, X.S.; SOUZA, E.C.; 1996. Geologic and petrological aspects of the Plaquê Granite - Southeastern of Pará State. In: Symposim Archean Terranes of the South American Platform, Brasília, 1996, Extended abstracts, 73-75.
- MACAMBIRA, M. J. B. 1992. Chronologie U-Pb, Rb-Sr, K-Ar et croissance de la croûte continentale dans l'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajás, Brésil. Thèse: Université de Montpellier II, 212p.
- MACAMBIRA, M. J. B.; BARBOSA, A.A.; LAFON, J.M. 1993. Uma história geológica complexa em Carajás a partir de estudos de sistemas geocronológicos abertos: Rb-Sr e U-Pb em zircões. In: 4e Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, 1993, SBGq, 238-249.
- MACAMBIRA, M.J.B. et LAFON, J.M. 1994. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1994, Resumos expandidos, 339-342.
- MACAMBIRA, M. J. B.; LAFON, J.M.; BARRADAS, J.A. 1991. Le granite de Xinguara, témoin d'un magmatisme monzogranitique dans l'Archéen de l'Amazonie Orientale, Brésil. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences de Paris*, 313, 2, 781-785.
- MACAMBIRA, M.J.B.; LAFON, J.M.; DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.; JORGE-JOÃO, X.S. 1990. Geocronologia da granitogênese da Província Amazônia Central Brasileira: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, 20, 258-266.

- MACAMBIRA, M.J.B. et LANCELOT, J. 1991a. Em busca do embasamento arqueano da região de Rio Maria, sudeste do Estado do Pará. In: 3e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, SBG, 49-58.
- MACAMBIRA, M. J. B. et LANCELOT, J. 1991b. História arqueana da região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belt e de cobertura plataformal. In: 3e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, SBG, 59-69.
- MACAMBIRA, M. J. B. et LANCELOT, J. 1992. Idade U-Pb em zircões de metavulcânica do greenstone do Supergroupo Andorinhas, delimitante da estratigrafia de Carajás, Estado do Pará. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992, Resumos expandidos 2, 188-189.
- MACAMBIRA, M. J. B.; PEREIRA, E.D.; KAWASHITA, K.; MEDEIROS, H. 1988. Contribuição à história tectono-termal da Serra das Andorinhas (SE do Pará) com base em dados geocronológicos. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, SBG, 3, 1468-1477.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; LINDENMAYER, D. 1988. Geocronologia U-Pb da Província Mineral de Carajás, Pará: resultados preliminares. In: 7e Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 1988, SBG, 1468-1477.
- MACHADO, N.; LINDENMAYER, Z.; KROGH, T.H.; LINDENMAYER, D. 1991. U-Pb geochronology of Archaean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* 49, 329-354.
- MAGALHÃES, M.S. 1991. Minerais opacos e suscetibilidade magnética de granitóides da Amazônia Oriental: implicações petrológicas. Thèse: Universidade Federal do Pará, Belém, 274p.
- MAGALHÃES, M.S. et DALL'AGNOL, R. 1993. Opaque Oxide Minerals and Magnetic Behavior of the Cigano Granite, Carajás Region, State of Pará. In: *Magmatismo Granítico e Mineralizações Associadas*, Rio de Janeiro, 1993. Extended abstracts... Rio de Janeiro. Academia Brasileira de Ciências.
- MAGALHÃES, M.S.; DALL'AGNOL, R.; SAUCK, W.A.; LUIZ, J.G. 1994. Suscetibilidade magnética: um indicador da evolução petrológica de granitóides da Amazônia. *Revista Brasileira de Geociências*, 24, 3, 139-149.
- MAHMOOD, A. 1983. Chemistry of biotites from a zoned granitic pluton in Morocco. *Mineralogical Magazine*, 47, 365-369.
- MARRE, J. 1982. Méthodes d'analyse structurale des granitoïdes. BRGM, Orléans, 126p.
- MARUYAMA, S.; SUZUKI, K.; LIOU, J.G. 1983. Greenschist-Amphibolite Transition Equilibre at Low Pressures. *Journal of Petrology*, 24, 4, 583-604.
- MATTAUER, M. 1973. Les Déformations des Matériaux de L'Écorce Terrestre. Hermann, Paris, 493p.
- MC CAIG, A.M. et KNIPE, R.J. 1990. Mass-transport mechanisms in deforming rocks: Recognition using microstructural and microchemical criteria. *Geology*, 18, 82'-827.
- MEDEIROS NETO, F.A. et VILLAS, R.N.N. 1984. Caracterização litoestratigráfica da Sequência Pojuca e sua correlação com o Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. In: 36e Reunião anual da SBPC, São Paulo, 1984, Resumos, 676p.
- MEDEIROS, H. 1987. Petrologia da Porção Leste do Batólito Granodiorítico Rio Maria, Sudeste do Pará. Thèse: Universidade Federal do Pará, 184p.
- MEDEIROS, H.; GASTAL, M.C.P.; DALL'AGNOL, R.; SOUZA, Z.S. 1987. Geology of the Rio Maria Area (Eastern Amazon Region-Brazil): An example of Archaean Granite-Greenstone Terrane Intruded by Anorogenic Granites of Middle Proterozoic Ages. In: Final Meeting of the Working Group, IGCP Project-204, Carajás, Extended Abstracts, 97-109.

- MEDEIROS, H., DALL'AGNOL, R. 1988. Petrologia da porção leste do batólito Granodiorítico Rio Maria, sudeste do Pará. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, SBG, 3, 1488-1499.
- MEIRELES, E.M.; HIRATA, W.K.; AMARAL, A.F.; MEDEIROS Fº, C.A.; GATO, V.C. 1984. Geologia das folhas Carajás e Rio Verde, Província Mineral de Carajás, Estado do Pará. In: 33e Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, Rio de Janeiro, SBG, 5, 2164-2174.
- MEIRELLES, M. R. et DARDENNE, M. A. 1991. Vulcanismo basáltico de afinidade shoshonítica em ambientes de arco Arqueano, Grupo Grão-Pará, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 21, 41-50.
- MEIRELES, E. et TEIXEIRA, J.T. 1982. Geologia do depósito de ouro de Serra Pelada. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1982, SBG, 75-85.
- MESCHEDE, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56, 207-218.
- MIYASHIRO, A. 1968. Metamorphism of mafic rocks. In Hess H.H. et Poldervaart, A. (Eds.) Basalts. John Wiley and Sons, New York., 799-834.
- MIYASHIRO, A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 3, 251-269.
- MIYASHIRO, A. 1994. Metamorphic Petrology. UCL Press, London, 404p.
- MONTALVÃO, R.M.G. 1976. Esboço geológico-tectônico do Cráton Guianês. *Revista Brasileira de Geociências*, 4, 4, 230-245.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; BEZERRA, P.E.L.; PRADO, P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses de Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaiúnas, sul do Pará. In: 33e Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1984, SBG, 6, 2757-2766.
- MONTALVÃO, R.M.G.; TASSINARI, C.C.G.; TEIXEIRA, W.; VASCONI, A.V. 1988. Caracterização geocronológica Rb-Sr dos terrenos granodioríticos e trondjemíticos de Rio Maria, sul da Serra dos Carajás. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988, SBG, 3, 1478-1487.
- MOODY, J.B.; MEYER, D.; JENKIS, J.E. 1983. Experimental Characterization of the Greenschist/Amphibolite Boundary in Mafic Systems. *American Journal of Science*, 283, 48-92.
- MORIMOTO, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bulléin de Minéralogie*, 11, 535-550.
- MOUGEOT, R.; RESPAUT, J.P.; LEDRU, P.; MILESI, J.P.; MACAMBIRA, M.J.B.; HUHN, S.B. 1996. Contrainte géochronologique U-Pb pour l'âge de la formation sédimentaire de Águas Claras (Province de Carajás, Etat de Pará.) In: 16e Réunion des Sciences de la Terre, Orléans, 1996, BRGM, 67.
- MULLEN, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implication for petrogenesis. *Earth Planetary Science Letters*, 62, 53-62.
- NACHIT, H. 1994. Contribution à la typologie des granitoïdes - Pétrogénese et Pétrologie Structurale du Batholite Panafricain du Cercle de Tafroute. Thèse: Université Ibnou Zohr, 465p.
- NICOLAS, A. Principes de tectonique. Masson, Paris, 196 p.
- NISBET, E.G. 1987. The Young Earth - An introduction to Archaean Geology. Allen & Unwin, Boston, 402p.

- NISBET, E.G.; BICKLE, M.J.; MARTIN, A. 1977. The mafic and ultramafic lavas of the Belingwe greenstone belt, Rhodesia. *Journal of Petrology*, 18, 521-566.
- NOGUEIRA, A. C. 1995. Análise faciológica e aspectos estruturais da Formação Águas Claras, Região Central da Serra dos Carajás - Pará. Thèse: Universidade Federal do Pará, 167p.
- NOGUEIRA, A.C.R.; TRUCKENBRODT, W.; PINHEIRO, R.V.L. 1995. Formação Águas Claras, Pré-Cambriano da Serra dos Carajás: redescrição e redefinição litostratigráfica. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências da Terra*, 7, 177-277.
- OLIVEIRA, G.P et COSTA, J.B.S. 1992. Aspectos estruturais de um pequeno segmento da extremidade leste da estrutura em flor positiva da Serra dos Carajás, In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992, Resumos expandidos, 2, 347-348.
- OLIVEIRA, E. P.; WINTER, C.; SACHS, L.; BATISTA, J.J.; FIGUEIREDO, B.; FOSTER, R. 1993. Limiting factors in applying geochemistry to tectonic setting identification in continental area: implication to the Carajás basic metavolcanics, Brazil. In: 4e Congresso Brasileiro de Geoquímica, Brasília, 1993, SBGq, 20-22.
- OLSZEWSKI JR.; WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; GAUDETTE, H.E. 1989. The age, origin and tectonic of the Grão-Pará Group and associated rocks, Serra dos Carajás, Brazil: Archean Continental volcanism and rifting. *Precambrian Research*, 42, 229-254.
- OTTEN, M.T. 1984. The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbros and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86, 185-199
- PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; FOWLER, Jr., T.K. 1989. Aureole systematics In Ribbe, P.H. Contact Metamorphism, *Reviews in Mineralogy*, 26, 673-722.
- PASSCHIER, C.W. et TROUW, R.A.J. 1996. *Microtectonics*. Springer-Verlag. Berlin, 289 p.
- PEARCE, J.A. et CANN, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290-300/
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25, 4, 956-983.
- PEREIRA, E.D. 1992. Uma contribuição à evolução geológica da parte oriental da Província Amazônia Central através da geocronologia Rb-Sr da Província Mineral de Carajás e da região de São Félix do Xingu, Belém. Thèse Universidade Federal do Pará, Belém, 128p.
- PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G.; OJEDA, H.O.; FULFARO, V.J.; PONÇANO, W.L. 1986. Código brasileiro de nomenclature estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 415.
- PHILLIPS, E.R. 1980. On polygenetic myrmequite. *Geological Magazine*, 117, 1, 29-36.
- PINHEIRO, R. V. L. 1997. Reactivation history of the Carajás and Cinzento Strike-Slip Systems, Amazon, Brazil. Thèse University of Durham, Durham, 408 p.
- PINHEIRO, R. V. L. et HOLDSWORTH, R.E. 1997. Reactivation of Archean strike-slip fault systems, Amazon region, Brazil. *Journal of the Geological Society*, London, 154, 99-103.
- PINHEIRO, R. V. L.; NOGUEIRA, A.C.R.; COSTA, J.B.S. 1991. Superposição de transpressão na Serra dos Carajás Pará. In: 3e Simpósio nacional de estudos tectônicos, Rio Claro, 1991, 44-46.
- PITCHER, W.S. 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie, Glasgow, 321p.
- PITCHER, W.S. et BERGER, A.R. 1972. *The Geology of Donegal: A Study of Granite Emplacement and Unroofing*. John Wiley, Toronto, 435p.

- PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LEGER, J.M. 1995. Mechanism of pluton emplacement and structural evolution of a 2.1 Ga juvenile continental crust: The Birmanian of southwestern Niger. *Precambrian Research*, 70, 281-301.
- POPP, R.K.; GILBERT, C.; CRAIG, J.R. 1977. Stability of Fe-Mg amphiboles with respect to oxygen fugacity. *American Mineralogist*, 62, 1-12.
- PRYER, L.L et ROBIN. 1996. Differential stress control on the growth and orientation of flame perthite: a paleostress-direction indicator. *Journal of Structural Geology*, 18, 9, 1151-1166.
- RAASE, P. 1974. Al and Ti Contents of Hornblende, Indicators of Pressure and Temperature of Regional Metamorphism. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 45, 231-236.
- RAMBERG, H. 1970. Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies. In: Mechanism of Igneous Intrusion. *Geological Journal*, 2, 261-286.
- RAMSAY, J.G. et HUBER, M.I. 1987. The Techniques of Modern Structural Geology. vol.2: Folds and Fractures. Academic Press Limited. Oxford, 700p.
- RENNE, P. R.; ONSTOTT, T.; JORGE-JOÃO. 1988. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and paleomagnetic results from the Guaporé Shield: further implications for the nature of middle-late proterozoic mobile belts of Gondwanaland. In: 7e Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, 1988, SBG, 1, 348-362.
- RIOS, F.J. 1991. O Granito Central: fácies petrográficas e alteração hidrotermal do setor norte. Thèse: Universidade Federal do Pará, 124p.
- RIOS, F.J. et VILLAS, R.N.N. 1992. Veios Hidrotermais com Mineralizações de Sulfetos, Granito Central, Serra dos Carajás (PA). In: 3e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1991, SBG, 336-349.
- RIOS, F.J.; VILLAS, R.N.N.; DALL'AGNOL, R. 1992. Granito Central da Serra dos Carajás, Pará: minerais de alteração e correspondente ambiente deposicional. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 1, 214-215.
- RIVALENTI, G.; GIRARDI, V.A.V.; MAZZUCHELLI, M.; CORREIA, C.T.; MOLESINI, M.; FINATTI, M.C. 1992. Mafic Magmatism in the Carajas Region: A Petrological Reconnaissance. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia., São Paulo, 1992. Resumos expandidos, 1, 481-487.
- RODRIGUES, E.S.; LAFON, J.M.; SCHELLER, T. 1992. Geocronologia Pb-Pb da Província Mineral de Carajás: primeiros resultados. In: 37e Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, 1992, Resumos expandidos, 2, 183-184.
- ROGERS, J.J.W. 1988. The Arsikere Granite of Southern India: magmatism and metamorphism in a previously depleted crust. *Chemical Geology*, 647, 155-163.
- ROGERS, J.J.W. et GREENBERG, J.K. 1990. Late-orogenic, post-orogenic, and anorogenic granites: distinction by major-element and trace-element chemistry and possible origins. *Journal of Geology*, 98, 291-309.
- ROSSI, Ph. et CHEVREMONT, P. 1987. Classification des associations magmatiques granitoïdes. *Géochronique*, 21, 14-18.
- ROUBAULT, M. 1963. Détermination des Minéraux des Roches au microscope polarisant. Éditions Lamarre-Poinat, Paris. 365p.
- SCHMIDT, M.W. 1992. Amphibole compositions in tonalite as function of pressure: an experimental calibration of the Al- in hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.
- SCHUMACHER, J.C. 1982. Phase relations. In Veblen D.R. et Ribbe P.H. (Eds.) Amphiboles: petrology and experimental. *Reviews in Mineralogy*, 9b, 171-177.

- SHAW, D.M. (1968). A review of K-Rb fractionation trends by covariance analysis. *Geochemica et Cosmochemica Acta*, 32, 573-601.
- SHERATON J.W. et BLACK, L.P. 1988. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos*, 21, 37-52.
- SILVA, G.C.; LIMA, M.I.C.; ANDRADE, A.R.F.; ISSLER, R.S.; GUIMARÃES, G. 1974. Geologia das folhas SB-22 Araguaia e parte da SC-22 Tocantins. Belém, DNPM, v.4, 1-143.
- SKJERLIE, K.P. et JOHNSTON, A.D. 1993. Fluid-Absent Melting Behavior of an F-Rich Tonalitic Gneiss at Mid-Crustal Pressures: Implications for the Generation of Anorogenic Granites. *Journal of Petrology*, 34, 4, 785-815.
- SIMPSON, C. et WINTSCH, R.P. 1989. Evidence for deformation- induced K-feldspar replacement by myrmekite. *Journal of Metamorphic Geology*, 7, 261-275.
- SOARES, A.V.; SANTOS, A.B.; VIEIRA, E.A.; BELLA, V.M.; MARTINS, L.P.B. 1994. Área Águas Claras: contexto geológico e mineralizações. In: 4e Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 1994, Resumos expandidos, 379-382.
- SOUZA, S.R.B. 1996. Estudo geocronológico e de geoquímica isotópica da área Pojuca (Província Mineral de Carajás - PA). Thèse Universidade Federal do Pará, Belém, 106p.
- SOUZA, Z. S.; SANTOS, A.B.; LEDSHAM, E.J.; MARTINS, L.P.B.; HUHN, S.R.B.; COSTA, V.G. 1988. Feições geológicas e estruturais do Greenstone Belt de Identidade, região de Xinguara-Rio Maria, sul do Pará. In: 35e Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, 1988. SBG, 3, 1453-1467.
- SOUZA, Z. S.; LAFON, J.M.; SACHET, C.R.; DALL'AGNOL, 1992. Geocronologia Rb/Sr de metadacitos e diques riolíticos de Rio Maria, sudeste do Pará. In: 36e Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990, 6, 2913-2928.
- SOUZA, Z. S.; MEDEIROS, H.; ALTHOFF, F.J.; DALL'AGNOL, R. 1990. Geologia do terreno granito-"greenstone" da região de Rio Maria, sudeste do Pará. In: 36e Congresso Brasileiro de Geologia, Natal, 1990, SBG, 6, 2913-2928.
- SPEAR, F.S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibole. *American Journal of Science*, 281, 697-734.
- SPEAR, F.S. 1993. *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. Mineralogical Society of America, Washington, 799p.
- SPEAR, F.S. et SCHUMACHER, J.C. 1982. Origin of cordierite-anthophyllite rocks. 160-163. In: Veblen D.R. et Ribbe P.H. (Eds.) *Amphiboles: petrology and experimental*. Reviews in Mineralogy, 9b, 160-163.
- SPEER, J.A. 1984. Micas in igneous rocks. In Bailey (Ed.) *Micas*. Reviews in Mineralogy, Washington, 13, 299-356p.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, 1-33.
- SUN, S.S. 1984. Geochemical characteristics of Archaean ultramafic and mafic volcanic rocks: implications for mantle composition and evolution In Kröner K.C.; Hansen G.N.; Goodwin A.M. (Eds.) Springer-Verlag, Berlin, 25-46.
- SUN, S.S. et NESBIT, R.W. 1977. Chemical heterogeneity of the Archaean mantle, composition of the earth and mantle evolution. *Earth Planetary Science Letters*, 65, 429-448.
- SYLVESTER, P.J. 1989. Post-Collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97, 261-280.
- SYLVESTER, P.J. 1994. Archean granite plutons. In: Condie K. (Ed.) *Archean Crustal Evolution*. Elsevier - Developments in Precambrian Geology 11, Amsterdam, 297-323.

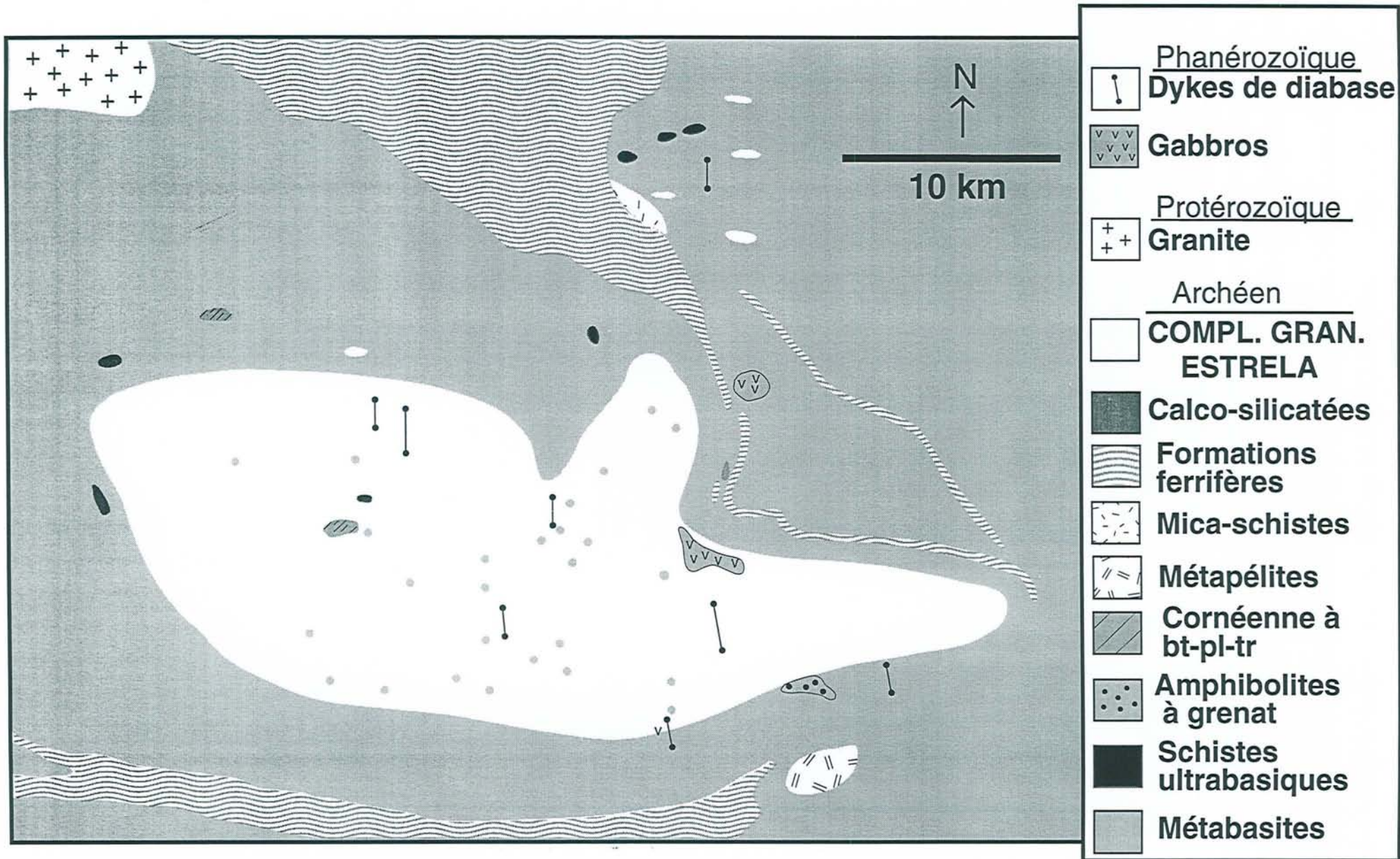
- TASSINARI, C.C.G.; HIRATA, W.K.; KAWASHITA, K. 1982. Geologic evolution of the Serra dos Carajás, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 12, 1-3, 263-267.
- TEIXEIRA, W. TASSINARI, C.C.G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42, 213-227.
- TULLIS, J. 1983. Deformation of feldspars. In: Ribbe P.H. (Ed.) *Feldspar Minerals*. Mineralogical Society of America - Reviews in Mineralogy 2, Washington, 297-323
- TULLIS, J.; CHRISTIE, J.M.; GRIGGS, J.T. 1973. Microstructural and preferred orientation of experimentally deformed quartzites. *Geological Society of America Bulletin*, 84, 297-314.
- TURNER, F.J. 1968. *Metamorphic petrology (Mineral and field aspects)*. New York, Mc Graw-Hill, 403p.
- TURNER, S.P.; FODEN, J.D.; MORRISON, R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from the Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, 28, 151-179.
- VALLANCE, T.G. 1967. Mafic rock alteration and the isochemical development of some cordierite-antophyllite rocks. *Journal of Petrology*, 8, 84-96.
- VERNON, R.H. 1975. Deformation and recrystallization of plagioclase grain. *American Mineralogist*, 60, 884-888.
- VERNON, R.H. 1987. Oriented growth of sillimanite in andalusite, Placitas-Juan Tabo area, New Mexico, U.S.A. *Canadian Journal of Earth Science*, 24-580-590.
- VIDAL, J.L.; KUBIN, L.; DEBAT, P.; SOULA, J.L. 1980. Deformation and recrystallization of K-feldspar augen in orthogneiss from Montagne Noire, Occitania, Southern France. *Lithos*, 13, 247- 255.
- WATKINS, K.P.; FLETCHER, I.R.; DE LAETER, J.R. 1991. Crustal evolution of Archaean granitoids in the Murchinson Province, Western Australia. *Precambrian Research*, 50, 311-336.
- WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95, 407-419.
- WHITE, S. 1975. Tectonic deformation and recrystallization of oligoclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 50, 287-304.
- WINTSCH, R.P. et ANDREWS, M.S. 1988. Deformation-induced growth of sillimanite; stress minerals revisited. *Journal of Geology*,
- WIEDENBECK, M. et WATKINS, K.P. 1993. A time for granitoid emplacement in the Archean Murchinson Province, Western Australia, by single zircon geochronology. *Precambrian Research*, 61, 1-26.
- WINDLEY, B.F. 1984. *The Evolving Continents*. 2ed. John Wiley & Sons. New York, 399p
- WINKLER, H.G.F. 1965. *Petrogenesis of metamorphic rocks*. Springer- Verlag, Berlin, 220p.
- WINKLER, H.G.F. 1979. *Petrogenesis of metamorphic rocks*, 5ed. New York, Springer-Verlag, 348p.
- WIRTH, K.R.; GIBBS, A.K.; OLSZEWSKI JR., W.J. 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão-Pará group and Serra dos Carajás granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 16, 2, 195-200.

- WONES, D.R. 1989. Significance of the assemblage titanite + magnetite + quartz in granitic rocks. *American Mineralogist*, 74, 744-749.
- WONES, D.R. et GILBERT, M.C. 1982. Amphiboles in the Igneous Environment. In: Veblen D.R. et Ribbe P.H. (Eds.) *Amphiboles: Petrology and experimental phase relations. Reviews in Mineralogy*, 9., 390p.
- WOOD, D.A. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50, 11-30.
- YARDLEY, B.W.D. 1986. Fluid Migration and Veining in the Connemara Schists, Ireland. In: Walther J.V. et Wood B.J. (Eds.) *Advances in Physical and Geochemistry*, v. 5. Springer-Verlag, New York, 109-131.
- YARDLEY, B.W.D. 1989. *An introduction to metamorphic petrology*. Longman Scientific et Technical, John Wiley et Sons, Inc., New York. 248p.

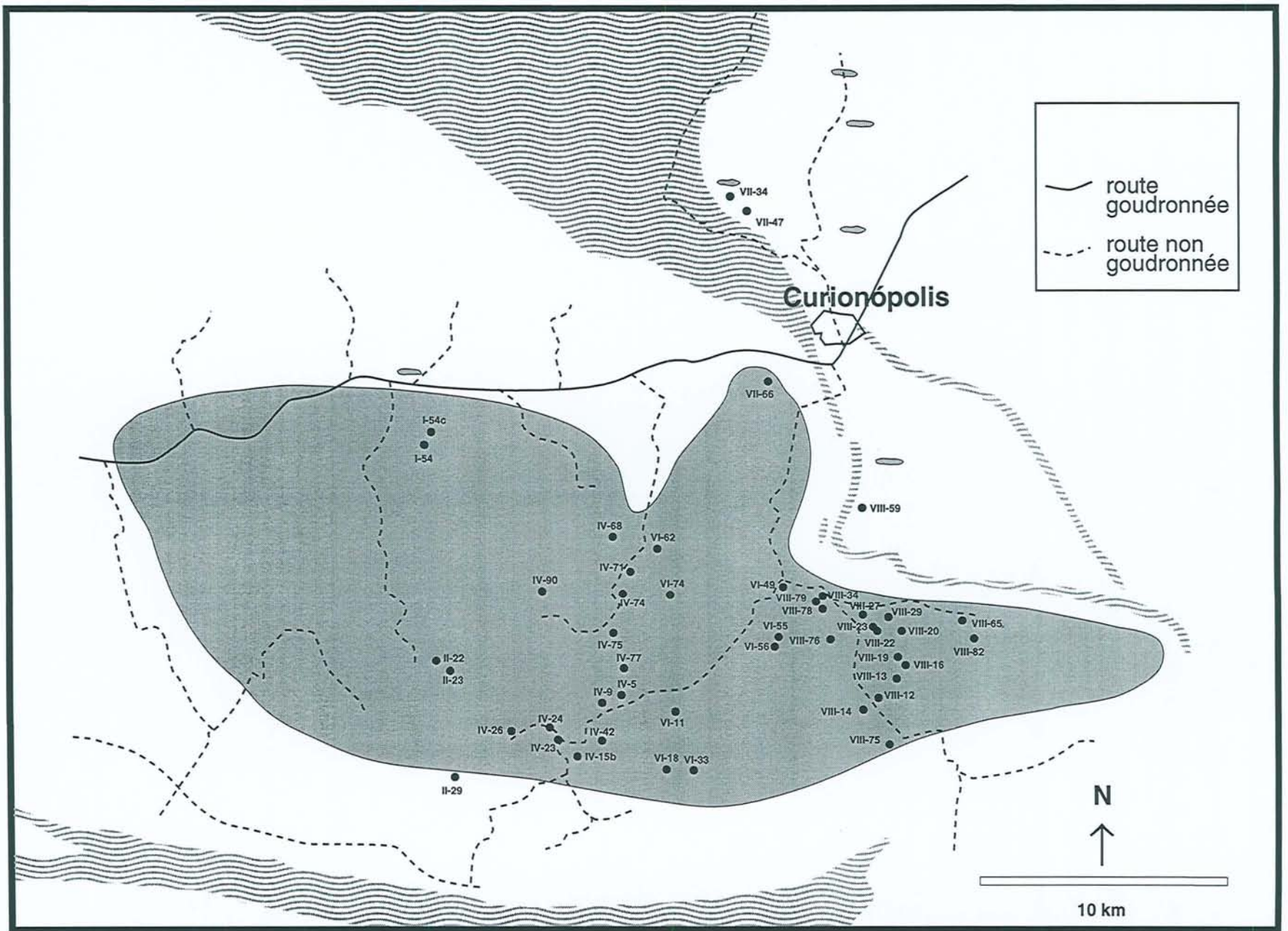
Annexes



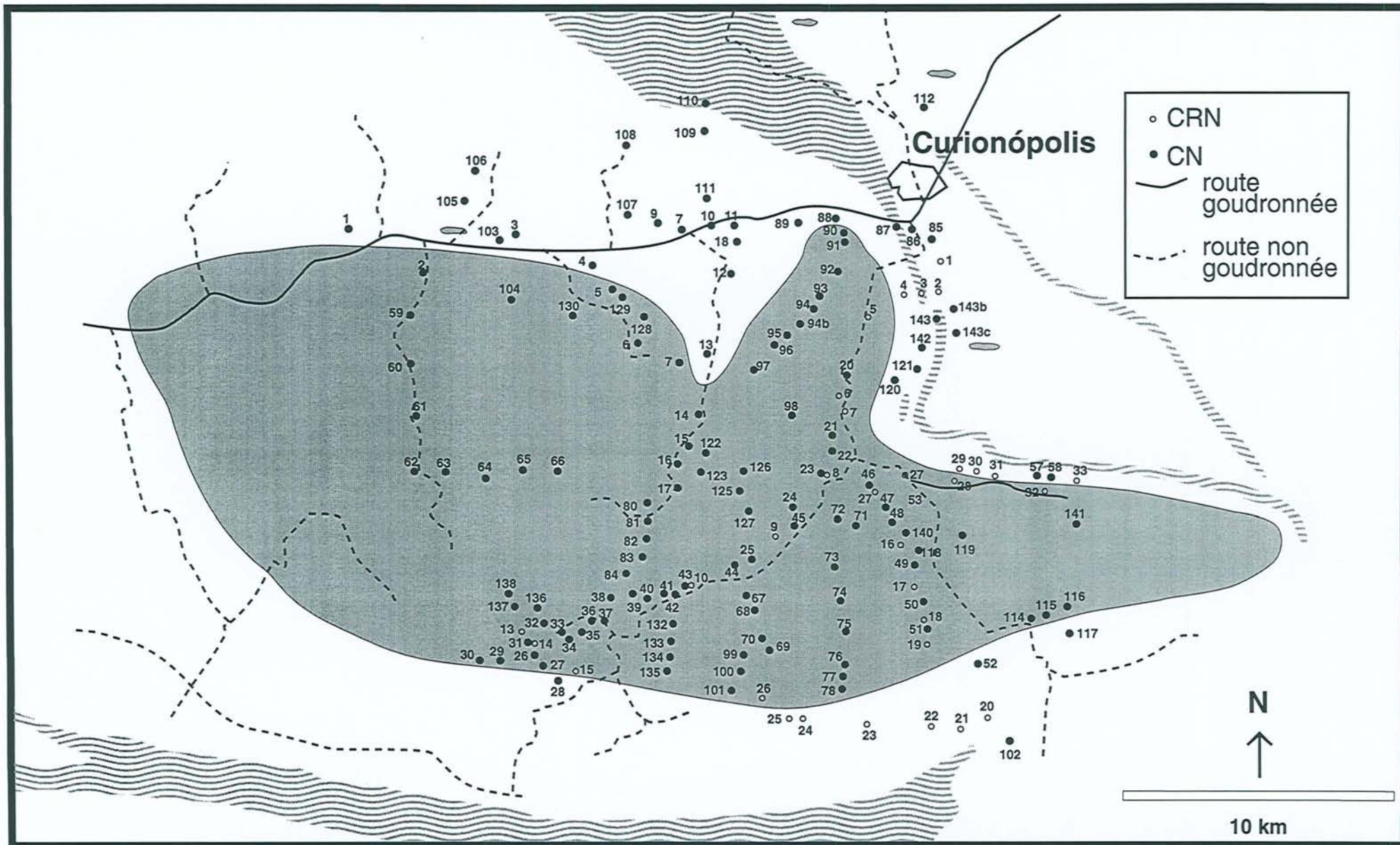
Annexe 1: Carte de localisation des principaux villages et sites géographiques de la Province Métallifère de Carajás (modifiée d'après Hirata, 1982).



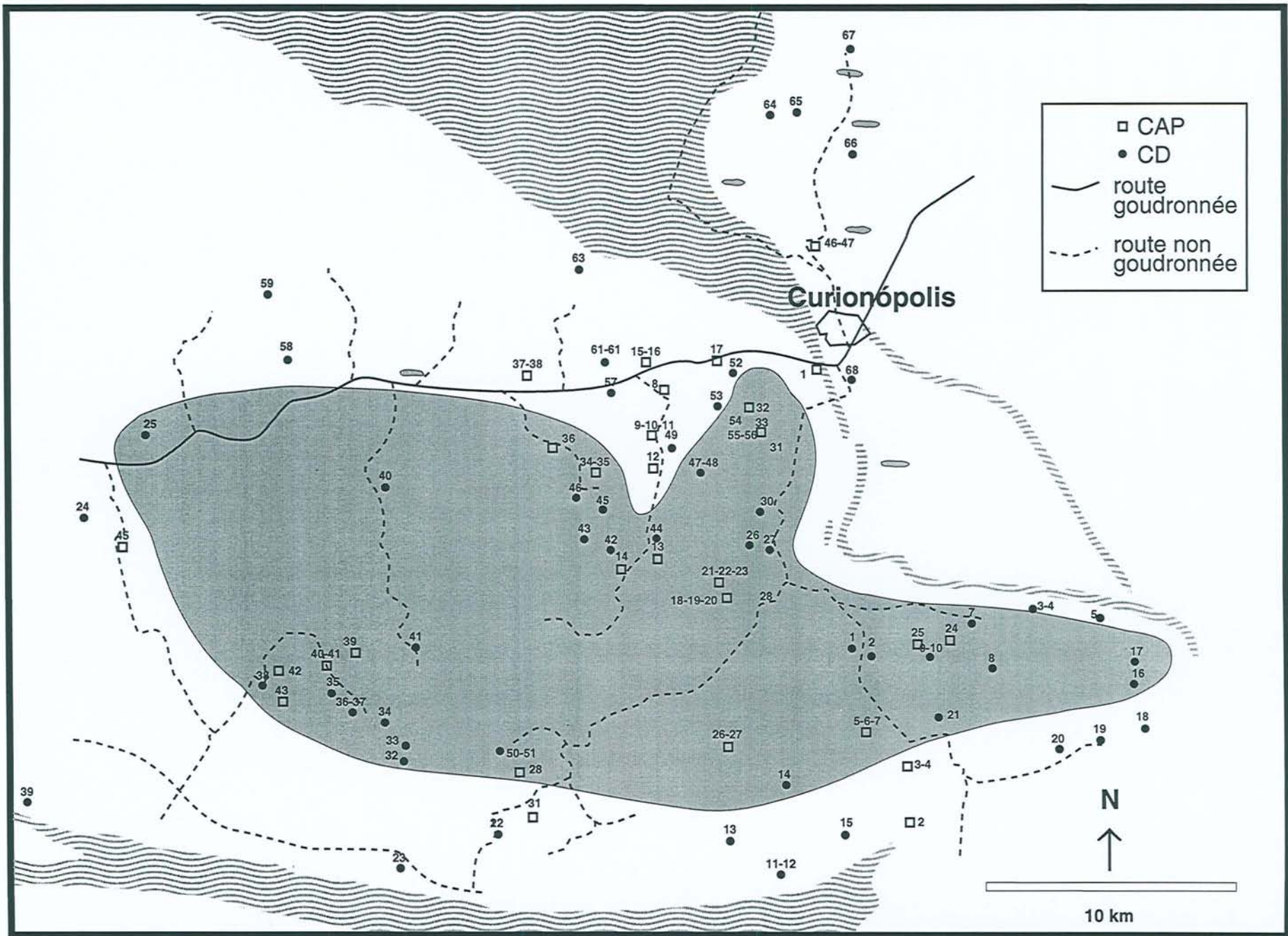
Annexe 2 - Carte géologique de l'aire étudiée.



Annexe 3. Carte de points et d'échantillonnage PSV.



Annexe 4 - Carte d'échantillonnage (échantillons CN et CRN).



Annexe 5 - Carte de points et d'échantillonnage CAP et CD.

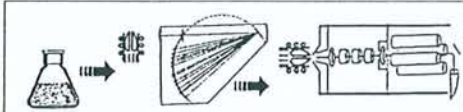


CRPG, BP 20,
attn: K. Govindaraju
54501 Vandoeuvre,
France

Tel: (033) 83 51 22 13
Fax: (033) 83 51 17 98
E-mail: rocanalyse@crpg.cnrs-nancy.fr
Date: 04*01*95

Analyse #
CRPG #
Demandeur: **Limites de**
Echantillon# **détection**

Emission - ICP		ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm	ICP-MS	ppm
SiO ₂ %	0.2	As	0.1	In	0.05	U	0.5
Al ₂ O ₃	0.1	Ba	1.0	La	0.1	V	2.0
Fe ₂ O ₃	0.1	Be	0.2	Lu	0.01	W	0.1
MnO	0.01	Bi	0.1	Mo	0.2	Y	0.1
MgO	0.05	Cd	0.1	Nb	0.2	Yb	0.1
CaO	0.05	Ce	0.1	Nd	0.1	Zn	1.0
Na ₂ O	0.05	Co	0.5	Ni	1.0	Zr	0.5
K ₂ O	0.05	Cr	1.0	Pb	1.0		
TiO ₂	0.01	Cs	0.1	Pr	0.03		
P ₂ O ₅	0.05	Cu	1.0	Rb	1.0		
Perte au feu Loss on ignition	-	Dy	0.05	Sb	0.5		
Total	-	Er	0.05	Sm	0.1		
Sc ppm	1	Eu	0.01	Sn	0.5		
		Ga	1.0	Sr	2.0		
		Gd	0.1	Ta	0.1		
		Ge	0.1	Tb	0.03		
		Hf	0.1	Th	0.5		
		Ho	0.03	Tm	0.03		



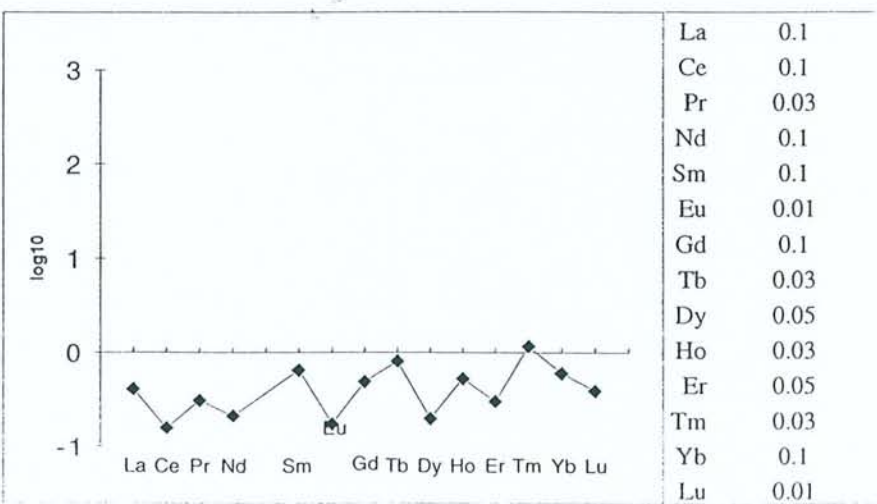
Automated Rock Analysis

Preparation: Fusion of sample with LiBO₂ and HNO₃ dissolution.

Analysis: ICP-Emission for major and minor elements and Sc; all other trace elements by ICP-MS; quality control with international geostandards.

Remarques:

14 Terres Rares-Courbe normalisée, basée sur Chondrite CI ppm



Clinopyroxènes - roches encaissantes

N°Ech	cap32	cap32	cap32	cap32	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39	cn39
N°Anal.	30	31	41	42	45	46	47	48	49	58	59	65	67	68	69	70
SiO2	52.15	51.78	52.46	52.91	53.25	52.55	52.86	41.44	41.62	53.11	53.09	52.92	53.01	51.2	52.9	51.11
Al2O3	0.68	0.66	0.7	0.79	0.54	0.49	0.5	13.55	13.31	0.5	0.48	0.59	0.64	1.49	0.53	0.56
TiO2	0.06	0.12	0.02	0.09	0.06	0.1	0.04	0.29	0.54	0.01	0.07	0.06		0.1		0.04
FeO	12.48	12.51	12.84	11.27	11.88	11.61	10.61	19.62	19.35	10.84	11.2	11.6	12.04	12.84	11.53	11.91
MnO	0.46	0.36	0.36	0.57	0.4	0.31	0.17	0.2	0.21	0.18	0.26	0.15	0.32	0.25	0.3	0.44
MgO	10.93	10.98	11.26	10.99	12.26	11.93	12.11	13.55	7.1	11.87	11.9	12.07	12.21	11.74	11.75	11.74
CaO	22.87	23.29	22.84	23.91	22.9	22.68	22.97	11.42	11.59	22.72	22.92	22.9	23	21.36	22.71	22.66
Cr2O3	0.04	0.04	0.06							0.01						
NiO		0.11				0.11	0.04			0.04	0.06	0.01				0.03
ZnO																
Na2O	0.17	0.19	0.23	0.23	0.14	0.09	0.16	1.71	1.65	0.16	0.25	0.18	0.15	0.17	0.14	0.13
K2O								1.13	1.18	0.03		0.01	0.02	0.01		0.01
TOTAL	99.84	100.04	100.77	100.76	101.43	99.87	99.46	102.91	96.55	99.47	100.23	100.49	101.39	99.16	99.86	98.63
STRUCTURALE (6 Oxygènes)																
Si	1.987	1.968	1.978	1.992	1.985	1.992	2.004	1.488	1.636	2.017	2.001	1.990	1.977	1.956	2.005	1.962
AlIV	0.013	0.030	0.022	0.008	0.015	0.008	0.000	0.512	0.364	0.000	0.000	0.010	0.023	0.044	0.000	0.025
T	2.000	1.998	2.000	2.000	2.000	2.000	2.004	2.000	2.000	2.017	2.001	2.000	2.000	2.000	2.005	1.987
AlVI	0.018	0.000	0.009	0.027	0.009	0.014	0.022	0.061	0.252	0.022	0.021	0.016	0.005	0.023	0.024	0.000
Ti	0.002	0.003	0.001	0.003	0.002	0.003	0.001	0.008	0.016	0.000	0.002	0.002	0.000	0.003	0.000	0.001
Cr	0.001	0.001	0.002	0.018	0.000	0.010	0.005	0.000	0.000	0.006	0.008	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000
Fe3+	0.003	0.040	0.027	0.000	0.012	0.000	0.000	0.589	0.265	0.000	0.000	0.005	0.030	0.028	0.000	0.058
Mg	0.621	0.622	0.633	0.617	0.681	0.674	0.684	0.341	0.416	0.672	0.669	0.676	0.679	0.668	0.664	0.672
Fe2+	0.355	0.334	0.329	0.336	0.296	0.299	0.287	0.000	0.051	0.300	0.300	0.301	0.286	0.277	0.303	0.269
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
M1	0.999	0.999	0.998	0.982	1.000	0.990	0.995	1.000	1.000	0.994	0.992	1.000	1.000	1.000	0.990	1.000
Mg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.384	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	0.039	0.024	0.049	0.019	0.062	0.069	0.050	0.000	0.320	0.044	0.053	0.059	0.059	0.105	0.063	0.055
Mn	0.015	0.012	0.011	0.018	0.013	0.010	0.005	0.006	0.007	0.006	0.008	0.005	0.010	0.008	0.010	0.014
Ca	0.934	0.949	0.923	0.964	0.915	0.921	0.933	0.439	0.488	0.924	0.926	0.923	0.919	0.874	0.922	0.932
Na	0.013	0.014	0.017	0.017	0.010	0.007	0.012	0.119	0.126	0.012	0.018	0.013	0.011	0.013	0.010	0.010
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.052	0.059	0.001	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.001	0.002	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001
M2	1.000	1.002	1.000	1.018	1.000	1.010	1.001	1.000	1.000	0.989	1.007	1.000	1.000	1.000	1.005	1.013
FeO	12.378	11.265	11.986	11.270	11.484	11.610	10.610	0.000	11.287	10.840	11.200	11.456	11.078	11.951	11.530	10.088
Fe2O3	0.114	1.384	0.949	0.000	0.440	0.000	0.000	21.804	8.961	0.000	0.000	0.160	1.069	0.988	0.000	2.025
%En	31.559	31.421	32.092	31.558	34.425	34.161	34.928	41.209	26.886	34.520	34.188	34.363	34.221	34.088	33.848	33.580
%Fs	20.973	20.671	21.116	19.088	19.354	19.157	17.449	33.825	41.565	17.985	18.478	18.772	19.443	21.330	19.127	19.829
%Wo	47.468	47.908	46.793	49.354	46.221	46.682	47.623	24.966	31.549	47.495	47.333	46.865	46.337	44.582	47.026	46.591
xFe	0.613	0.649	0.636	0.635	0.660	0.647	0.670	1.000	0.647	0.661	0.654	0.654	0.672	0.646	0.645	0.693

Amphiboles - roches encaissantes

N°Ech	CD-67	CD-67	CD-67	CD-67	CD-67	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61
N°Anal.	120	121	122	123	124	127	128	129	132	133	134	135	138	141	142
SiO2	45.34	44.92	45.25	46.39	45.00	50.51	43.28	43.26	44.87	49.49	49.51	49.62	46.70	47.76	45.55
Al2O3	11.58	11.14	11.38	10.74	11.70	5.45	23.03	23.17	9.39	5.45	5.66	5.75	7.66	6.54	8.29
TiO2	0.59	0.57	0.61	0.46	0.51	0.39	0.00	0.00	0.96	0.58	0.60	0.60	0.54	0.69	0.87
FeO	15.30	15.34	15.39	15.04	15.61	15.45	1.50	2.13	18.52	16.08	14.82	15.19	16.63	16.61	17.20
MnO	0.19	0.30	0.43	0.22	0.24	0.19	0.03	0.17	0.24	0.08	0.16	0.13	0.18	0.31	0.01
MgO	10.54	10.94	10.87	11.02	10.27	13.22	0.05	0.31	9.92	13.05	12.77	12.64	11.03	11.98	10.87
CaO	11.91	11.08	11.35	11.61	11.64	12.44	26.21	25.92	12.05	12.20	11.97	12.37	11.83	11.57	11.96
Cr2O3	0.36	0.15	0.25	0.37	0.35	0.04	0.00	0.07	0.20	0.00	0.08	0.04	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.15	0.00	0.10	0.00	0.00	0.00	0.16	0.18	0.00
Na2O	1.30	1.15	1.24	1.06	1.19	0.53	0.03	0.04	1.02	0.70	0.55	0.58	0.81	0.77	0.98
K2O	0.35	0.31	0.37	0.29	0.37	0.18	0.00	0.00	0.57	0.24	0.31	0.28	0.53	0.45	0.66
TOTAL	97.45	95.96	97.13	97.19	96.89	98.39	94.28	95.06	97.82	97.87	96.44	97.19	96.08	96.87	96.39
FORMULE STRUCTURALE (23 Oxygènes et 15 cations)															
Si	6.533	6.572	6.540	6.708	6.536	7.330	6.490	6.434	6.718	7.251	7.240	7.313	7.053	7.136	6.875
AlIV	1.467	1.428	1.460	1.292	1.464	0.670	1.510	1.566	1.282	0.749	0.760	0.687	0.947	0.864	1.125
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	0.500	0.492	0.479	0.538	0.540	0.262	2.560	2.496	0.373	0.191	0.216	0.311	0.417	0.288	0.349
Fe3+	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.137	0.000	0.000	0.242	0.186	0.000	0.020	0.030	0.069	0.164
Ti	0.063	0.062	0.066	0.049	0.056	0.043	0.000	0.000	0.109	0.063	0.066	0.067	0.061	0.078	0.099
Cr	0.041	0.017	0.028	0.042	0.040	0.005	0.000	0.008	0.023	0.000	0.010	0.005	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.018	0.000	0.012	0.000	0.000	0.000	0.020	0.022	0.000
Mg	2.264	2.386	2.342	2.375	2.222	2.858	0.011	0.068	2.213	2.849	2.784	2.776	2.483	2.667	2.446
Fe2+	1.898	1.927	1.913	1.863	1.948	1.739	0.189	0.265	2.076	1.785	1.839	1.852	2.071	2.006	2.006
Mn	0.023	0.037	0.052	0.027	0.029	0.023	0.004	0.021	0.030	0.010	0.020	0.016	0.023	0.039	0.001
C	4.789	4.931	4.880	4.893	4.836	5.066	2.782	2.858	5.078	5.085	4.936	5.046	5.105	5.169	5.066
Ca	1.838	1.738	1.757	1.799	1.811	1.934	4.210	4.131	1.933	1.915	1.876	1.954	1.914	1.852	1.934
Na (M4)	0.162	0.262	0.243	0.201	0.189	0.066	0.000	0.000	0.067	0.085	0.124	0.046	0.086	0.148	0.066
B	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	4.210	4.131	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.201	0.063	0.105	0.097	0.148	0.082	0.008	0.012	0.228	0.114	0.032	0.119	0.151	0.074	0.220
K	0.064	0.057	0.068	0.053	0.069	0.033	0.000	0.000	0.108	0.045	0.058	0.052	0.102	0.086	0.127
A	0.265	0.120	0.173	0.150	0.217	0.115	0.008	0.012	0.336	0.159	0.090	0.171	0.253	0.161	0.347
TOTAL	15.054	15.050	15.053	15.044	15.053	15.182	15.000	15.000	15.415	15.245	15.026	15.217	15.358	15.330	15.413
FeO	15.300	15.336	15.389	15.041	15.606	14.327	1.502	2.129	16.581	14.566	14.822	15.026	16.395	16.059	15.896
Fe2O3	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	1.251	0.000	0.000	2.152	1.687	0.000	0.184	0.262	0.617	1.444
XMg	0.544	0.553	0.550	0.560	0.533	0.604	0.055	0.203	0.488	0.591	0.602	0.597	0.542	0.562	0.530

Amphiboles - roches encaissantes

N°Ech	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17	cap17
N°Anal.	73	76	77	78	80	81	82	83	84	85	86	87
SiO2	52.43	40.63	40.49	51.77	52.27	50.45	51.51	40.04	40.09	41.45	40.76	51.69
Al2O3	1.82	9.30	9.51	2.12	1.70	2.79	1.98	9.67	9.59	8.67	8.94	1.88
TiO2	0.06	1.07	0.79	0.09	0.09	0.13	0.01	0.96	1.10	0.94	0.33	0.06
FeO	23.41	27.73	29.18	23.21	23.36	23.94	23.38	29.03	28.16	28.19	28.71	23.62
MnO	0.20	0.21	0.28	0.26	0.26	0.16	0.10	0.24	0.11	0.20	0.21	0.15
MgO	8.97	3.79	3.77	8.66	8.86	8.22	8.52	3.27	3.07	3.51	3.43	7.95
CaO	10.02	11.33	11.44	12.16	12.34	11.91	11.75	11.34	11.39	10.96	11.15	11.82
Cr2O3	0.08		0.06		0.01		0.09	0.02	0.02		0.05	
NiO	0.04		0.04	0.12					0.08	0.04		
Na2O	0.31	1.72	1.66	0.65	0.38	0.43	0.44	1.87	1.88	1.82	1.81	0.40
K2O	0.07	1.47	1.51	0.19	0.11	0.12	0.11	1.55	1.56	1.34	1.42	0.07
TOTAL	97.41	97.25	98.73	99.23	99.38	98.15	97.89	97.99	97.05	97.12	96.81	97.64
FORMULE STRUCTURALE (23 Oxygènes et 15 cations)												
Si	7.923	6.515	6.403	7.651	7.732	7.644	7.739	6.411	6.114	6.321	6.586	7.815
AlIV	0.077	1.485	1.597	0.349	0.268	0.356	0.261	1.589	1.724	1.558	1.414	0.185
T	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	7.838	7.879	8.000	8.000
AlVI	0.247	0.272	0.175	0.020	0.028	0.142	0.089	0.236	0.000	0.000	0.289	0.150
Fe3+	0.000	0.120	0.403	0.000	0.000	0.036	0.000	0.222	0.000	0.000	0.179	0.000
Ti	0.007	0.129	0.094	0.010	0.010	0.015	0.001	0.116	0.126	0.108	0.040	0.007
Na (M4)	0.091	0.054	0.062	0.075	0.044	0.067	0.109	0.055	0.139	0.209	0.070	0.085
Cr	0.010	0.000	0.008	0.000	0.001	0.000	0.011	0.003	0.002	0.000	0.006	0.000
Ni	0.005	0.000	0.005	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.005	0.000	0.000
Mg	2.020	0.906	0.889	1.908	1.953	1.856	1.908	0.780	0.698	0.798	0.826	1.792
Fe2+	2.980	3.598	3.456	2.914	2.915	2.998	2.967	3.666	3.812	3.799	3.701	3.013
Mn	0.026	0.029	0.038	0.033	0.033	0.021	0.013	0.033	0.014	0.026	0.029	0.019
C	5.295	5.054	5.067	4.899	4.940	5.067	4.989	5.055	4.663	4.735	5.070	4.981
Ca	1.622	1.946	1.938	1.925	1.956	1.933	1.891	1.945	1.861	1.791	1.930	1.915
Na (M4)	0.091	0.054	0.062	0.075	0.044	0.067	0.109	0.055	0.139	0.209	0.070	0.085
B	1.713	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
Na (A)	0.000	0.481	0.447	0.112	0.065	0.060	0.020	0.526	0.417	0.329	0.497	0.032
K	0.013	0.301	0.305	0.036	0.021	0.023	0.021	0.317	0.303	0.261	0.293	0.014
A	0.013	0.782	0.752	0.147	0.085	0.083	0.041	0.843	0.720	0.589	0.790	0.046
TOTAL	15.022	15.835	15.819	15.046	15.025	15.150	15.030	15.897	15.221	15.204	15.860	15.026
FeO	23.410	26.835	26.134	23.210	23.360	23.659	23.380	27.374	28.160	28.190	27.387	23.620
Fe2O3	0.000	0.995	3.385	0.000	0.000	0.312	0.000	1.841	0.000	0.000	1.470	0.000
XMg	0.404	0.196	0.187	0.396	0.401	0.380	0.391	0.167	0.155	0.174	0.176	0.373

Biotites - roches encaissantes

N°Ech	CD20-1	CD20-1	CD20-1	CD20-2	CD20-2	CD21-1	CD21-1	CD21-1	CD21-3	CD21-3	CD21-3	CD21-3	CD53-1	CD53-1
N°Anal.	42	43	44	50	51	56	59	60	66	71	76	77	107	108
SiO2	36.58	35.75	45.99	36.17	35.39	36.38	36.47	36.19	36.65	35.69	62.05	62.15	35.46	34.75
Al2O3	14.90	15.11	9.44	14.48	14.51	15.99	16.54	16.31	16.11	16.20	18.19	18.25	13.50	13.45
TiO2	3.09	2.74	0.55	3.44	3.34	1.68	1.73	1.72	1.58	1.64	0.00	0.02	4.08	3.62
FeO	19.59	20.28	16.04	19.87	20.39	18.01	16.74	17.04	17.88	17.99	0.41	0.54	27.09	27.11
MnO	0.02	0.00	0.20	0.00	0.00	0.15	0.11	0.34	0.31	0.24	0.00	0.02	0.18	0.13
MgO	10.95	10.87	11.14	10.79	10.82	12.65	12.21	12.44	12.52	12.50	0.02	0.12	6.69	7.18
CaO	0.09	0.02	11.46	0.00	0.10	0.04	0.00	0.05	0.00	0.03	0.06	0.05	0.01	0.42
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.08	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00
NiO	0.00	0.18	0.11	0.02	0.00	0.00	0.05	0.00	0.16	0.00	0.07	0.10	0.01	0.00
Na2O	0.14	0.14	1.30	0.15	0.04	0.13	0.14	0.04	0.06	0.00	0.33	0.26	0.11	0.00
K2O	9.29	9.14	0.37	9.48	9.22	9.49	9.85	9.29	9.41	9.08	16.06	15.90	9.39	8.35
TOTAL	94.65	94.20	96.61	94.49	93.82	94.52	93.84	93.43	94.67	93.38	97.21	97.40	96.54	95.01
FS (22 Oxygènes)														
Si	5.627	5.554	6.589	5.599	5.534	5.564	5.590	5.571	5.591	5.522	8.158	8.150	5.578	5.540
Al	2.702	2.766	1.595	2.641	2.675	2.883	2.988	2.959	2.897	2.954	2.819	2.821	2.503	2.528
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.158	8.150	8.000	8.000
ALIV	2.373	2.446	1.411	2.401	2.466	2.436	2.410	2.429	2.409	2.478	0.000	0.000	2.422	2.460
ALVI	0.328	0.320	0.184	0.240	0.209	0.447	0.577	0.530	0.488	0.476	2.819	2.821	0.081	0.068
Ti	0.357	0.320	0.059	0.401	0.392	0.193	0.199	0.199	0.181	0.190	0.000	0.002	0.483	0.434
Fe	2.520	2.635	1.922	2.573	2.667	2.303	2.146	2.194	2.281	2.328	0.045	0.059	3.565	3.614
Mn	0.003	0.000	0.024	0.000	0.000	0.020	0.015	0.044	0.040	0.032	0.000	0.002	0.024	0.018
Mg	2.510	2.517	2.379	2.490	2.523	2.885	2.789	2.855	2.846	2.882	0.005	0.022	1.569	1.706
Ca	0.015	0.002	1.759	0.000	0.017	0.007	0.000	0.008	0.000	0.005	0.009	0.007	0.002	0.071
Cr	0.000	0.000	0.000	0.010	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Ni	0.000	0.022	0.013	0.002	0.000	0.000	0.007	0.000	0.019	0.000	0.007	0.010	0.001	0.000
Na	0.041	0.042	0.361	0.045	0.013	0.039	0.042	0.013	0.017	0.001	0.084	0.066	0.032	0.001
K	1.822	1.811	0.068	1.872	1.840	1.851	1.927	1.825	1.831	1.791	2.694	2.659	1.885	1.698
TOTAL	26.299	26.435	24.363	26.275	26.337	26.628	26.689	26.628	26.600	26.660	24.798	24.770	26.148	26.139
X	1.878	1.855	2.188	1.917	1.870	1.897	1.969	1.846	1.848	1.797	2.787	2.732	1.919	1.770
Y	5.719	5.814	4.581	5.716	5.792	5.849	5.733	5.823	5.855	5.909	2.877	2.917	5.725	5.841
XFe	0.501	0.511	0.447	0.508	0.514	0.444	0.435	0.435	0.445	0.447	0.906	0.724	0.694	0.679
xyz	15.597	15.669	14.769	15.634	15.662	15.745	15.702	15.669	15.703	15.706	13.822	13.799	15.645	15.611

Muscovites - roches encaissantes

N°Ech	cap 2	cap 2	cap 2	cap2	cap 2	cap 2	cap 2	cap 2	cap 2	cap 2
N°Anal.	38	0	44	45	46	47	49	51	52	53
SiO2	47.01	46.76	46.91	41.11	47.16	45.85	47.39	47.17	47.77	46.33
Al2O3	34.15	33.78	33.99	32.71	33.94	34.01	33.37	33.73	34.00	33.88
TiO2	0.50	0.43	0.40	0.72	0.21	0.56	0.75	0.56	0.45	0.49
FeO	1.64	1.77	1.96	1.78	1.73	1.99	2.22	1.77	1.90	1.85
MnO					0.04		0.02		0.03	0.04
MgO	0.67	0.76	0.90	1.02	0.79	0.66	0.92	0.81	0.80	0.72
CaO				0.04					0.07	0.03
Cr2O3	0.01								0.02	
NiO					0.03			0.08	0.08	
Na2O	0.38	0.48	0.37	0.47	0.52	0.38	0.36	0.37	0.29	0.39
K2O	10.83	11.01	10.82	10.69	10.62	10.36	10.68	10.80	10.00	10.89
TOTAL	95.19	94.99	95.35	88.54	95.04	93.81	95.71	95.29	95.41	94.62
FORMULE STRUCTURALE (22 Oxygènes)										
Si	6.275	6.273	6.264	5.972	6.303	6.215	6.307	6.297	6.333	6.242
AlIV	1.725	1.727	1.736	2.028	1.697	1.785	1.693	1.703	1.667	1.758
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	3.648	3.614	3.613	3.571	3.650	3.649	3.541	3.603	3.645	3.621
Cr	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000
Fe	0.183	0.199	0.219	0.216	0.193	0.226	0.247	0.198	0.211	0.208
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.009	0.009	0.000
Mg	0.133	0.152	0.179	0.221	0.157	0.133	0.182	0.161	0.158	0.145
Mn	0.000	0.000	0.000	0.000	0.005	0.000	0.002	0.000	0.003	0.005
Ti	0.050	0.043	0.040	0.079	0.021	0.057	0.075	0.056	0.045	0.050
Y	4.016	4.008	4.052	4.087	4.030	4.065	4.048	4.027	4.073	4.028
Ca	0.000	0.000	0.000	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.004
Na	0.098	0.125	0.096	0.132	0.135	0.100	0.093	0.096	0.075	0.102
K	1.844	1.884	1.843	1.981	1.811	1.791	1.813	1.839	1.691	1.871
X	1.943	2.009	1.939	2.119	1.945	1.891	1.906	1.935	1.776	1.978
XYZ	13.959	14.017	13.991	14.206	13.975	13.956	13.954	13.961	13.848	14.006
XFe	0.579	0.566	0.550	0.495	0.551	0.628	0.575	0.551	0.571	0.590

Chlorites - roches encaissantes

N°Ech	CAP-37	CAP-37	CAP-37	CD-64	CD-64	CD-64	CD-65	CD-62	CD-62	CD-62	CD-67	CD-67	CD-67	CD-61	CD-61	CD-61	CD-61
N°Anal.	12	13	15	27	28	31	60	97	98	104	106	107	108	130	131	139	140
SiO2	26.34	27.75	26.71	27.15	27.29	27.64	29.14	28.36	25.68	28.12	26.50	26.55	26.14	26.50	27.03	26.77	26.83
Al2O3	18.21	18.55	18.14	21.68	21.26	21.59	16.11	17.62	19.72	17.02	21.35	21.95	21.64	18.31	18.44	18.51	18.35
TiO2	0.00	0.03	0.08	0.00	0.02	0.03	0.14	0.00	0.02	0.09	0.00	0.01	0.02	0.00	0.01	0.06	0.03
FeO	27.29	25.51	25.31	14.56	15.60	15.72	29.25	24.59	27.95	25.73	19.43	19.74	19.06	28.62	26.49	26.52	26.69
MnO	0.17	0.10	0.20	0.23	0.25	0.24	0.18	0.19	0.42	0.35	0.18	0.12	0.21	0.20	0.49	0.31	0.47
MgO	15.30	15.94	14.49	22.75	22.46	22.36	13.12	15.48	12.90	15.50	19.93	19.61	19.16	12.84	14.69	14.73	15.14
CaO	0.00	0.07	0.03	0.00	0.01	0.00	0.02	0.00	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.06	0.05	0.04	0.07
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.67	0.42	0.42	0.00	0.04	0.00	0.36	0.01	0.00	0.05	0.07	0.20	0.04	0.01
NiO	0.13	0.00	0.00	0.10	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.07	0.13	0.08	0.00	0.04	0.14	0.00
Na2O	0.00	0.00	0.03	0.03	0.00	0.02	0.05	0.01	0.08	0.06	0.05	0.00	0.03	0.00	0.02	0.01	0.01
K2O	0.07	0.18	0.01	0.01	0.00	0.00	1.38	0.02	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00
TOTAL	87.53	88.12	84.99	87.17	87.49	88.03	89.41	86.29	86.82	87.43	87.54	88.16	86.38	86.60	87.46	87.13	87.60
FORMULE STRUCTURALE (28 Oxygènes)																	
Si	5.638	5.812	5.816	5.437	5.474	5.501	6.176	6.028	5.559	5.963	5.416	5.390	5.406	5.763	5.756	5.724	5.712
AlIV	2.362	2.188	2.184	2.563	2.526	2.499	1.824	1.972	2.441	2.037	2.584	2.610	2.594	2.237	2.244	2.276	2.288
Z	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
AlVI	2.231	2.390	2.470	2.554	2.501	2.565	2.201	2.443	2.590	2.218	2.558	2.644	2.682	2.455	2.385	2.388	2.316
Cr	0.000	0.000	0.000	0.105	0.067	0.066	0.000	0.006	0.000	0.061	0.002	0.000	0.007	0.011	0.034	0.007	0.002
Fe	4.885	4.467	4.608	2.439	2.617	2.616	5.185	4.371	5.060	4.564	3.320	3.352	3.298	5.204	4.718	4.741	4.753
Ni	0.023	0.000	0.000	0.016	0.027	0.000	0.000	0.000	0.001	0.028	0.012	0.021	0.013	0.000	0.006	0.024	0.000
Mg	4.882	4.976	4.701	6.790	6.716	6.632	4.144	4.904	4.162	4.900	6.073	5.936	5.906	4.163	4.662	4.695	4.804
Mn	0.031	0.017	0.037	0.039	0.042	0.041	0.033	0.033	0.077	0.063	0.030	0.021	0.036	0.037	0.089	0.056	0.084
Ti	0.000	0.004	0.014	0.000	0.003	0.005	0.023	0.000	0.002	0.014	0.000	0.002	0.002	0.000	0.001	0.009	0.005
Y	12.054	11.855	11.830	11.944	11.973	11.925	11.586	11.757	11.894	11.848	11.995	11.975	11.944	11.871	11.896	11.921	11.963
Ca	0.000	0.015	0.006	0.000	0.003	0.000	0.005	0.000	0.011	0.000	0.006	0.000	0.000	0.013	0.011	0.008	0.015
Na	0.001	0.001	0.011	0.012	0.001	0.008	0.022	0.002	0.035	0.023	0.021	0.001	0.012	0.001	0.007	0.004	0.003
K	0.020	0.048	0.003	0.001	0.000	0.000	0.374	0.005	0.000	0.010	0.000	0.010	0.000	0.000	0.000	0.002	0.001
X	0.021	0.064	0.020	0.014	0.004	0.008	0.401	0.008	0.046	0.033	0.027	0.011	0.012	0.014	0.019	0.014	0.019
XYZ	20.075	19.919	19.850	19.958	19.977	19.934	19.987	19.765	19.940	19.881	20.023	19.987	19.956	19.886	19.915	19.934	19.982
XFe	0.500	0.473	0.495	0.264	0.280	0.283	0.556	0.471	0.549	0.482	0.353	0.361	0.358	0.556	0.503	0.502	0.497
XMg	0.4998	0.527	0.505	0.7357	0.7196	0.7172	0.4442	0.5287	0.4513	0.5177	0.6465	0.6391	0.6417	0.4444	0.497	0.4975	0.5027

Plagioclase roches encaissantes

N°Ech	CD22-2	CD22-2	CD22-3	CD22-3	CD53-1	CD53-1	CD53-1	CD53-2	CD53-3	CD59-1	CD59-1	CD59-1	CD59-2	CD59-2	CD59-2
N°Anal.	87	88	97	98	106	111	112	113	126	128	129	132	134	135	136
SiO2	48.81	52.63	50.21	50.63	61.94	61.77	61.80	61.31	61.46	53.78	50.99	65.01	53.22	53.12	53.83
Al2O3	32.13	29.21	31.58	30.60	24.10	23.99	24.07	23.95	24.02	29.22	30.05	22.02	29.28	29.66	28.41
TiO2	0.02	0.00	0.03	0.01	0.06	0.03	0.02	0.00	0.00	0.07	0.01	0.02	0.03	0.00	0.05
FeO	0.07	0.71	0.21	0.41	0.15	0.15	0.06	0.12	0.06	0.72	0.52	0.58	0.60	0.68	0.61
MnO	0.00	0.00	0.06	0.11	0.00	0.05	0.00	0.04	0.02	0.00	0.00	0.06	0.00	0.06	0.04
MgO	0.05	0.17	0.03	0.25	0.00	0.00	0.03	0.01	0.05	0.08	0.06	0.13	0.09	0.12	0.09
CaO	15.33	12.08	14.61	14.15	5.43	5.56	5.60	5.37	5.23	10.96	13.24	1.75	12.12	12.11	11.28
Cr2O3	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.11	0.00	0.14	0.02	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.05
Na2O	2.84	4.80	3.38	3.74	8.36	8.69	8.32	8.83	8.64	5.00	4.12	9.75	4.64	4.44	4.96
K2O	0.06	0.00	0.00	0.00	0.19	0.17	0.21	0.21	0.19	0.17	0.09	1.08	0.14	0.13	0.17
TOTAL	99.32	99.71	100.12	100.04	100.26	100.42	100.17	99.85	99.66	100.04	99.09	100.41	100.12	100.32	99.49
FS (8 Oxygènes)															
Si	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Al	3.976	3.925	3.965	3.908	3.994	3.960	3.986	3.965	3.994	3.979	3.940	4.015	3.943	3.962	3.937
Fe	0.006	0.067	0.019	0.038	0.018	0.018	0.008	0.014	0.008	0.069	0.048	0.075	0.057	0.064	0.060
Ca	1.725	1.475	1.668	1.643	0.819	0.835	0.844	0.808	0.790	1.357	1.579	0.289	1.483	1.470	1.422
Na	0.578	1.060	0.697	0.785	2.279	2.359	2.267	2.405	2.364	1.120	0.889	2.925	1.028	0.975	1.130
K	0.008	0.000	0.000	0.000	0.034	0.031	0.037	0.038	0.034	0.025	0.012	0.214	0.020	0.018	0.026
SOMME	6.293	6.527	6.349	6.374	7.143	7.202	7.142	7.231	7.189	6.551	6.468	7.519	6.532	6.488	6.575
%An	74.643	58.175	70.519	67.644	26.138	25.887	26.808	24.853	24.781	54.221	63.658	8.439	58.597	59.675	55.154
%Ab	25.021	41.819	29.475	32.339	72.779	73.154	72.024	73.973	74.157	44.771	35.845	85.319	40.620	39.580	43.844
%Or	0.336	0.006	0.006	0.017	1.082	0.959	1.168	1.174	1.061	1.007	0.498	6.242	0.783	0.745	1.001



Nom : DE MESQUITA BARROS

Prénom : Carlos Eduardo

DOCTORAT de l'UNIVERSITE HENRI POINCARÉ, NANCY-I
en PHYSIQUE & CHIMIE DE LA TERRE

VU, APPROUVÉ ET PERMIS D'IMPRIMER

Nancy, le 27 OCT 1997 64897

Le Président de l'Université


J.P. FINANCE

RESUME

La Province Métallifère de Carajás, située au Sud-est du craton Amazonien, renferme une extensive séquence métavolcano-sédimentaire d'âge archéen (~2.76 Ga) recoupée par des granites fini-archéens (~2.57 Ga). Nous avons caractérisé pétrologiquement et structuralement le Complexe Granitique Estrela et son encaissant métavolcano-sédimentaire immédiat.

La séquence métavolcano-sédimentaire est constituée essentiellement de metabasites auxquelles sont subordonnées des ultrabasites, formations ferrifères, quartzites, métapélites et roches calco-silicatées. Les metabasites présentent la signature chimique des tholéiites riches en fer. Cette association lithologique est comparable aux ceintures de roches vertes archéennes.

L'évolution métamorphique de cette séquence comprend trois phases. La première phase (M_0) correspond à des transformations hydrothermales de faciès schiste-vert ou plus bas, sans destruction des textures magmatiques initiales. La phase M_1 se traduit par des transformations minéralogiques de faciès schiste-vert et le développement d'une schistosité ~EW localisée. La phase M_2 est liée à l'auréole de contact du Complexe Granitique Estrela. Trois domaines de métamorphisme croissant ont été reconnus: auréole externe (450-550°C), auréole interne (550-650°C) et zone d'enclaves (650-750°C). Les roches de l'auréole interne montrent une fabrique forte à l'opposé des enclaves présentant une texture granoblastique. L'ubiquité des veines à amphibole est attribuée à la phase M_2 . Différents critères indiquent que l'auréole de contact s'est formée sous des conditions de basse pression (< 4.5 kbar) et de basse fugacité d'oxygène.

Le Complexe Granitique Estrela a une forme grossièrement elliptique allongée selon la direction E-W. Cependant, les structures et la répartition spatiale des types pétrographiques montrent que le massif est constitué de plusieurs plutons. Les monzogranites sont prédominants (parmi lesquels plusieurs faciès ont été distingués en fonction des proportions de minéraux mafiques) sur des syénogranites, granodiorites et tonalites. Ces roches ont une signature subalcaline avec des rapports FeO^*/MgO et Ga/Al et des teneurs en Zr, Ce, Nb, Y et terres rares (Eu excepté) élevés. Deux groupes contrastés sont identifiés: l'un métalumineux (roches riches en hornblende) et l'autre faiblement peralumineux (roches riches en biotite). Les caractéristiques chimiques sont celles des granites de type A post-archéens. Les conditions de mise en place sont estimées à: $P \leq 4.5$ kbar, $T = 750-850^\circ C$, basse fugacité d'oxygène (avec oxydation au cours de la consolidation).

Deux surfaces principales ont été reconnues dans les plutons constitutifs du Complexe Granitique Estrela. Une première surface (S_0), subhorizontale au centre et subverticale en périphérie est marquée par un rubanement et une fabrique. Une seconde surface (S_1) marquée par un rubanement et/ou une schistosité subverticaux reprend la surface initiale. S_1 est associée à des plis dont les axes sont proches de EW (sauf dans la partie NE) mais dont le plongement est variable (horizontal à vertical). Des zones mylonitiques (S_{1m}) se développent postérieurement. S_0 est considérée comme liée aux premiers stades de la mise en place des plutons, S_1 est interprétée comme résultant d'une interférence entre la mise en place et un contexte régional compressif NS, au moment de la consolidation et S_{1m} correspond à la création de zones d'instabilité mécanique en fin de consolidation du massif.

La présence plus à l'Ouest de granites semblables (Old Salobo) par leur âge (2.57 Ga), leur chimisme (granites de type A) et l'évolution métamorphique de leur encaissant (BP, HT), suggère que cet épisode magmatique n'est pas localisé mais qu'il a une extension régionale. Ceci semble d'autant plus réel que les régions de Carajás et de Rio Maria ont subi une reprise des systèmes isotopiques Rb-Sr et K-Ar à la même époque. Enfin, cette similitude pétrographique, chimique, géochronologique et métamorphique entre le domaine Estrela et le domaine Old Salobo permet de considérer que les différentes séquences volcano-sédimentaires (Salobo, Pojuca, Grão Para et Rio Novo) appartiennent à une seule et même unité.

Mots-clés: Carajás; "greenstone-belts"; Archéen; métamorphisme thermique; Complexe Granitique Estrela; granites de type A; granites syntectoniques.