



HAL
open science

Evolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Oros, Nord-Est du Brésil

Jaziel Martins Sa

► **To cite this version:**

Jaziel Martins Sa. Evolution géodynamique de la ceinture protérozoïque d'Oros, Nord-Est du Brésil. Sciences de la Terre. Université Henri Poincaré - Nancy 1, 1991. Français. NNT : 1991NAN10318 . tel-01747824

HAL Id: tel-01747824

<https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01747824>

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>

UNIVERSITE DE NANCY I
FACULTE DES SCIENCES
U.F.R. S.T.M.P.
LABORATOIRE DE PETROLOGIE
G.F.D. SCIENCES DE LA TERRE

C.N.R.S.
CENTRE DE RECHERCHES
PETROGRAPHIQUES ET
GEOCHIMIQUES

THESE

présentée pour l'obtention du titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE NANCY I

en

Pétrologie/Géologie Structurale

"EVOLUTION GEODYNAMIQUE DE LA CEINTURE
PROTEROZOIQUE D'OROS, NORD-EST DU BRESIL"

par

Jaziel Martins SA

**Soutenue publiquement le 18 décembre 1991 devant la
commission d'examen**

G. ROCCI	Président	Univ. Nancy I
J. M. BERTRAND	Directeur de Thèse	CRPG/CNRS
P. BARBEY	Examineur	Univ. Nancy I - CRPG
J. LETERRIER	Rapporteur	CRPG/CNRS
H. MARTIN	Rapporteur	Univ. de Rennes
A. VAUCHEZ	Examineur	CNRS - Montpellier Univ. Aix-Marseille
Ph. VIDAL	Examineur	Univ. Blaise Pascal CNRS - Clermont-Ferrand

PROLOGUE

Après avoir écrit la dernière page de ce mémoire, il m'est très agréable d'écrire cette première page pour exprimer ma gratitude aux personnes qui ont participé, d'une façon directe ou indirecte, à la réalisation de ce travail.

Elles sont si nombreuses que je ne sais pas bien par où commencer et, en même temps j'ai peur de commettre l'injustice d'oublier quelqu'un. De toute façon, il faut commencer et je le fais en remerciant Jimmy Bertrand, qui a accepté de me guider scientifiquement tout au long de mon séjour en France, et même avant, pendant une mission de terrain au pays chaud d'Orós. Qu'il soit assuré de ma gratitude, qui ici devient publique. J'adresse aussi ma pensée à Jacques Leterrier pour ses conseils (prodigués, parfois avec beaucoup de patience à cause de ma "tête de mule") et grâce à qui j'ai beaucoup appris dans le domaine de la géochimie des roches ignées. Ses observations ont été très précieuses pour moi, ainsi que l'amitié qui s'est développée tout au long de ces années. Merci Jacques.

Je remercie vivement Pierre Barbey et Hervé Martin pour leurs conseils ainsi que à G. Rocci, Ph. Vidal, J. Leterrier et A. Vauchez qui ont accepté d'aborder et de juger ce travail.

Au sein du CRPG, j'ai une grande dette envers l'ensemble du personnel, sans aucune exception, pour son aide technique, scientifique et même humaine. J'ai trouvé une ambiance à la fois studieuse et décontractée permettant un travail très productif. A Annie Michard, Danielle Dautel et Muriel Boher qui m'ont guidées, parfois par la main, dans l'obtention des résultats géochronologiques, j'adresse mes remerciements très sincères. Ma gratitude aussi à J.L. Zimmermann pour les données K-Ar et à A.M. Boullier, J.M. Stussi, F. Debon et R. Dall'Agnol pour les discussions fructueuses que nous avons eues. Mes remerciements à S. Sheppard qui, étant directeur du CRPG, m'a permis l'accès au centre.

L'amitié et la convivialité ainsi que l'aide personnelle de Chocho, Christian, Ploquin, Michel Champenois, Etienne, Denis, Christiane, les frères Blanchard, M. et Mme Corgiatti, Pierre, Jean-Claude, Wafa, Jacques Morel, Caroline, Guy, Mulot, Bertrand Jacquier, Robert, M. Sandrin, M. Lhote, Uriot, Cheillets, Gaston, Charoy, Francis Saupé, Bill Brown, Jean Macaudière, Suzie Pagel, Martine Noel, Anne-Lise et Annie Jeannot, qui m'ont soutenu durant ces années de travail. Je n'oublie pas Janine Gerbaut, Chantal Lehmann et Laurence Frapier pour leur aide quasi quotidienne, ainsi que Jacques Gorau et Gilbert Chrétien dont j'ai pu apprécier la compétence et la disponibilité.

Je garderai un très bon souvenir des cafés avec Jitka, Françoise et Marie à la cantine du CNRS, et leur amitié m'est très chère.

En-dehors du CRPG, je voudrais dire que j'ai beaucoup apprécié la sensibilité humaine de Bernadette et de toute sa famille.

Cette thèse a pu être initiée et poursuivie grâce à l'aide financière du CNPq pour les missions de terrain et de la CAPES/PADCT (Brésil) qui m'a accordé une bourse d'étude, ainsi que l'apport du projet "Northeast Brazil Tectonics" financé par la CEE.

Je remercie aussi l'Université du Rio Grande do Norte qui m'a permis de rester en France pendant ce temps et mes collègues brésiliens Emanuel, Fernando, Maria Helena,

Hilário, Roberto, Salim et Domingos, qui ont participé avec moi à des missions de terrain. Leurs suggestions et remarques m'ont été très profitables.

J'espère me souvenir toujours de mes collègues thésards et des bons moments d'étudiants que nous avons passé ensemble. Je cite les marocains Zouhair, Chafik et Saida, le belge Bruno, le grec Simos, le congolais Djama, le français Michel, l'algérien Moussa, le tunisien Raouf, les albanais Mynyr et Arben et les mexicains Laetitia et Martinez: c'était vraiment cosmopolite. Mes remerciements s'adressent aussi à ceux qui ont essayé de comprendre ce que je voulais dire en écrivant en français et qui ont fait les corrections de mes textes. Ils sont très nombreux et je leur dois les phrases qui restent correctes, les autres phrases je les prends sous ma responsabilité, toutefois je remercie infiniment le jury d'avoir essayé de me comprendre. Pour moi, apprécier toutes les nuances de la langue française a été (et continue à être) très difficile.

Mes pensées vont aussi à la communauté brésilienne de Nancy-Vandoeuvre dont l'amitié nous a beaucoup aidés lors de notre séjour en France.

Enfin je remercie aussi de tout mon coeur pour leur soutien, même lointain, ma mère et mes frères, et de plus près, Beta, Jazielli et Juliana pour leur appui quotidien et leur aide pour supporter les hivers de Nancy.

Merci à tous.

RESUME

La ceinture plissée précambrienne d'Orós, objet de cette thèse, est placée dans la partie centro-occidentale de la Province Borborema, Nord-Est du Brésil. Cette province est subdivisée en plusieurs ceintures qui associent un socle gneissique d'âge Archéen/Protérozoïque inférieur et des séquences volcano-sédimentaires Protérozoïques.

Encaissée entre un socle Archéen à l'Est (ca. 2600 Ma) et Archéen/Protérozoïque inférieur à l'Ouest, la ceinture d'Orós est composée d'une séquence métasédimentaire comportant, à proximité de sa base, un complexe volcanique bi-modal (méta-andésites/amphibolites et métarhyolites). L'ensemble est recoupé successivement par des granites porphyriques (gneiss ocellés), des (méta)gabbros et des granites microporphyriques (orthogneiss microporphyriques).

Les données obtenues par les méthodes U-Pb sur zircon, Rb-Sr et Sm-Nd sur roches totales ont fourni des âges de 1800 Ma pour le complexe volcanique, 1680 Ma pour les gneiss ocellés, 880 Ma pour les métagabbros et 665 Ma pour les orthogneiss microporphyriques. Ces âges sont interprétés comme représentant l'époque de la mise en place et de la cristallisation de ces roches et caractérisent donc un minimum de quatre périodes magmatiques distinctes dans la ceinture.

Les amphibolites et andésites qui constituent la base de la séquence volcanique, bien que composent deux séries géochimiquement disjointes, montrent des signatures semblables à celles des basaltes shoshonitiques d'arc volcaniques. Les rhyolites sont situées stratigraphiquement au dessus des andésites et présentent des caractéristiques chimiques de magmas sub-alkalins à monzonitiques. Par contre, le gneiss ocellé qui s'est mis en place environ 120 Ma après les séries volcaniques montre des caractéristiques chimiques de magmas alcalins et une claire signature de magmatisme anorogénique (type A). Le plutonisme mafique est représenté par des roches de composition gabbroïque dominante avec des textures de cumulats; leur âge de 880 Ma et leur signature isotopique Sm-Nd conduisent à proposer que ces roches ont été engendrées par la fusion d'un manteau appauvri de type DM dans un environnement anorogénique.

Un modèle global de l'évolution géodynamique pour la ceinture d'Orós est proposé: 1) Le volcanisme basique, qui présente une signature géochimique semblable aux basaltes d'arc volcanique, s'est mis en place sous l'effet de processus de relaxation crustale accompagnant la formation d'un "rift" passif,

vers 1800 Ma; 2) La montée des andésites a induit une fusion partielle en base de croûte qui a produit les rhyolites sub-alcalines; 3) A 1680 Ma, durant une période en distension franche avec collapse et sédimentation ("rift" actif), des roches plutoniques alcalines (gneiss ocellés) de dérivation crustale se sont mises en place; 4) Vers 880 Ma, l'intrusion de roches plutoniques mafiques a eu lieu dans un environnement anorogénique; 5) A la fin du Protérozoïque supérieur, la région a subi une phase de compression majeure rapportée au cycle orogénique Brésilien (= Panafricain); cette orogénèse a été accompagnée par la formation de granites microporphyriques de type S et l'achèvement des activités orogéniques est datée par la fermeture du système K-Ar, vers 520 Ma.

La ceinture d'Orós représente donc un bassin intracontinental associé à des processus d'extension crustale probablement liés à des phénomènes de relaxation post-orogéniques, au début du Protérozoïque moyen.

L'architecture actuelle de la chaîne, établie par l'orogénèse brésilienne, présente une succession de phases de plissement et cisaillements ductiles avec des caractéristiques dominantes de déformation coaxiale (cisaillement pur). Le métamorphisme associé à ces phases tectoniques est responsable de la cristallisation des minéraux index de métamorphisme tels que staurotide, andalousite et grenat. Le géothermomètre biotite-grenat a établi que le pic du métamorphisme correspond aux conditions du faciès amphibolite inférieur. La migmatisation qui a affecté le socle, précède temporellement, du moins à l'Est, l'installation du bassin d'Orós et marque une discordance tectonométamorphique entre le socle et les formations supracrustales de la ceinture.

En-dehors de la Province Borborema et à l'échelle du continent, les séquences Uatumã, Espinhaço et Araí présentent des âges et des environnements sédimentaires et magmatiques semblables à la séquence d'Orós et sont globalement corrélées. Elles peuvent donc correspondre à une période d'extension crustale majeure au Protérozoïque moyen inférieur, dans le bouclier du Brésil.

ABSTRACT

The Orós belt is located in the Borborema Province, Northeast Brazil. This Province includes an Archaean/Early Proterozoic basement and several Proterozoic mobile belts.

The Orós belt is formed by a sedimentary sequence with basic and acid lava flows emplaced close to the base of the sedimentary sequence and cross-cut by plutonic rocks. These igneous rocks define independent suites from gabbroic or basaltic to highly evolved granitic or rhyolitic terms. U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd data yielded ages of 1800 Ma for the volcanic rocks, 1680 Ma for the augen gneisses, 880 Ma for the metagabbros and 665 Ma for the microporphyric orthogneisses. These data are interpreted as emplacement ages.

The andesites and amphibolites, although representing independent magmatic suites, both display geochemical affinities with transitional to K-alkaline magmas and tectonic setting patterns similar to shoshonitic island arc basalts. The overlying rhyolites exhibit characteristics of subalkaline to monzonitic magmas and tectonic setting signature which can be interpreted as post-collisional or within-plate. On the other hand, the augen gneisses which are 120 Ma younger than the volcanic sequence are evolved alkaline magmas with a clear anorogenic (within-plate) tectonic setting signature (A type granites) whereas the mafic plutonic rocks are cumulates. Based on the 880 Ma age of these gabbros and their isotopic Sm-Nd signature, these rocks must represent a depleted mantle-derived melting emplaced in an anorogenic setting.

A global model of the Orós belt geodynamic evolution is proposed: 1) Andesites and amphibolites are emplaced at the first step of the generation of the Orós sequence (1800 Ma ago), during strain relaxation processes and consequently passive rift formation; 2) The generation of the subalkaline rhyolites, spatially associated with the andesites, could have been induced by the rising of this basic magma into the continental crust; 3) 1680 Ma ago, the augen gneisses are intruded during the collapse and sedimentation, a period of progressive extensional behaviour and active rift formation; 4) The mafic plutonic rocks are also intruded in an anorogenic setting, 880 Ma ago; 5) In upper Late Proterozoic times, long after its completion, the Orós basin was affected by the Brasiliano (Panafrikan) orogenic cycle which generated the syntectonic microporphyric orthogneisses, ca. 650 Ma ago; K-Ar dating of 520 Ma represent the final exhumation of this orogenic cycle. So, according to this

evolutionary model, the Orós belt is proposed to represent an intracontinental lower mid-Proterozoic rift initially related to strain relaxation of the crust.

The actual framework of the Orós belt, established during the Brasiliano orogeny, displays several folding phases coeval with ductile shear zones which coaxial deformation (pure shear) is predominant. Metamorphism associated with these deformation phases is responsible for porphyroblast growth as staurolite, andalusite and garnet. Biotite-garnet geothermometry has shown that the peak metamorphic conditions was in lower amphibolite facies. The migmatization processes evidenced in the basement occurred previously to the Orós basin formation, at least for the eastern basement, and outline a tectonometamorphic discordance between this basement and the supracrustal rocks of the Orós belt.

Outside of the Borborema Province at a continental scale, the Uatumã, Espinhaço and Araí Groups show sedimentary and magmatic environment and ages similar to these of the Orós sequence and may be globally correlated. All these sequences outline a major, continental-size, extensional event that occurred in lower mid-Proterozoic times in the Brazilian shield.

RESUMO

A Faixa Orós, objetivo desta tese, está geologicamente enquadrada na porção centro-ocidental da Província Borborema, Nordeste do Brasil. Esta província é composta de um embasamento Arqueano/Proterozóico inferior e várias coberturas dobradas de idade Proterozóica.

A faixa tema deste trabalho repousa discordantemente sobre um embasamento oriental Arqueano (2600 Ma) e ocidental Proterozóico inferior ou Arqueano e compreende um vulcanismo bi-modal (anfíbolitos/meta-andesitos e metariolitos) intercalado próximo a base da sequência sedimentar. Este grupo de rochas são intrudidas por augen gnaiesses, metagabbros et ortognaisses microporfíricos. Dados obtidos pelos métodos U-Pb, Rb-Sr et Sm-Nd fornecem idades de 1800 Ma para as rochas vulcânicas, 1680 Ma para os augen gnaiesses, 880 Ma para os metagabbros e 665 Ma para os ortognaisses microporfíricos. Estes valores são considerados como idades de colocação e cristalização destas rochas e definem um mínimo de quatro períodos de atividades magmáticas dentro desta faixa.

Os anfíbolitos e meta-andesitos, que estão na base da sequência vulcânica, apesar de oriundos de fontes distintas, apresentam ambos padrões comparáveis aos basaltos shoshoníticos de arcos vulcânicos. Os metariolitos, sobrepostos aos meta-andesitos, apresentam características de magmas sub-alcálinos a monzoníticos e um comportamento geoquímico intermediário entre os granitos pós-colisionais e anorogênicos, enquanto que os augen gnaiesses alcálinos, que são 120 Ma mais jovens, exibem padrões típicos de granitos anorogênicos (tipo A). Os gabbros, que cortam os anfíbolitos e representam cumalatos, pela sua idade de 880 Ma e assinatura isotópica Sm-Nd, devem representar rochas originárias de um reservatório mantélico empobrecido do tipo DM, gerados em um contexto anorogênico.

Um modelo geral para a evolução geodinâmica desta faixa é proposto: 1) O vulcanismo básico, que apresenta uma assinatura de basaltos shoshoníticos de arcos vulcânicos, teve a sua colocação e cristalização sob os efeitos de relaxamento e conseqüente distensão crustal e formação de um "rift" passivo, que começou em torno de 1800 Ma; 2) A subida dos andesitos à base da crosta, induziu uma fusão parcial na crosta, a qual originou os riolitos; 3) Durante períodos francamente extensivos com colapso, sedimentação e conseqüente instalação de um "rift" ativo, os augen gnaiesses alcálinos foram intrudidos, a cerca de 1680 Ma; 4) Em torno de 880 Ma atrás, ainda em condições anorogênicas,

VIII

as rochas plutônicas máficas se colocaram; 5) No fim do Proterozóico superior, muito tempo após a instalação desta bacia, o ciclo orogênico Brasileiro gerou os ortognaisses microporfíricos com idade de 665 Ma; datações K-Ar marcam a exumação final deste ciclo em torno de 520 Ma. A faixa Orós é então proposta como representante de uma bacia intracontinental, na qual as atividades iniciais de extensão estariam ligadas a processos de relaxação pós-orogênicas, no início do Proterozóico médio.

O arcabouço tectônico desta faixa foi estabelecido unicamente pelo ciclo Brasileiro que deformou a sequência sedimentar e rochas ígneas associadas, com o desenvolvimento de fases de dobramentos e extensivos cisalhamentos com características dominantes de uma deformação do tipo coaxial (cisalhamento puro). O metamorfismo associado cristalisou minerais índices de metamorfismo tais como staurolita, andalusita e granada, e a aplicação do geotermômetro biotita-granada indica que o pico do metamorfismo deve ter sido em condições da facies anfíbolito inferior. Ressalta-se porém que a deposição da sequência de Orós se processou sobre um embasamento já migmatizado antes dos processos de rifteamento.

De acordo com os dados de outras sequências que não pertencem a Província Borborema, as sequências Uatumã, Espinhaço e Araí apresentam idades e ambientes sedimentares e magmáticos similares a Orós e poderiam ser globalmente correlacionadas. Estas sequências seriam então os marcadores de uma época importante de extensão crustal, numa escala continental, que aconteceu no início do Proterozóico médio no escudo precambriano do Brasil.

SOMMAIRE

	<i>pages</i>
PROLOGUE	I
RESUME	III
ABSTRACT	V
RESUMO	VII
SOMMAIRE	IX
I - INTRODUCTION GENERALE	1
I.1 - Introduction	1
I.2 - Cadre géologique régional	1
II - STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE	5
II.1 - Stratigraphie	5
a) <i>Socle</i>	5
b) <i>La séquence volcano-sédimentaire</i>	6
c) <i>Les roches plutoniques</i>	7
d) <i>Les sédiments Mésozoïques non déformés</i>	8
II.2 - Pétrographie	10
a) <i>Les roches volcaniques</i>	10
b) <i>Les métasédiments</i>	11
c) <i>Les roches plutoniques</i>	14
III - GEOLOGIE STRUCTURALE	17
III.1 - Introduction	17
III.2 - Les phases de déformation	17
III.3 - L'évolution tectonique	28
III.4 - Etude de la déformation finie	30
III.4.1 - <i>Introduction</i>	30
III.4.2 - <i>La zone de cisaillement occidentale</i>	32
III.4.3 - <i>La zone de cisaillement orientale</i>	33
III.4.4 - <i>Comparaison entre les méthodes de Féret et de Dunnet</i>	39
III.4.5 - <i>Les mesures sur quartzites (méthode de Fry)</i>	39
III.4.6 - <i>Discussion</i>	41
Planches photographiques	48

	<i>pages</i>
IV - METAMORPHISME	59
IV.1 - Introduction	59
IV.2 - Les foliations et les paragéneses minérales	60
IV.3 - L'évolution minérale	66
IV.4 - Chimie des micaschistes (roche totale)	69
IV.5 - Chimie des minéraux	72
IV.5.1 - <i>Introduction</i>	72
IV.5.2 - <i>Les analyses des minéraux</i>	75
IV.5.3 - <i>Géothermométrie</i>	77
IV.6 - Discussion	80
Planches photographiques	92
V - GEOCHRONOLOGIE	105
V.1 - Introduction	105
V.2 - Données géochronologiques antérieures	108
V.3 - Résultats analytiques	110
V.4 - Discussion	113
V.5 - Conclusions	115
Planches photographiques	119
VI - GEOCHIMIE DES ROCHES IGNEES	123
VI.1 - Introduction	123
VI.2 - Signature magmatique des séries ignées	128
VI.2.1 - <i>Introduction</i>	128
VI.2.2 - <i>L'orthogneiss à hornblende et l'orthogneiss du socle</i>	128
VI.2.3 - <i>Les unités de la ceinture d'Orós</i>	129
VI.3 - Approche du cadre géodynamique de mise en place	138
VI.3.1 - <i>Introduction</i>	138
VI.3.2 - <i>Les roches basiques</i>	139
VI.3.3 - <i>Les roches acides</i>	139
VI.4 - Discussion	141
VII - APPROCHE PETROGENETIQUE	149
VII.1 - Introduction	149
VII.2 - Discussion	151

VIII - EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET CONCLUSIONS GENERALES	155
VIII.1 - Introduction	155
VIII.2 - Conclusions	160
VIII.3 - Discussion: comparaison avec d'autres séquences, le volcanisme en régime extensif	161
EPILOGUE	168
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	169
<i>ANNEXE: Figure 1.2 - Carte Géologique de la Ceinture d'Orós</i>	

I - INTRODUCTION GENERALE

I.1 - Introduction

La ceinture plissée d'Orós est située dans la partie Sud-Est de l'état du Ceará, Nord-Est du Brésil (Figure I.1). La région concernée par cette étude couvre une surface d'environ 1200 km², limitée par les coordonnées géographiques de 6°00' à 6°28' de latitude Sud et 38°52' à 39°10' de longitude Ouest de Greenwich (Figure I.2, en annexe).

Le but de cette étude est de présenter la cartographie géologique de cette ceinture (Figure I.2, en annexe), les relations stratigraphiques entre les différentes unités et leur pétrographie, l'évolution tectonique et métamorphique et l'étude géochimique sur roche totales qui a été focalisé notamment sur les roches ignées et complétée par une étude géochronologique. D'après ces données, un modèle d'évolution géodynamique de cette ceinture est proposé ainsi que des comparaisons avec d'autres séquences du Brésil.

Pendant notre séjour en France, nous avons bénéficié d'une bourse accordée par le Gouvernement Brésilien (PADCT/CAPES-MEC).

I.2 - Cadre géologique régional

La ceinture d'Orós appartient à la Province géologique Borborema telle que l'ont défini Almeida et al. (1977). Cette Province est composée d'un socle d'âge Archéen/Protérozoïque inférieur et de plusieurs ceintures plissées Protérozoïques. Elle est limitée par le Craton São Francisco au Sud et le bassin Phanérozoïque de Parnaíba à l'Ouest. Même si l'histoire Protérozoïque n'étant bien connu, la tectogenèse était généralement rapporté comme brésilienne (= panafricaine) (Almeida et al., 1977). A part d'autres grandes structures, il est remarquable que cette province est recoupée par deux grands cisaillements crustaux d'échelle continentale (les décrochements dextres de Patos et de Pernambuco) qui la divise en parties septentrionale, centrale et méridionale (Figure I.1).

Ces dernières années, plusieurs hypothèses ont été proposées pour l'âge

et l'évolution géodynamique de cette province.

1) Un premier modèle propose que certaines séquences lithologiques, notamment les formations métasédimentaires de base affleurant dans la ceinture du Seridó, se sont déposées au Protérozoïque inférieur, mais que la plupart des dépôts volcano-sédimentaires qui les surmontent sont d'âge Protérozoïque moyen et surtout supérieur (p. ex. Brito Neves, 1983; Santos et Brito Neves, 1984; Caby, 1985; Caby et Arthaud, 1986). Les âges les plus anciens correspondant à des datations Rb-Sr (ca. 2,0 Ga) d'orthogneiss plutoniques (Macedo et al., 1984) qui recoupent les formations basales de la chaîne du Seridó et sa prolongation au sud sont interprétés par Caby (1985, 1989) comme représentant des intrusions anorogéniques. Dans ce modèle, toutes les déformations ductiles enregistrées dans ces ceintures supracrustales sont attribuées au cycle orogénique brésilien (ca. 600 Ma).

2) Un deuxième modèle (Jardim de Sá, 1984; Jardim de Sá et Sá, 1987; Jardim de Sá et al., 1987, 1988; Macedo et al., 1984, entre autres) considère que certaines ceintures (comme la séquence de Seridó et sa prolongation au sud jusqu'à la ceinture de Riacho do Pontal, ou la partie centrale du Ceará) auraient un âge de formation Protérozoïque inférieur et auraient été affectées d'abord par l'orogénèse transamazonienne (= éburnéenne) et réactivées au cours du cycle brésilien. Par contre, pour certaines ceintures marginales de la Province Borborema, ils envisagent une évolution monocyclique en relation avec l'orogénèse brésilienne. Ce modèle polycyclique est principalement basée sur: 1) l'interprétation en terme des intrusions synorogéniques des orthogneiss datés à 2,0 Ga et 2) la discordance stratigraphique de la couverture cratonique d'âge Protérozoïque moyen (Groupe Espinhaço) qui repose sur les nappes de la chaîne de Riacho do Pontal au sud-ouest de la Province Borborema, impliquant pour ces structures chevauchantes un âge pré-Protérozoïque moyen.

En fait, les deux modèles sont basés sur quelques contraintes de terrain et isotopiques, qui deviennent "les points clés" ou sont "sur-valorisés" par les tenants de chaque modèle défendu. Le modèle polycyclique sur-valorise les âges Rb-Sr ca. 2,0 Ga sur les gneiss oeillés, qui sont interprétés comme l'âge de mise en place en conditions orogéniques (orogénèse transamazonienne). L'autre point utilisé pour conforter ce modèle, est la couverture en discordance des sédiments du Groupe Espinhaço sur les structures tangentielles de la ceinture de Riacho do Pontal qui affectent aussi les gneiss oeillés. Le Groupe Espinhaço est considéré comme Protérozoïque moyen, basé sur des rhyolites datées uniquement par la méthode Rb-Sr (Brito Neves et al., 1979); la position stratigraphique de ces rhyolites est actuellement remise en question par

quelques auteurs. Toutefois il n'y a pas de doute que le Groupe Espinhaço est recouvert par le Groupe Bambuí, clairement d'âge voisin de 1,0 Ga (fossiles et géochronologie).

Dater par plusieurs méthodes les gneiss ocellés qui recourent les formations supérieures de ces chaînes "polycycliques" et essayer de caractériser par la chimie la signature géodynamique de la génération de ces magmas pourra aider à résoudre ces problèmes. A cet effet une coopération est en cours entre les chercheurs de l'Université de Natal (Brésil) et ceux du CRPG (Nancy, France). Cependant, Brito Neves et al. (1990) ont obtenu des âges ca. 1,0 Ga (U-Pb sur zircon) sur des rhyolites intercalées dans les schistes de la chaîne (supposée polycyclique) Salgueiro-Cachoeirinha, interprété comme un âge de mise en place et de sédimentation du Groupe homonyme. Cet âge, en faveur de l'hypothèse monocyclique, peut être aussi questionné parce que les points sont très discordants et ce résultat peut bien représenter un mélange de deux événements, voire être sans signification géologique.

De notre point de vue, le premier modèle est très simpliste en reconnaissant le même type d'évolution géodynamique pour toutes les ceintures de la Province Borborema, parce que il y a de grandes différences, surtout de caractère structural, entre la chaîne Seridó, par exemple, et la chaîne du NW Ceará. Le caractère tangentiel des anciennes structures (transamazoniennes ?) avec sens de mouvement vers le Sud est bien constant dans toutes les chaînes considérées comme étant éburnéennes (y compris les gneiss ocellés), par contre ce caractère n'est pas observé dans l'autres chaînes typiquement brésilienne.

La ceinture d'Orós échappe à cette controverse car tout le monde admet son caractère monocyclique, du fait de l'âge établi à 1,7-1,8 Ga (Macedo et al., 1988) donc post-transamazonien, pour les formations volcaniques qui sont intercalées à la partie basale de la séquence sédimentaire d'Orós. De plus, des orthogneiss datés à 665 Ma et considérés par Sá et al. (1988) comme des intrusions synorogéniques, présentent les mêmes structures que l'ensemble de la séquence volcano-sédimentaire (voir Chapitres III et V).

D'après Dantas et al. (1974), les unités d'Orós appartiennent au Groupe Ceará défini dans la région centrale d'état du Ceará et Ries (1977) corrèle ce Groupe Ceará aux couvertures plissées de la ceinture Salgueiro-Cachoeirinha. Cependant, Sá et al. (1988) considèrent les unités d'Orós comme étant très différentes sur plusieurs aspects du Groupe Ceará et proposent une dénomination de Groupe Orós indépendant et non corrélé avec les autres ceintures de la Province Borborema.

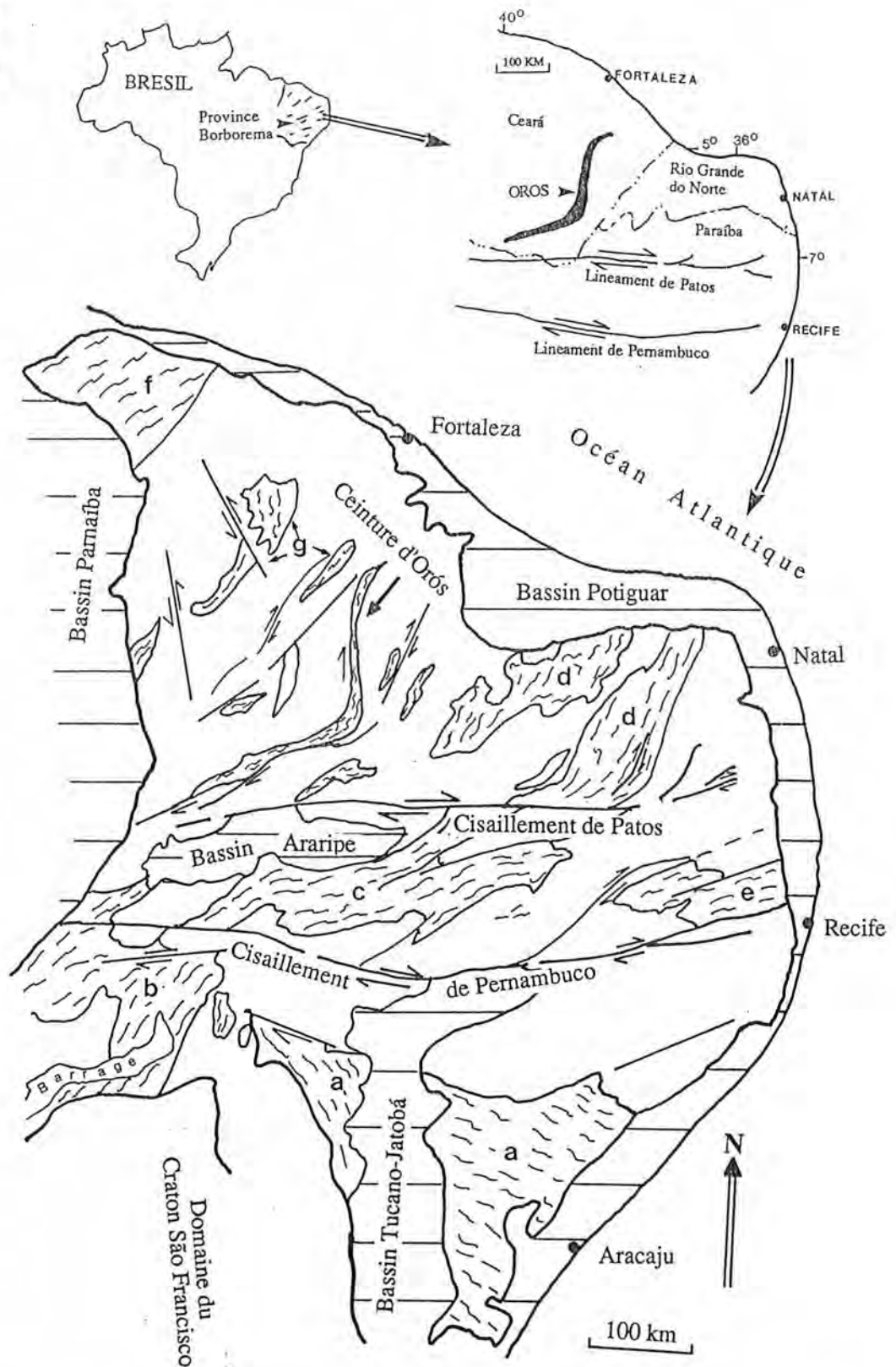
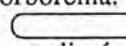
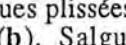
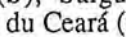


Figure I.1 - Carte de localisation de la ceinture d'Orós et esquisse géologique de la Province Borborema. Symboles: Socle Archéen/Protérozoïque inférieur et intrusions granitiques , couverture Phanérozoïque  et ceintures Protérozoïques plissées et intrusions granitiques  de Sergipe (a), Riacho do Pontal (b), Salgueiro-Cachoeirinha (c), Seridó (d), l'Est du Pernambuco (e), Nord-Ouest du Ceará (f) et région central du Ceará (g).

II - STRATIGRAPHIE ET PETROGRAPHIE

II.1 - Stratigraphie

a) Socle

Trois unités distinctes constituent le socle de la ceinture d'Orós: une association d'orthogneiss granitiques et de gneiss rubanés bordent la ceinture à l'Est tandis que des paragneiss à biotite représentent le socle de l'Ouest. L'intense migmatisation observée dans le socle est restreinte à ces unités, soulignant une discordance métamorphique entre les roches supracrustales qui composent la ceinture et le socle (Figure II.1).

Le socle de l'Est - Les relations spatio-temporelle entre les roches qui forment le socle de l'Est sont bien définies. Les orthogneiss recoupent les gneiss rubanés et ont fourni un âge Rb-Sr sur roche totale d'environ 2,6 Ga (Sá et al., 1988), interprété comme l'âge minimum de mise en place de ces roches. Des âges similaires ont été déterminés pour le socle archéen de la région de Tróia (Pessoa et al., 1986) dans la partie centrale du Ceará.

Les orthogneiss affleurent à la bordure ouest des gneiss rubanés. Ce sont des roches de teinte grise, fortement foliées, à texture granoblastique et constituées de l'association de quartz, microcline, plagioclase et biotite. Leur composition modale permet de les rattacher aux monzogranites de la classification de Streckeisen (1976). Le zircon et l'apatite sont les principaux accessoires avec parfois de l'épidote, de la sericite et de la chlorite comme minéraux secondaires. La texture prédominante est équigranulaire granoblastique avec quelques mégacristsaux de microcline. Du fait de la déstabilisation de la biotite et du quartz pour former du microcline, ainsi que textures de microclinisation aux bordures de plagioclases et la présence de mobilisation néosomatique, on peut supposer que cette roche avait, avant d'être métamorphisée, une composition granodioritique. Le plagioclase est toujours maclé selon la loi d'Albite, montrant aussi une texture interstitielle comme le quartz. Les biotites sont subautomorphe millimétriques, quelques fois concentrées en rubans orientés parallèles à la foliation métamorphique.

Quelques analyses chimiques de ces roches ont été faites et seront présentées dans le Chapitre VI.

Le socle de l'Ouest - Les gneiss à biotite de l'ouest sont des roches d'origine sédimentaire et de nature prédominante pélitique-psammitique, riches en minéraux alumineux. Les mobilisats à quartz et quartz + feldspath sont fréquents. Localement, à cause d'intenses phénomènes d'anatexie "in situ", cette roche présente des textures de remobilisation et de digestion complète, formant des structures de type "schlieren". Elle est composée de biotite, microcline, quartz et feldspath, avec parfois des ségrégations de sillimanite (fibrolite) et grenat.

Il n'y a pas de contraintes de terrain qui permettent de définir les relations spatiales entre le socle de l'Ouest et de l'Est, toutefois les métasédiments de l'Ouest présentent des similarités avec les roches du Groupe Ceará dans la région de Independencia, décrites par Dantas et al. (1974) et considérées par Jardim de Sá (1984) comme d'âge Protérozoïque inférieur. Si cette corrélation est correcte, il est possible de proposer un socle d'âge Archéen à l'Est de la ceinture d'Orós et d'âge Protérozoïque inférieur à l'Ouest, comme cela est présenté dans la colonne stratigraphique (Figure II.1).

b) La séquence volcano-sédimentaire

Cette séquence volcano-sédimentaire a été d'abord identifiée par Braga et Mendonça (1984). Les métasédiments pélitique-psammitiques avec des intercalations de roches volcaniques sont les unités type d'Orós. En dépit de la déformation superposée, les structures primaires de ces roches peuvent être préservées donnant des informations sur la base et sommet de la séquence et permettant, de cette façon, une reconstitution stratigraphique.

A l'Est de la ceinture d'Orós, des métagrauwackes alumineuses associés à de minces niveaux discontinus de quartzites forment la base de la pile, avec d'importantes coulées de lave. Les roches volcaniques sont représentées par un niveau décamétrique de composition essentiellement andésitique recouvert par des rhyolites puissantes de plusieurs centaines de mètres d'épaisseur qui sont, à leur tour, surmontées par des micaschistes. Les contacts entre les andésites et les rhyolites sont imbriqués, impliquant un synchronisme de mise en place au moins pour les dernières coulées andésitiques et les premières émissions rhyolitiques.

A l'ouest, la séquence sédimentaire du bassin d'Orós débute par le dépôt de pélites. On trouve ensuite, en montant dans la colonne stratigraphique, des niveaux continus de plusieurs dizaines de mètres de puissance d'arénites. Vers le sommet les matériaux pélitiques avec de minces intercalations discontinues de calcaires, marnes, arénites et roches volcaniques basiques à intermédiaires dominant. A proximité du principal niveau de quartzite de la partie occidentale, il y a un niveau discontinu de roches amphibolitiques d'épaisseur métrique qui affleure sur plusieurs centaines de mètres de longueur. La signification stratigraphique de ces amphibolites n'est pas claire sur le terrain parce que nous ne savons pas s'il s'agit de coulées de laves intercalée dans la partie inférieure de la séquence ou de sills ou de dykes. La seule relation de terrain est qu'il est recoupé par des roches plutoniques mafiques mais sa signification stratigraphique au sein de la séquence volcano-sédimentaire reste à préciser.

Toute cette pile a été déformée, métamorphisée et partiellement recouverte par les sédiments qui constituent le petit bassin Mésozoïque de Lima Campos (Figure II.1).

c) Les roches plutoniques

Plusieurs ensembles de roches plutoniques mafiques et acides sont intrusives dans la séquence volcano-sédimentaire.

La plus importante en volume est représentée par un granite porphyrique (aujourd'hui un gneiss oillé) situé le long de toute la bordure est, entre le socle et la séquence volcano-sédimentaire. Il recoupe l'orthogneiss du socle, ainsi que les roches volcaniques proches de la base de la pile et au moins une partie des métapélites et ses intercalations. Associée spatialement à cette unité, une veine de plusieurs kilomètres de longueur et de composition syénogranitique est intrusive dans et à la bordure du gneiss oillé.

Un autre complexe intrusif acide s'est mis en place entre le socle de l'ouest et les schistes. Il s'agit de granites microporphyriques (orthogneiss microporphyrique).

Une série de plutonites mafiques à ultramafiques de largeur maximale d'environ 400 mètres et une dizaine de kilomètres de longueur est intrusive dans les quartzites et micaschistes proche à la bordure ouest de la ceinture (Figure I.2, en annexe).

La chronologie relative de ces ensembles plutoniques n'a pas pu être définie sur le terrain et ont été proposées sur la base des données géochronologiques disponibles. Cependant, la position plan axiale de

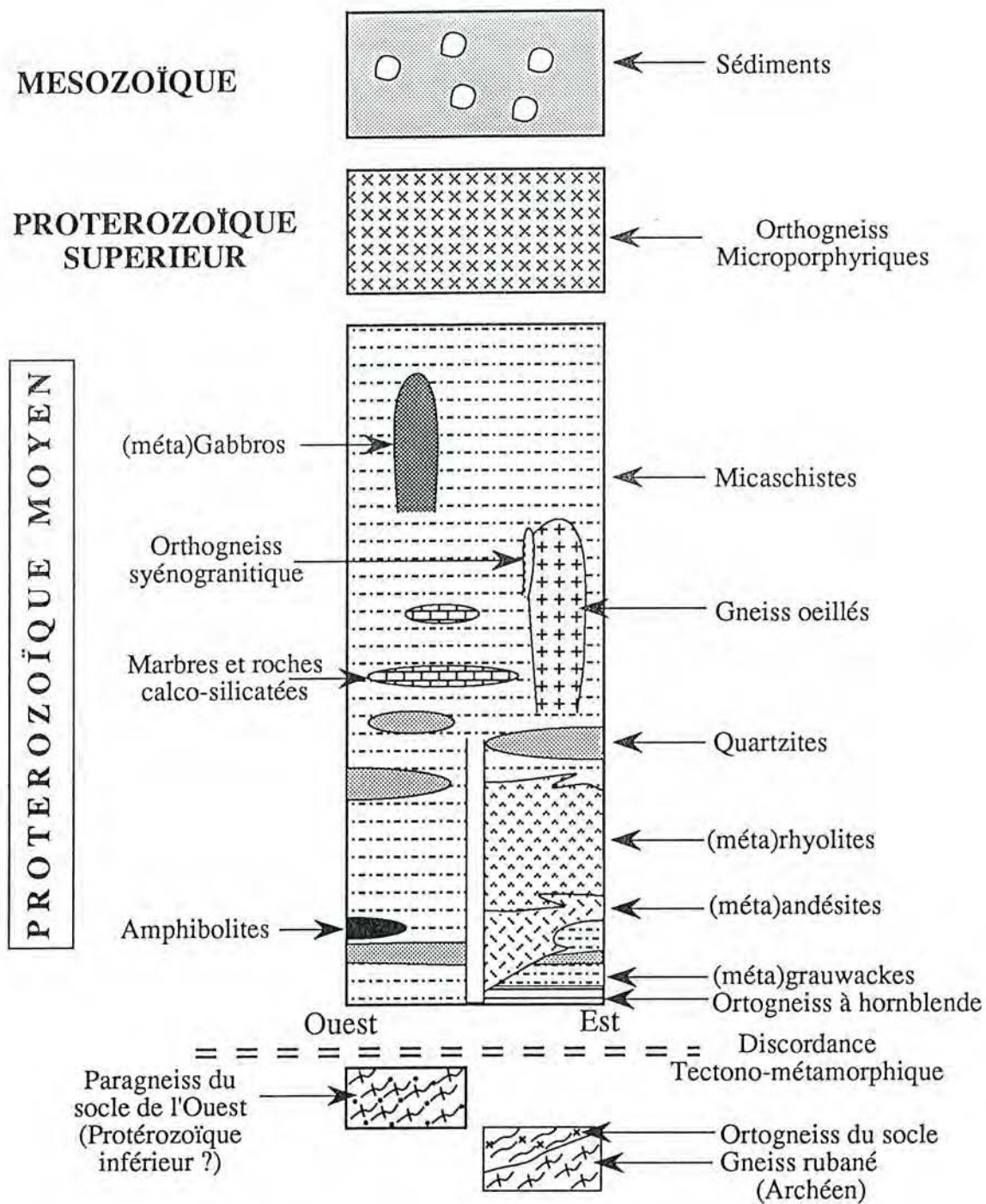
l'orthogneiss microporphyrrique (Photo III.3) suggère une mise en place synchrone des déformations et les datations ont fourni un âge Protérozoïque supérieur. Les datations Sm-Nd montrent que les roches intrusives mafiques sont plus jeunes que les gneiss ocellés et plus anciennes que l'orthogneiss microporphyrrique (Chapitre V). Pour cela, toutes ces roches sont placées dans la colonne avec le gneiss ocellé, le syénogranite, la série mafique-ultramafique et l'orthogneiss microporphyrrique en ordre stratigraphique ascendant.

Un autre ensemble de roches plutoniques est représenté par les orthogneiss à hornblende. Ils affleurent à l'Est, entre la ville de Lima Campos et la ville d'Orós où ils sont recoupés par les gneiss ocellés et sont structuralement concordants par rapport aux métagrauwackes de la base de la séquence volcano-sédimentaire. Mis à part ces relations, nous n'avons pas d'autres contraintes pour caler cette unité dans la stratigraphie de la ceinture d'Orós. Ils ne présentent pas la migmatisation qui a affecté le socle et les relations avec les métasédiments de la base de la ceinture d'Orós ne sont pas claires du fait que les contacts exposés sont mylonitisés. Deux interprétations sont possibles: soit ils se sont mis en place au début de la sédimentation, avant les roches volcaniques proche à la base, soit ils appartiennent au socle. Dans ce deuxième cas il y a la restriction concernant la migmatisation, toutefois comme il s'agit d'une roche moins quartzreuse et biotitique, nous pouvons supposer que l'absence de mobilisats néosomatiques est due plutôt à une composition minéralogique moins propice au développement de ces mobilisats. On note cependant la présence dans ces roches, même restreinte, de microcline interstitiel néoformé, qui caractérise des conditions PT proches de la migmatisation. Dans la colonne de la Figure II.1, ces orthogneiss à hornblende sont placés à la base de la séquence d'Orós, ce qui représente une position stratigraphique maximale vers le sommet, toutefois il faut la considérer avec réserve, faute de contraintes géochronologiques, en notant qu'ils peuvent bien être associés temporellement au socle Archéen.

d) Les sédiments Mésozoïques non déformés

Au sommet de la stratigraphie sont placés des sédiments sans déformation de caractère ductile. Ces sédiments sont surtout des arénites et argilites déposés dans de petits bassins "pull apart" contrôlés par des failles normales. Comme ils n'appartiennent pas aux objectifs de notre étude, seule leur délimitation a été cartographiée. Il s'agit de sédiments mésozoïques et des études plus détaillées ont été faites par Senant et Popoff (1989) et Senant (1991).

Figure II.1 - Colonne lithostratigraphique de la séquence d'Orós.



II.2 - Pétrographie

a) Les roches volcaniques

Dans la ceinture plissée d'Orós, on peut identifier trois unités de roches volcaniques qui sont: andésites, rhyolites et amphibolites.

L'unité **méta-andésitique** présente des compositions variées à partir de termes relativement primitifs représentés par des andési-basaltes, passant par des andésites qui forment le terme dominant, jusqu'à une composition dacitique. Ces roches présentent une texture aphanitique à phanéritique fine et une couleur vert foncé. Les termes plus basiques sont riches en biotite et amphibole (hornblende et actinote-tremolite) et montrent aussi des plagioclases et des opaques. Vers les termes les plus évolués de la série, on constate l'augmentation de la teneur de quartz, du plagioclase, l'apparition du microcline et par contre la diminution de la quantité d'amphibole. Même si quelques textures primaires sont bien préservés en lames minces, la fabrique de la roche est affectée par la tectonique, qui est denoté par l'étirement des cristaux, la réorientation des biotites et parfois de la hornblende. Le développement de fins rubans métamorphiques a été observé localement. La présence d'épidote, de fines veines de calcite et de quartz, ainsi que la déstabilisation de la hornblende pour former de l'actinote et la formation de chlorite secondaire sont dues au métamorphisme. Il n'a pas été observé dans ces roches de pyroxène primaire, toutefois la présence occasionnelle de diopside métamorphique a été constaté. Du point de vue stratigraphique, les termes plus basiques (échantillon 10L) sont situés à la base de la séquence et les plus évolués au sommet (échantillon 10A et 10B) (voir Tableau VI.1).

Les **méta-rhyolites** montrent une variation de composition plus étroite que celle de l'unité précédente. Ce sont de rhyolites "sensu stricto", avec des textures toujours porphyriques où le quartz et le microcline forment des phénocristaux dans une matrice fine. Ces minéraux sont accompagnés par de la biotite et du plagioclase, avec du zircon, de l'apatite et des opaques comme accessoires. Les phénocristaux de quartz sont habituellement étirés et de couleur bleue. Ils présentent souvent des bandes d'extinction. Ceux de microcline, de taille centimétrique, sont toujours maclés selon Albite-Periclina. Les opaques automorphes sont surtout des magnétites. Les textures primaires des cristaux de feldspaths sont préservées, toutefois les textures de "récupération" de quartz et microcline avec bordures granulaires et textures en mortier sont due à la déformation ductile. Les processus de

saussuritisation/sericitisation locales sont observés comme un phénomène secondaire avec génération des opaques fins et de chlorite. Quartz et microcline forment chacun environ 35% de la roche, le plagioclase (An₂₀₋₂₅) de 10 à 20% et la biotite de 0 à 25%, ce qui place la composition modale de cette unité dans le champ des rhyolites (Streckeisen, 1980).

Les **amphibolites** présentent une texture phanéritique et une couleur vert foncé. La hornblende + actinote-tremolite (≈ 35%), la biotite (15-30%), le plagioclase (20-30%), l'épidote (10-15%) et les minéraux opaques (5-10%) sont les constituants dominants, avec en plus du quartz (0-5%), du clinopyroxène, de la chlorite et quelques petits cristaux de microcline. Les processus tectono-métamorphiques ont développé une foliation bien prononcée, notamment soulignée par la biotite et par les lits riches en épidote. L'actinote-tremolite provient de la déstabilisation de la hornblende. Deux générations de hornblende sont évidentes: la première, correspondant à des cristaux automorphes à pléochroïsme vert foncé, qui doivent représenter des minéraux primaires, et la deuxième, en cristaux sub-automorphes prismatiques, souvent alignés selon la foliation, qui représente vraisemblablement une néoformation métamorphique. De la même façon, la presque totalité des biotites de la roche est recristallisée/néoformée pendant le métamorphisme. Le clinopyroxène forme de petits cristaux sub-automorphes, prismatiques, avec un faible pléochroïsme vert pale. Les épidotes se présentent en petits cristaux arrondis et dispersés dans la roche, cependant on distingue parfois des plans de fracturations remplis par de l'épidote et de la calcite. Les opaques sont dispersés aléatoirement, ce sont des cristaux sub-automorphes avec une tendance prismatique et parfois carrée. Dans l'échantillon 205RF, la quantité de quartz est plus élevée du fait de sa présence dans de petites veines boudinées.

b) Les métasédiments

Plusieurs unités lithologiques représentent les métasédiments d'Orós: les paragneiss à biotite + muscovite, les quartzites, les micaschistes, les marbres et les roches calco-silicatées.

Les **paragneiss** (métagrauwackes) affleurent dans la partie Est, à la base de la ceinture. Des niveaux de stratification primaire continus, avec répétition de bandes plus riches en matériaux quartzo-feldspathique alternent avec niveaux micacés ou de fines barres de quartzites. Ces niveaux ont une épaisseur de quelques centimètres à environ 20 centimètres, qui représentent le litage primaire d'une roche d'origine sédimentaire. La composition modale de ces

paragneiss varie beaucoup évidemment par rapport à chaque niveau compositionnel, mais la minéralogie est simple, voire monotone. Les lits quartzo-feldspathiques de couleur jaune claire à beige, sont constitués de quartz, plagioclase et microcline, avec de fines lamelles de biotite et muscovite; le zircon et les minéraux opaques, souvent oxydés, sont accessoires. Les bandes pélitiques sont composées de biotite, muscovite, quartz et plagioclase, avec du microcline comme minéralogie principale. Quelques petits grains de grenat sont observés dans les lits plus riches en biotite. Des niveaux discontinus de quartzites à muscovite et feldspath sont intercalés dans cette unité, représentant probablement des barres sédimentaires qui ont rempli les canaux.

Les **quartzites** de la séquence d'Orós sont toujours intercalés dans les schistes et disposés de deux façons: a) sous forme de bancs continus de puissance décamétrique se suivant sur plusieurs kilomètres, qui constituent les chaînons d'Orós et du Franco respectivement à l'Est et à l'Ouest de la ceinture, et qui peuvent représenter des anciens cordons de sable, et b) sous forme de lentilles discontinues, de quelques mètres de puissance. Ils présentent une couleur beige à beige-marron. Des structures primaires de sédimentation de type "ripple marks" ou stratification entre-croisée sont parfois soupçonnées ainsi que des surfaces d'érosion marquant un nouveau cycle de sédimentation à petite échelle sont localement préservées, donnant des critères de polarité de la série. La composition varie d'un quartzite pur, avec plus de 90% de quartz, à impur, avec muscovite et feldspaths, et parfois des opaques et tourmaline. Ils ont une granulométrie homogène, avec parfois quelques clastes de quartz aplati. Ils sont bien recristallisés, avec une orientation planaire et linéaire évidente et une texture de récupération et recristallisation surtout par le quartz et la muscovite.

Quelques lentilles métriques de **marbres** et roches **calco-silicatées** souvent associées sont également intercalées dans les schistes. Les marbres sont normalement impurs avec des clastes de quartz (20-25%), de minéraux micacés (0-10%; phlogopite ?) et de feldspaths (0-5%), toutefois ils peuvent avoir une quantité de 95% de calcite dans les faciès les plus purs. Les roches calco-silicatées sont de couleur vert bouteille et de texture porphyroblastique. Leur association avec des marbres témoigne d'une d'origine sédimentaire (marne). Ces roches sont constituées, en proportions variables de plagioclase (An₃₅₋₅₀), quartz, calcite, mica (phlogopite ?), épidote et calcite. On note parfois la présence de grenat (grossulaire ?), de diopside et de quelques cristaux de microcline.

La plus importante unité sédimentaire dans la pile d'Orós est représentée par des **micaschistes**. Mis à part les paragneiss décrits qui sont à la base (du

côté Est), toutes les autres unités sont intercalées dans les micaschistes. En dépit de variations minéralogiques importantes, ces roches sont toujours classées comme schistes à biotite, toutefois on peut identifier trois subunités (non cartographiées) en fonction de la minéralogie complémentaire. La subunité la plus importante est composée de biotite (40-65%), quartz (40-65%) et grenat (2-7%) comme minéraux principaux; dans la partie ouest de la ceinture, ces roches sont enrichies en muscovite et chlorite. Une seconde subunité est caractérisée par la présence de niveaux à graphite et à gros cristaux de staurotide et andalousite (schistes à andalousite-staurotide-biotite); cette subunité, avec ou sans graphite, est observée toute au long de la partie centro-orientale de la séquence, et dans la région d'Alencar (sud-ouest). Le staurotide peut avoir une taille de deux centimètres et renferme fréquemment des inclusions alignées de quartz et parfois de biotite et/ou grenat, donnant une texture poecilitique. L'andalousite est toujours poecilitique et forme des cristaux prismatiques allongés (pouvant atteindre 10 centimètres), sans présenter une orientation linéaire dans la roche; elle est normalement déstabilisée en agrégats pseudomorphes de mica blanc. Le grenat est du type almandin, avec ou sans inclusions de quartz et/ou biotite. Vers le Nord-Ouest, la troisième subunité est caractérisée par la présence de plagioclase (schiste feldspathique à biotite). Dans un essai de reconstitution stratigraphique, de la base au sommet de la pile de schistes, on peut envisager que les schistes à staurotide (avec ou sans graphite) sont plus proches de la base et les schistes feldspathiques sont plutôt vers le sommet de la séquence. Ne disposant pas d'aucune donnée de terrain permettant d'envisager l'existence, dans cette série, d'un hiatus de sédimentation, nous sommes conduits à admettre que toute cette séquence de schistes (y compris les intercalations) s'est déposée dans un processus sédimentaire continu ("sensu lato") et que la variation de composition doit représenter des apports de différentes sources. Mis à part certains endroits où il y a eu un intense processus de cisaillement, les structures primaires sont principalement marquées par des alternances de niveaux pélitiques et psammitiques. Des "graded bedding" sont occasionnellement visibles dans des niveaux où existe une variation graduelle du matériau clair (plus quartzitique) à sombre (plus biotitique) jusqu'à une interruption et répétition du cycle. Les alternances primaires de cette unité peuvent être centimétriques (notamment dans la partie Est) à décimétriques dans les schistes feldspathiques. Il faut aussi remarquer que les feldspaths sont parfois anguleux et peuvent représenter des clastes de roches volcaniques. Une description plus détaillée de la microtexture de cette unité sera présentée au Chapitre IV.

c) Les roches plutoniques

Les roches plutoniques acides sont divisées en trois groupes sur la base de leur relations spatiales et temporelles: (1) orthogneiss à hornblende, (2) gneiss oeilé et orthogneiss syénogranitique à l'Est et (3) orthogneiss microporphyrrique et métagranite à l'Ouest.

Les orthogneiss à hornblende sont des roches de teinte gris et vert foncé, fortement foliées à texture porphyrique et constituées de l'association de plagioclase (25-35%), microcline (30-35%), hornblende (\approx 15%), quartz (15-25%), biotite (3-5%) et sphène (1-2%). Le zircon, l'apatite et des minéraux opaques sont accessoires. Leur composition modale permet de les rattacher aux monzogranites de la classification de Streckeisen (1976). Les minéraux responsables de la texture porphyrique sont notamment la hornblende et quelques phénocristaux de plagioclase (An₂₅₋₃₀). Le sphène est toujours associé à la hornblende comme inclusions. Le microcline est un composant de la matrice en minéraux subautomorphes ou montrant une texture de recristallisation interstitielle.

La plus importante (en surface) série plutonique d'Orós est représentée par des gneiss oeilés. Ils sont de composition granitique et texture porphyrique avec des phénocristaux de quartz et microcline. La microcline (30-50%), le quartz (30-40%), le plagioclase (10-20%), la biotite (10-20%) et les opaques sont les principaux constituants. La fluorine, l'apatite, le zircon et la monazite sont des accessoires constants dans cette roche avec parfois du sphène.

Le microcline apparait à la fois sous forme de phénocristaux subautomorphes (2-3 cm), fréquemment maclés Albite-Pericline et de petits cristaux xénomorphes dispersés dans la matrice et présentant une microtexture myrmekitique. Le quartz est présent soit en phénocristaux xénomorphes soit en petits cristaux occupant les espaces interstitiels entre les autres minéraux ou en inclusions dans les feldspaths et les biotites. Le plagioclase est toujours dans la matrice, parfois en agrégats et avec macles polysynthétique. La biotite, à pléochroïsme vert, se trouve toujours en agrégats dispersés, sans orientation préférentielle. A proximité de sa bordure ouest, le gneiss oeilé présente une orientation planaire ou linéaire tectonique avec une élongation importante du quartz et rotation et fracturation des phénocristaux de microcline.

Associés spatialement et probablement temporellement au gneiss oeilé, sous forme de veines (jusqu'à 30 mètres de largeur et plusieurs kilomètres de

longueur), on trouve une unité particulière à composition syénogranitique (orthogneiss syénogranitique). Il s'agit d'une roche plutonique de couleur rose, homogène, constituée de l'association de microcline (65-75%) et quartz (25-30%) parfois en mégacristaux, et de plagioclase (10%, oligoclase, An₂₂) et magnétite (2-5%), avec, comme accessoires, biotite, fluorine et quelques cristaux d'apatite et zircon.

L'autre série plutonique acide est représentée par deux unités à textures différentes: un granite microporphyrrique et un granite porphyrique. Les deux affleurent à la bordure ouest de la ceinture, le faciès microporphyrrique étant localisé plus au Nord. Les relations entre les deux ensembles ne sont pas visibles sur le terrain car elles sont couvertes par les eaux du barrage, toutefois le "faciès" porphyrique est beaucoup moins affecté par le cisaillement ce qui suggère un emplacement tardi-tectonique vis à vis du "faciès" microporphyrrique. Pour ce motif textural, nous appellerons le granite porphyrique, **métagranite**, car les textures primaires y sont encore bien préservées, et le "faciès" microporphyrrique sera dénommé **orthogneiss microporphyrrique** parce que les textures primaires sont très affectées par le cisaillement.

La texture microporphyrriques du terme orthogneissique est induite par le microcline. Ces roches sont constitués de microcline (35-40%), de quartz (= 30%), de plagioclase (\pm 20%, An₂₀₋₂₂) et de biotite (10-15%), avec du zircon et des minéraux opaques. Les feldspaths sont souvent maclés et les phénocristaux de microcline présentent toujours des textures perthitiques. Une foliation et une texture protomylonitique sont bien mises en évidence par le développement d'ombres de pression asymétriques remplies de quartz microgranulaire autour du microcline. A part les cristaux de microcline et quelquefois les plagioclases, les autres minéraux appartiennent à la matrice. L'extinction onduleuse et la microgranulation sont fréquents. Un phénomène secondaire de saussuritisation/sericitisation des feldspaths et chloritisation partielle des biotites est observé.

Le métagranite présente une composition générale similaire aux orthogneiss microporphyrriques, toutefois une différence est marquée, au niveau des accessoires, par la présence du sphène. A part la différence de texture déjà décrite, le quartz est également présent en phénocristaux. Les processus d'altération des feldspaths sont moins évidents mais une transformation secondaire de biotite en chlorite + granules opaques est constamment présente.

Le plutonisme basique est représenté par une série de roches mafiques-ultramafiques avec prédominance des termes de composition gabbroïque, qui affleurent près des quartzites du chaînon du Franco (Figure I.2). Il s'agit de (méta)hornblendites, (méta)gabbros à hornblende et (méta)mélagabbros, où les textures de cumulats sont localement développés. Les (méta)hornblendites présentent une texture porphyrique caractérisée par la présence de phénocristaux automorphes de hornblende pouvant atteindre deux centimètres (parfois avec une macle simple). La matrice est composée de hornblende, d'actinote-tremolite, de chlorite et de cristaux de clinopyroxène (augite). L'épidote, la calcite et parfois le plagioclase sont accessoires. La transition de ce faciès vers le gabbro à hornblende est graduelle, avec diminution de la taille de cristaux de hornblende et enrichissement en plagioclase et clinopyroxène. Des textures symplectiques associant hornblende + biotite puis hornblende + biotite + clinopyroxène apparaissent dans la transition vers les termes gabbroïques. Les termes les plus évolués sont constituées par l'association de hornblende ($\approx 30\%$), actinote-tremolite (15-20%), plagioclase (30-35%), biotite (10-15%), clinopyroxène (5-10%) et d'opagues automorphes ($\approx 5\%$), avec une texture microgranulaire et une couleur verte à verte-gris. On observe dans les échantillons les plus évolués, qui sont plus fins, une foliation tectonique marquée par l'orientation de quelques biotites et chlorite secondaire. Toutefois, en raison de la rhéologie de la roche, ces fabriques tectoniques superposées ne sont pas bien développées et les textures primaires des minéraux de la roche sont préservées. La surcroissance d'amphibole sur amphibole, dénotée surtout par le pléochroïsme, est fréquente.

III - GEOLOGIE STRUCTURALE

III.1 - Introduction

L'étude structurale a été réalisée principalement à partir des travaux de terrain et de l'observation de lames minces des échantillons orientés. Dans ce chapitre nous présentons les structures ductiles les plus marquantes, comme les phases de plissement et cisaillement associées, ainsi qu'une étude de la déformation finie à partir de paramètres obtenus sur clastes orientés par rapport aux axes X, Y et Z de l'ellipsoïde de déformation.

Les affleurements sont souvent frais et continus, ce qui permet, déjà sur le terrain, d'établir une évolution ou une séquence des phénomènes, parfois pas à pas, sans avoir besoin d'une reconstitution à partir de données fragmentaires. A une plus grande échelle, les photos aériennes (1:40000) et l'image radar (1:250000) nous ont apporté une aide supplémentaire, notamment pour tracer les structures majeures.

Pour simplifier le texte, nous utiliserons les symboles suivants: les phases de déformations seront désignées par **F**, la linéation par **L**, la foliation ou surface primaire par **S**. Ces symboles seront suivis par un index numérique les situant dans une séquence (F_1 , F_2 , etc.).

III.2 - Les phases de déformation

Il est possible de définir l'existence de trois phases principales de déformation (F_1 , F_2 , F_3) dans la ceinture d'Orós, synchrones de décrochements dextres. Toutefois une phase supplémentaire antérieure (F_n) est présente dans le socle.

La phase F_n - Cette phase de déformation a été identifiée uniquement dans les roches du socle. Elle caractérise une tectonique antérieure à la sédimentation/formation de la chaîne d'Orós.

Les caractéristiques de cette phase sont: i) présence d'un rubanement métamorphique (S_n) très bien développé; ii) développement important des plis

isoclinaux transposés avec un épaissement prononcé de la charnière et iii) clastes, boudins et plis asymétriques avec sens de mouvement vers l'Est.

Cet ensemble de caractéristiques n'a pas été observé dans la séquence d'Orós. Les plis F_n sont particulièrement nets dans les veines qui recoupent le gneiss rubané (Photo III.1). Le rubanement métamorphique correspondant (S_n), de nature migmatitique, est également bien visible dans l'orthogneiss granitique ou dans les gneiss à biotite du socle occidental. Des apophyses de gneiss ocellé (à l'Est) ou d'orthogneiss microporphyrrique (à l'Ouest) (Photos III.2 et III.3) recoupent S_n et soulignent l'antériorité de ces structures par rapport à ces intrusions.

Principalement dans le socle oriental, où S_n présente une pendage faible vers l'Est ou l'Ouest et une direction N-S, les plis montrent un flanc plus transposé que l'autre. Ces flancs, ou même des veines, présentent parfois un boudinage asymétrique indiquant un transport vers l'Est. Ce type de boudinage est également visible en clastes de quartz (Photo III.4), avec, toutefois, une linéation d'étirement (E-W) associée peu prononcée ou absente. Les axes de plis et les linéations d'intersection (L_n) présentent une pendage faible vers le Nord ou vers le Sud. Toutes ces structures liées à F_n sont affectées et superposées par des événements postérieurs (F_1, F_2, F_3) qui ont parallélisé et ont partiellement masqué les caractéristiques originales ainsi que leur disposition spatiale. Ceci peut expliquer la rareté des linéations d'étirement (L_x) associés à F_n .

La phase F_1 - Les structures de la phase F_1 sont les plus anciennes connues dans la ceinture. Elles s'observent surtout dans les métasédiments où elles se marquent par une foliation pénétrative mais non dominante (Photo III.5), définie notamment pour l'orientation des biotites ainsi que par un rubanement métamorphique discontinu de type "pressure solution banding", non parallèle à S_0 . En lames minces, cette foliation S_1 s'exprime par des biotites crénelées par S_2 ou même par des alignements d'inclusions préservés dans certains porphyroblastes. S_1 a une direction générale NNE-SSW et la linéation d'intersection (L_1) est toujours à plongement fort (Photo III.6) et crénelée par L_2 .

Les zones de charnières de F_1 sont rares. Toutefois, compte tenu du fort plongement de L_1 et du caractère généralement transverse de S_1 par rapport à S_0 , on peut reconstituer des plis serrés avec un fort plongement de l'axe vers le Nord. Ces fabriques F_1 étant peu discernables dans les roches ignées et même dans les métasédiments compétents comme les quartzites et les marbres, on peut

en conclure que les structures liées à la phase F_1 se sont formées en conditions de contrainte relativement faible.

La phase F_2 - La foliation S_2 représente habituellement la principale foliation métamorphique, sauf là où le cisaillement a été très intense. Cette foliation et les axes de plis sont parallèles à la ceinture, N-S dans la partie centrale à ENE-WSW dans la région d'Alencar, au Sud-Ouest.

Les plis produits au cours de cette phase sont d'échelle mésoscopique. Ils sont nettement anisopaques et isoclinaux, avec une amplitude allant de quelques centimètres à quelques mètres. Toutefois, il n'a pas été possible de reconstituer la géométrie des grandes structures F_2 dans la chaîne d'Orós en raison de la superposition tardive du cisaillement décrochant qui a provoqué une rotation des axes et transposé localement ces plis, interdisant ainsi l'usage des structures d'ordre secondaire pour cette reconstruction. Cependant, dans la coupe géologique (Figure III.1), on a pu, à partir de répétitions de lentilles ou de certains niveaux caractéristiques ainsi que dispositions spatiales de mini-plis, reconstituer quelques plis appartenant à cette phase F_2 .

Les axes et la linéation d'intersection (L_2) présentent généralement une pendage faible vers le Nord ou le Sud, toutefois, un fort plongement a été localement observé dans les intercalations fines de quartzites dans les schistes, à proximité de la paroi du barrage d'Orós.

La pendage de la foliation S_2 est généralement fort. D'une façon générale, elle est vers l'Est dans la partie occidentale et vers l'Ouest dans la partie orientale, presque toujours parallèle à S_0 dans les métasédiments. Des linéations d'intersection habituellement bien marquées sont attribuées à cette phase.

D'une façon générale, cette déformation crénule des plans antérieurs et s'accompagne d'une recristallisation partielle ou totale des minéraux préexistants. A partir de ces critères, on peut généralement classer la foliation S_2 comme correspondant au stade 5 de Bell et Rubenach (1983), caractérisé par un plan de schistosité plus ancien totalement crénulé et transposé par une nouvelle foliation surimposée et qui devient principale. En lame mince orientée perpendiculairement à la foliation et aux axes de plis F_2 , la foliation la plus apparente est toujours S_2 . A cette échelle, on observe aussi des zones de charnière F_2 plissant S_0 , la presque totalité des biotites étant disposées dans le plan axial (S_2) avec quelques biotites anciennes (S_1) crénulées.

Partant d'observations telles que le parallélisme de S_0 et S_2 , développement d'une foliation de plan axial pénétrative et prédominante dans

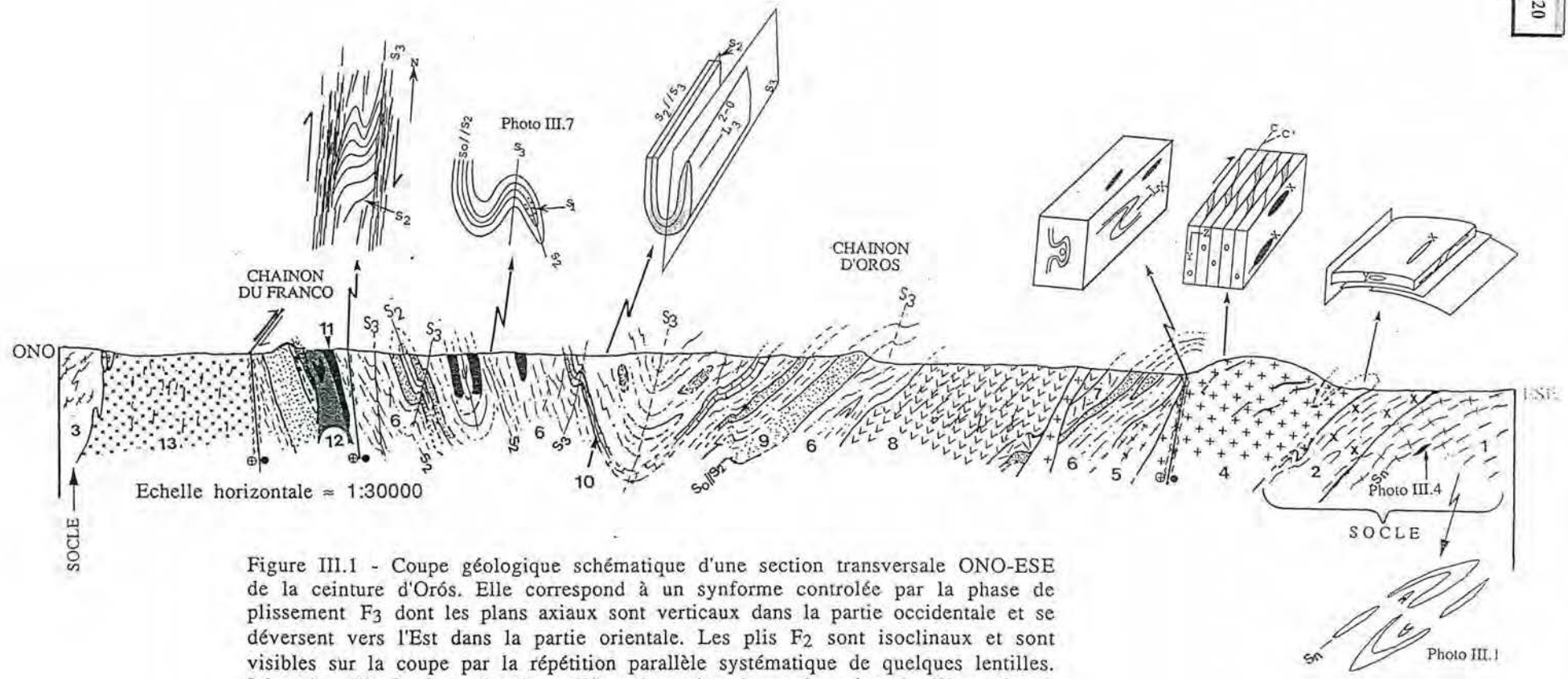


Figure III.1 - Coupe géologique schématique d'une section transversale ONO-ESE de la ceinture d'Orós. Elle correspond à un synforme contrôlée par la phase de plissement F₃ dont les plans axiaux sont verticaux dans la partie occidentale et se déversent vers l'Est dans la partie orientale. Les plis F₂ sont isoclinaux et sont visibles sur la coupe par la répétition parallèle systématique de quelques lentilles. Légende: (1) Gneiss rubané et (2) orthogneiss du socle oriental, (3) gneiss à biotite du socle occidental, (4) gneiss ocellé, (5) gneiss à hornblende, (6) micaschiste, (7) méta-andésite, (8) métarhyolite, (9) quartzite, (10) roches calco-silicatées et marbre, (11) amphibolite, (12) métagabbro et (13) orthogneiss microporphyrrique.

toutes les unités et distribuées régionalement dans toute la chaîne d'Orós, on peut conclure à des conditions de contrainte relativement élevée pour la phase tectonique F₂.

La phase F₃ - Le plissement des rubanements métamorphiques (S₂) est attribué à la phase F₃. Les plis correspondant sont coaxiaux avec F₂, ce qui donne des figures d'interférence du type 3 de Ramsay (1967) (Photo III.7). Des "kink bands" affectant des micaschistes ou des clivages de fracture dans les quartzites sont caractéristiques de cette phase ainsi que le développement de plis serrés à ouverts, avec des angles apicaux entre 20° et 80° et une tendance isopaque. S₃ est marquée aussi par une foliation fine, à biotite et chlorite, rarement bien développé, ou par un clivage de crénulation, et est parfois associée à des veines de quartz parallèles au plan axial (Photo III.8). La linéation d'intersection L₃ est souvent vue sur le plan S₂ comme un alignement de plaques de minéraux micacés et peut parfois se confondre avec L₂ (Figure III.2).

A l'échelle de la ceinture d'Orós, les plans axiaux des plis F₃ se disposent en éventail asymétrique avec un pendage d'environ 80°-90° vers l'Est dans la partie occidentale, se déversant progressivement vers l'Est dans la partie orientale, dessinant une macrostructure en synforme pour la ceinture d'Orós. La coupe géologique présentée en Figure III.1 montre le comportement général de la foliation et des plis liés à F₃.

Dans les socles, le comportement de F₃ est différent d'une région à l'autre. Dans l'orthogneiss et le gneiss rubané du socle oriental, les plis F₃ sont isopaques, ouverts et à plan axial sub-vertical. Dans les paragneiss du socle occidental, les plans axiaux sont aussi sub-verticaux et se présentent, par contre, comme des plis anisopaques et serrés, avec une foliation de plan axial bien développée. Ces différences peuvent s'expliquer de deux façons: a) F₃ correspond à des conditions de contraintes plus élevées vers l'Ouest, ou b) le socle oriental était plus stable (voire semi-cratonisé) que le socle occidental pendant cette déformation. En observant la géométrie des plis F₃ dans les séries supracrustales de la ceinture, nous n'observons rien qui puisse étayer l'hypothèse (a), c'est à dire qu'on n'observe pas d'augmentation de la déformation F₃ vers l'Ouest de la ceinture.

Les zones de cisaillements - Des couloirs de roches mylonitiques, synchrones à les phases F₂ et F₃, ont été identifiés dans la ceinture d'Orós. A toutes les échelles, on peut caractériser trois linéaments parallèles à la chaîne.

Ils sont bien marqués à l'Ouest, dans les schistes et l'orthogneiss microporphyrrique, à l'Est, où ils affectent les gneiss ocellés et les rhyolites, et dans la partie centro-occidentale. En fait, sur le terrain, des phénomènes cisailants d'intensité faible sont observés partout, faisant de la ceinture d'Orós une ceinture de cisaillement. Ceci étant, les trois couloirs linéamentaires s'individualisent assez nettement dans la ceinture.

Ces zones, toujours parallèles à la ceinture, sont constitués de roches mylonitisées s'étendant sur une largeur de quelques centaines de mètres à deux kilomètres. Les fabriques, proto-mylonitiques à ultra-mylonitiques affectent différents unités lithologiques mais, dans la plupart des cas, la roche originelle demeure reconnaissable.

La foliation mylonitique est presque toujours sub-verticale et de direction N-S tournant à WSW-ENE dans la partie méridionale.

Les structures associées à ces zones sont:

- transposition de plans parallèlement à la fabrique mylonitique;
- rotation de la linéation d'intersection L_2 et/ou L_3 ;
- "drag folds", développement des plis en fourreau et linéation d'étirement donnant naissance à tectonites $L > S$;
- surfaces S-C, plans C' et "mica fishes" (Berthé et al., 1979; Bell et Hammond, 1984; Vauchez, 1986) bien développés surtout dans les micaschistes, à l'échelle centimétrique;
- foliation mylonitique caractérisée par de fins rubans où ressortent des clastes de forme sigmoïdale, asymétrique ou non.

Les linéations observées dans les roches peuvent être interprétées soit comme des linéations d'intersection de deux surfaces (p. ex. $S_0 \times S_2$) soit comme des linéation d'étirement (L_x) liées au cisaillement. Toutefois, là où s'observe un alignement de cristaux individuels tels que biotite, quartz, feldspaths, ou même des agrégats quartzo-feldspathiques, parfois accompagné de boudinage, c'est bien d'une linéation L_x qu'il s'agit. Ces linéations sont toujours sub-horizontales impliquant des mouvements décrochants. De ces mouvements témoignent également les plis en fourreau à surface conique sub-horizontale; l'asymétrie des clastes, bien visible sur le plan horizontal, implique que le plan X-Z de l'ellipsoïde de déformation finie est sur ce plan, et les surfaces S-C-C' sont plus fréquemment observées pour cette même position.

La cinématique de ces mouvements est également bien définie dans les trois couloirs principaux et y présente un comportement uniforme. Les rotations de clastes, surtout feldspatiques, sont bien marqués dans les gneiss ocellés (Photo III.9) ou les orthogneiss microporphyrriques où ils donnent des

sigmoïdes asymétriques indicatifs de mouvement dextre. Surfaces S-C-C' (Photo III.10), "mica-fishes", fentes de tension et boudinage asymétrique (Photos III.2 et III.11) corroborent aussi cette cinématique. Des critiques concernant l'utilisation directe de l'asymétrie des clastes (p. ex. Davidson et al., 1982) - qui peut parfois ne pas résulter d'une rotation simple - ou même concernant les surfaces S-C ont été formulées. Toutefois, nos observations étant ici constantes et indiquant la même cinématique, au long de ces couloirs comme perpendiculairement, nous les considérons comme réellement significatives d'un transport tectonique dextre. Par contre, l'asymétrie des plis associés ne peut pas être considérée comme déterminante car il s'agit d'un critère de valeur très douteuse, cependant plusieurs plis avec sens de dissymétrie également dextre ont été observés.

Les plis en fourreau ont été identifiés dans les micaschistes selon trois dimensions, permettant de voir la section basale (YZ) (Photo III.12) et la section latérale (XY) du cône (Photo III.13). Les plans marqueurs du plissement sont S_2/S_0 et la linéation courbe est L_2 . La Figure III.3 montre une reconstruction panoramique des Photos III.12 et III.13. Dans les gneiss ocellés, plusieurs plis en fourreau de dimensions centimétriques à décimétriques ont également été reconnus.

Surfaces ou plans de cisaillements peuvent avoir quelques centimètres de largeur ("shear bands") (Photo III.14) et se répéter à intervalles régulière, ou bien occuper toute la roche à l'échelle de l'affleurement.

Notamment dans les métasédiments ou les roches plutoniques, il existe des variations de l'angle formé par le plan d'aplatissement (surface S) avec le plan de cisaillement (surface C). Dans l'orthogneiss microporphyrrique et le gneiss ocellé, les surfaces S et C montrent une tendance à se paralléliser en même temps que les minéraux présentent un plus grand taux d'étirement visible dans le plan XZ, ceci pourrait traduire une augmentation de la déformation (Vauchez, 1986).

La surface S des paires S-C est fréquemment définie par la foliation S_2 , soit dans les schistes, soit dans les roches plutoniques. Cette observation suggère que la phase F_2 et les cisaillements sont associés temporellement et la minéralogie associée aux plans C (voir Chapitre IV) est rétrograde par rapport à F_2 , ceci supposant une phase de soulèvement crustal pendant et après F_2 . Des opaques associés à déstabilisation des biotites sont, avec du mica blanc et de la chlorite, surtout concentrés dans le plan C. Cependant, dans la partie centrale de la ceinture, on observe que le cisaillement affecte aussi des plis F_3 , montrant ainsi que ces mouvements décrochants étaient encore actifs pendant F_3 .

Figure III.2 - Plis F_2 et F_3 coaxiaux soulignant le parallélisme entre S_2 et S_3 et entre L_2 et L_3 .

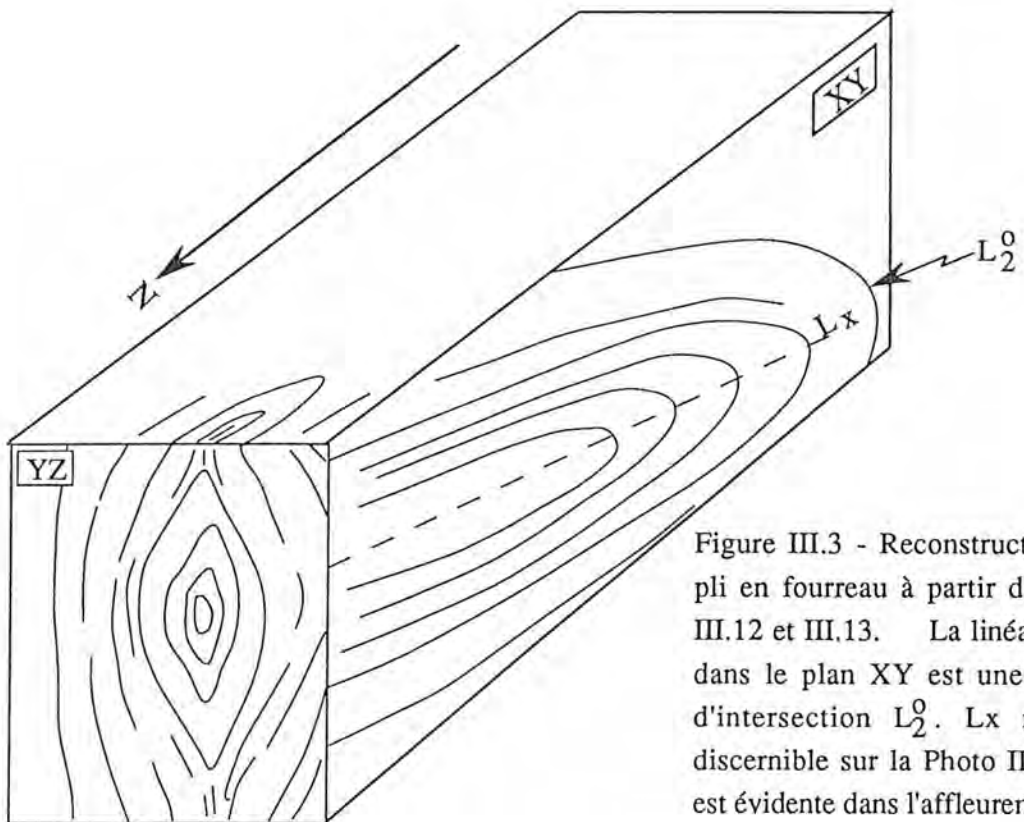
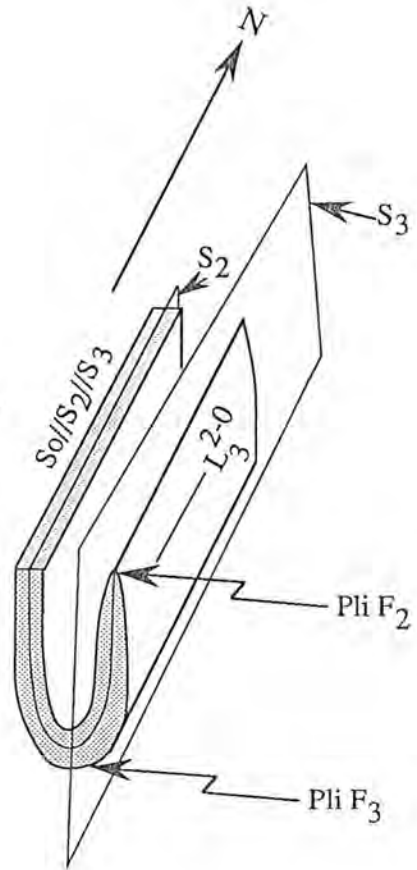


Figure III.3 - Reconstruction d'une pli en fourreau à partir des Photos III.12 et III.13. La linéation pliée dans le plan XY est une linéation d'intersection L_2^0 . L_x n'est pas discernible sur la Photo III.13 mais est évidente dans l'affleurement.

Dans la ville de Lima Campos, le long d'une coupe W-E dans les gneiss ocellés, on peut voir que des surfaces S-C verticales deviennent progressivement parallèles et se déversent vers l'Est jusqu'à devenir horizontales. On observe aussi que pendant cette "horizontalisation", de nouveaux plans verticaux de cisaillement commencent à se développer (voir Figure III.4), eux aussi associés à des mouvements dextres. D'après ces données, on peut envisager une évolution progressive de ce cisaillement depuis, au moins, la phase de plissement F_2 et jusqu'après F_3 , ceci montrant que plissements et décrochements sont des structures associées spatialement et temporellement.

L'hétérogénéité de ces cisaillements est bien marquée à proximité de la ville d'Orós où existent des affleurements continus de rhyolites mylonitiques sur une section de plusieurs centaines de mètres. Cette hétérogénéité s'exprime par des zones à étirement intense (tectonite $L : L > S$), ou moins intense (tectonite $S - L : L \approx S$) et même par des mylonites sans étirement caractérisé (tectonite S). Cette variation peut s'observer sur une distance de quelques mètres, avec passage d'une zone $L > S$ à des zones mylonitiques sans L_x . Dans cette région les paires S - C sont rares suggérant soit que ces plans se sont parallélisés, soit qu'il s'agit d'un cisaillement localement coaxial. Les surfaces C' sont absentes. Des données quantitatives sur cette hétérogénéité seront présentées dans la section III.4.

En utilisant les images radar de visée latérale (SLAR) à l'échelle 1:250000, nous avons suivi surtout les grandes traces structurales afin de saisir la disposition de ces cisaillements à l'échelle régionale. A l'échelle kilométrique les deux zones en bordure de la ceinture sont bien caractérisées. Depuis l'extrême Nord, où elles sont proches l'une de l'autre, elles s'éloignent ensuite vers le Sud (suivant la forme de la ceinture qui est plus large à proximité d'Orós) et après la barrage, toutes les deux tournent vers le Sud-Ouest et commencent à se rapprocher de nouveau. A ce niveau, une autre zone venant de Jaguaribe (faille de Jaguaribe) se rapproche, elle aussi. Suivant la direction WSW, au-delà de la ville d'Alencar, en dehors de la région cartographiée, ces couloirs se confondent dans l'image radar selon un seul très large couloir. En sens inverse, tout se passe comme si on avait une zone mylonitique de direction WSW-ENE qui se divise en plusieurs branches en prenant la direction N-S (Figure III.5), dessinant un dispositif similaire à celui présenté par Corsini et al. (1991) pour expliquer les relations entre la chaîne Seridó et le Linéament de Patos.

Nous ne disposons pas des images radar pour voir le devenir de ces zones vers le Nord mais, à partir du schéma structural défini au niveau de la carte

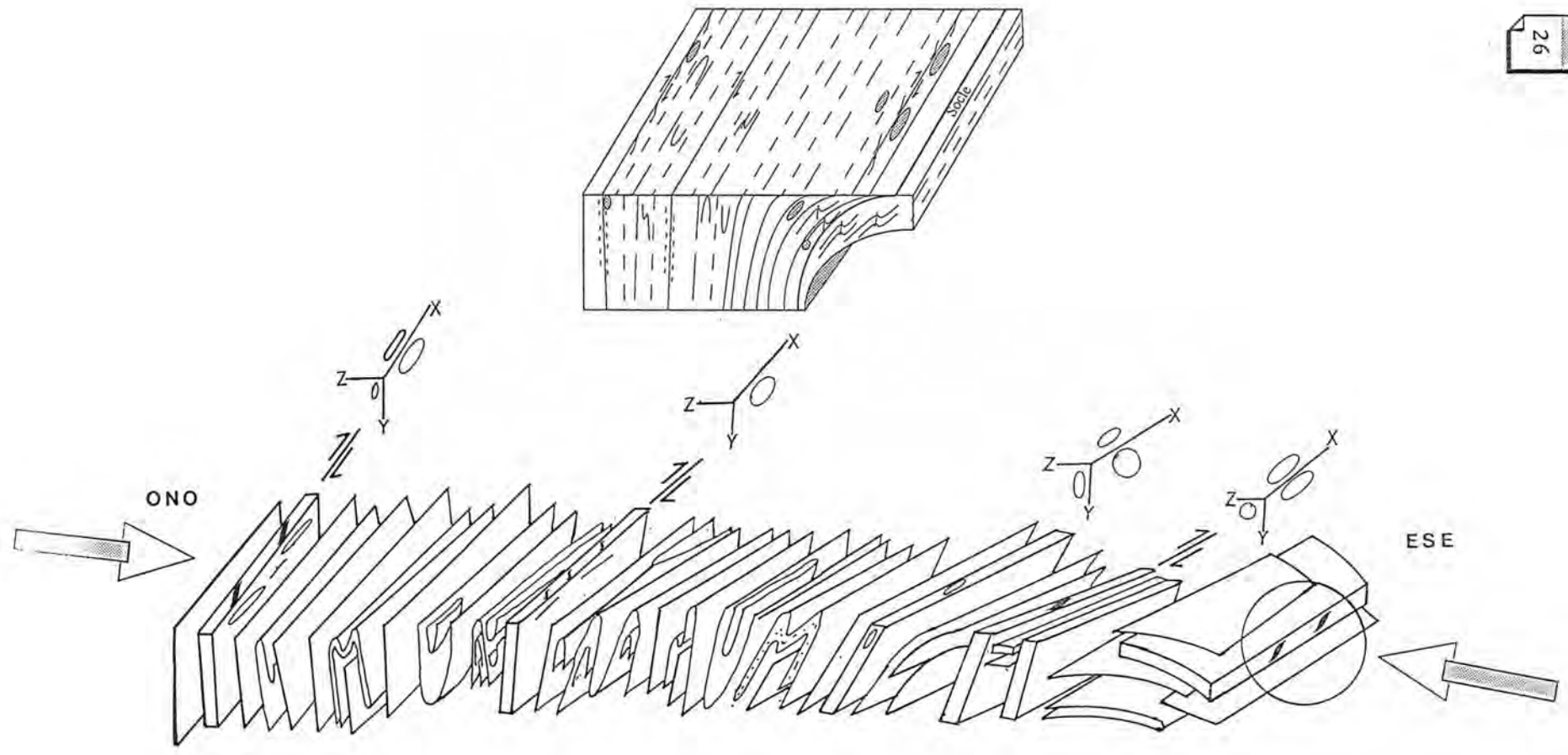


Figure III.4 - Esquisse structurale de la chaîne d'Orós où apparaît nettement une structuration générale en demi-ventail avec pendage dominant des axes des plis vers le Sud. Dans l'extrême l'Est (cercle) s'observe mouvement de caractère tangentiel apparent due à l'horizontalisation des plans originalement sub-verticaux.

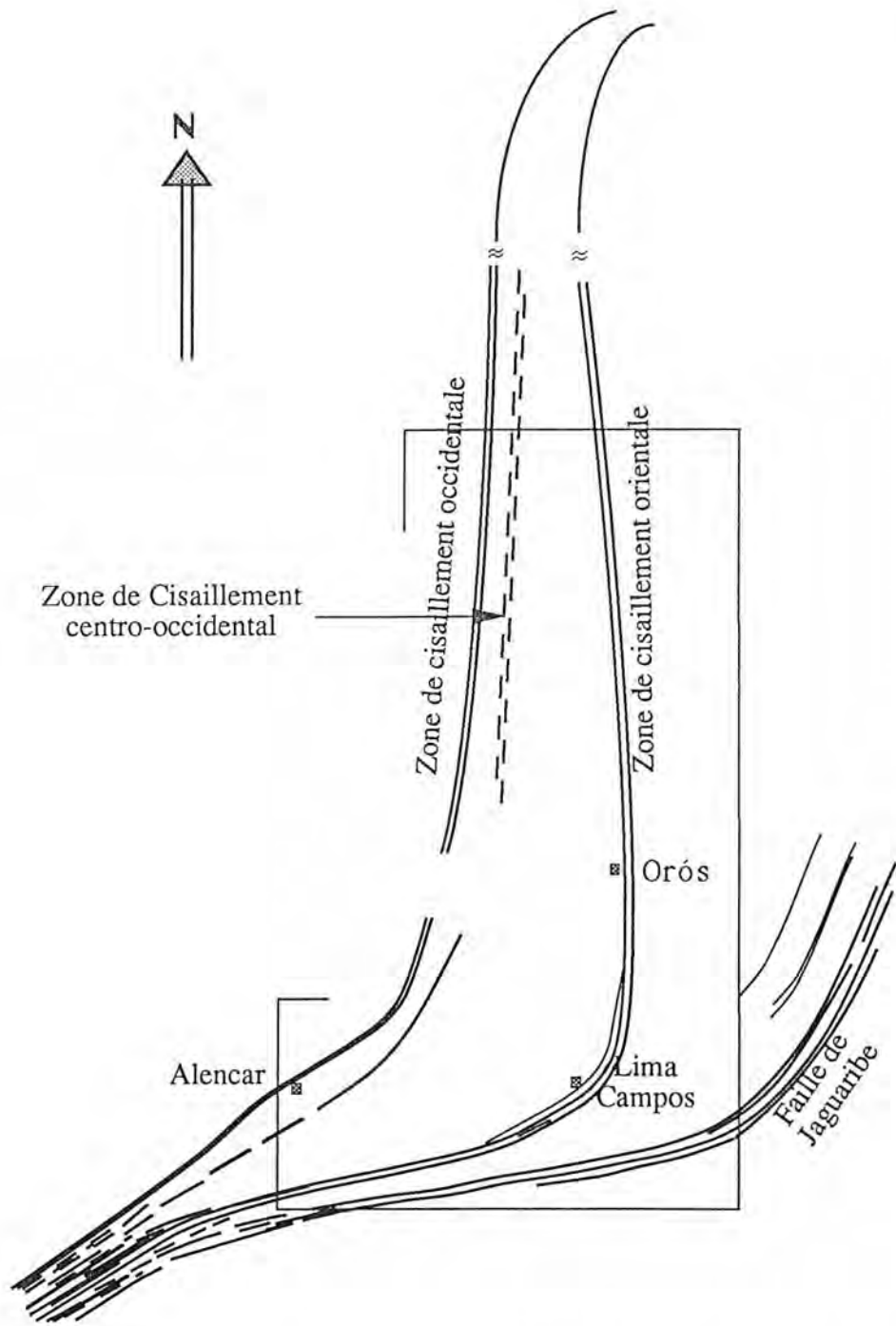


Figure III.5 - Traces structurales des principales zones de cisaillement faites à partir de l'image Radar. On remarque une zone large à SW qui semble se diviser en trois branches quand prend la direction Nord. La forme générale ressemble à un sigmoïde. L'aire démarquée est la région cartographié.

géologique de l'état du Ceará, ces zones reprennent la direction NE. Cette observation montre l'existence d'une structure sigmoïdale à l'échelle régionale (Figure III.5). Toutefois, même si ces zones de direction N-S et WSW-ENE se montrent contemporaines et appartiennent au même système de déformation, la position générale N-S de la ceinture existait déjà avant d'être reprise et progressivement tordue vers l'WSW au Sud et NE au Nord.

III.3 - L'évolution tectonique

Représentatives d'un régime tectonique compressif, trois phases de plissements associées à des zones de décrochement (fonctionnant au moins depuis F_2) avec mouvements dextres ont été décrites dans la ceinture.

La phase F_1 , peu pénétrative correspond à des conditions de contraintes relativement faibles; la phase F_2 est la principale et responsable de la foliation principale, dénotant des conditions de contraintes plus élevées, et la phase F_3 avec des plis plus ouverts, en conditions de contraintes plus faibles que celles de la phase précédente. Ainsi, les conditions de déformation se caractérisent par un pic en F_2 . Le métamorphisme associé (Chapitre IV) montre également une température maximale associée à S_2 correspondant à un "enfouissement" paroxysmal pendant F_2 .

Les zones de cisaillements ont fourni des informations qu'un régime de décrochement dextre était actif au moins depuis syn- F_2 jusqu'à tardi- à post- F_3 . Ces différentes déformations sont donc associées spatialement et temporellement. Dans ces zones s'observent aussi des sub-zones de caractère fragile traduisant un soulèvement crustal pendant leur fonctionnement.

L'évolution et l'association temporelle de ces déformations suggère déjà, sans utilisations d'autres approches, que les phénomènes ductiles et ductiles-fragiles présents dans la ceinture d'Orós sont liés à un même cycle orogénique, c'est à dire, qu'ils s'y sont développés d'une façon progressive et continue. Cependant, la phase F_n par ses conditions de contraintes et PT élevées et sa présence restreinte au socle, témoigne d'une discordance tectono-métamorphique et suggère que cette phase appartient à un cycle tectonique distinct et antérieur. La Figure III.6 présente une esquisse de cette évolution.

Les zones décrochantes les plus importants sont parallèles et localisées aux bordures de la chaîne. Cela suggère qu'elles sont contrôlées par des "terrain boundaries" et/ou par des anciennes discontinuités crustales telles que des failles normales (rifting ?).

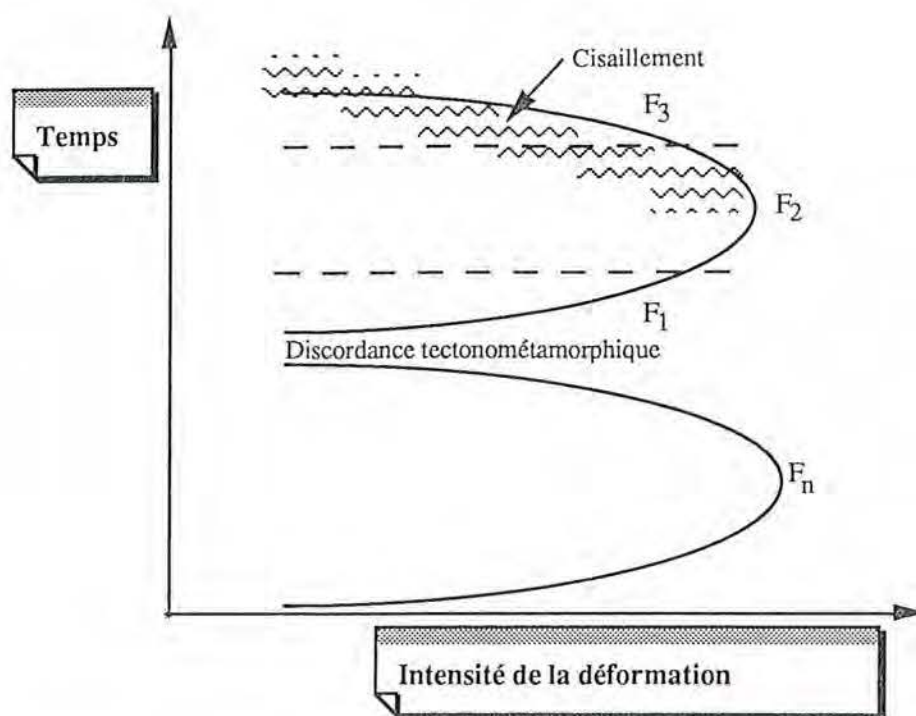


Figure III.6 - Esquisse de l'évolution tectonique pour la ceinture d'Orós dans un diagramme d'intensité de la déformation vs évolution temporelle (temps). Les phases F₁, F₂, F₃ et le cisaillement se sont développés d'une façon progressive et continue. Sans échelle.

Dans la Figure III.1, on observe que les principales structures sont les surfaces S₂ et les plis F₃. En fait, la position actuelle de ces structures (hormis pour les zones fortement cisailées) est contrôlée par la phase F₃ qui a donné à la chaîne d'Orós sa mégastructure en synforme asymétrique avec un flanc oriental plus épais. Corréler les lithologies qui affleurent dans les deux flancs devient difficile en raison de la transposition associée à F₂ ou de possibles discontinuités lithologiques. Néanmoins, la position spatiale des quartzites (chaînons d'Orós et du Franco) et des marbres, à l'Est et à l'Ouest de la ceinture, suggèrent qu'ils appartiennent aux mêmes niveaux stratigraphiques (voir Figure III.1).

Parmi les principaux traits structuraux mis en évidence dans les Figures III.1 et III.4, nous pouvons souligner:

- la structure générale est en demi-éventail;
- dans la partie extrême-orientale, la foliation mylonitique se déverse progressivement vers le socle de l'Est pendant que de nouveaux plans de cisaillement verticaux s'y développent; on note que dans les surfaces horizontalisées, le plan XZ de l'ellipsoïde de déformation est vu selon une coupe latérale donnant ainsi une fausse impression de mouvement tangentiel;

- les axes de plis représentant soit F_2 ou F_3 présentent une dominance de plongement vers le Sud;
- les linéations d'étirement sont toujours horizontales ou sub-horizontales.

III.4 - Etude de la déformation finie

III.4.1 - Introduction

Des mesures de la déformation finie des roches ont été faites en utilisant comme outil la forme des clastes. Leur but est de quantifier et de définir le régime de la déformation à laquelle une roche a été soumise et, à travers l'évolution de l'orientation des cristaux, de déterminer le sens de cisaillement.

Plusieurs méthodes sont décrites dans la littérature pour estimer ou quantifier la déformation d'une roche; elles utilisent des mesures en deux dimensions sur porphyroclastes. En combinant les mesures faites sur deux sections perpendiculaires orientées, il est possible d'établir la forme de ces objets en trois dimensions. Partant du principe théorique que ces objets présentent une forme finale ellipsoïdale (ellipsoïde de déformation) avec les trois axes X, Y et Z toujours selon $X > Y > Z$, on détermine les relations de ces trois axes. Telle est la base de la plupart de ces méthodes. Ramsay (1967) a été l'un des premiers à utiliser cet outil, suivi par Dunnet (1969), Dunnet et Siddans (1971), Shimamoto et Ikeda (1976), Panozzo (1983), entre autres, qui ont perfectionnés et en ont créé des dérivés. Ainsi, Fry (1979) a mis au point une méthode pour des roches de granulométrie homogène, sans porphyroclastes ou marqueurs qui se distinguent de la matrice.

Nous utiliserons ici quelques-unes de ces méthodes pour la quantification relative et la définition du régime de déformation dans les zones de cisaillement. Le sens de cisaillement ne sera pas pris en considération parce que ce caractère a déjà bien été établi par observation directe sur le terrain.

Les échantillons utilisés sont des roches plutoniques et volcaniques porphyriques, auxquelles s'ajoutent quelques quartzites. Les données ont été recueillies sur lames minces pour les roches contenant de petits porphyroclastes et sur diapositives pour les échantillons à gros clastes, en utilisant, dans les deux cas, l'Analyseur Vidéographique d'Images mis au point par Lapique et al. (1988) et Champenois (1989).

Les mesures ont toujours été réalisées sur deux sections perpendiculaires d'une même échantillon, correspondant aux plans XZ et YZ de l'ellipsoïde de

déformation. Ces orientations ont été déterminées lors du prélèvement des échantillons, le plan XZ étant parallèle à la linéation d'étirement et perpendiculaire à la foliation. Dans les cas où la linéation n'était pas visible, on a fait les sections selon la direction qui nous paraissait correspondre au plus grand taux d'étirement et selon sa perpendiculaire.

Pour les roches ignées, les mesures portent principalement sur les feldspaths (surtout microcline) parce que ces minéraux sont les plus abondants. Le quartz a été écarté pour deux raisons: a) ses marqueurs sont beaucoup moins nombreux; b) s'agissant d'un minéral extrêmement ductile, il peut ne refléter qu'une fraction de la déformation totale subie par la roche et n'en enregistrer que le dernier increment. Par contre les feldspaths sont plus rigides et doivent enregistrer la totalité de la déformation au cours du fonctionnement des zones de cisaillement.

Trois méthodes ont été utilisées: la méthode Rf/\emptyset (Dunnet, 1969); une variante de la méthode de Panozzo (1983) réalisée par Lapique (1987) et nommée méthode des Diamètres de Féret; la méthode de Fry (1979). Sans détailler chaque méthode, précisons que les deux premières sont basées sur le rapport axial de l'ellipse de déformation définie à partir des porphyroclastes et sur l'orientation ou l'angle que fait cette ellipse par rapport à un plan ou à une direction de référence. Les différences fondamentale entre ces deux méthodes sont : a) la première (Dunnet, 1969) peut faire ressortir une anisotropie initiale dans la roche mais admet que la déformation est homogène et que les objets avaient initialement une forme elliptique; b) la méthode de Féret (Lapique, 1987) ne suppose aucune forme initiale et considère la taille des grains. Quoi qu'il en soit, nous avons appliqué les deux méthodes aux mêmes échantillons et des comparaisons ont été faites entre les résultats obtenus.

En suivant les contours des porphyroclastes de feldspaths (l'ombre de pression incluse) comme base unique des données, on a ainsi obtenu les paramètres relatifs à ces deux méthodes. D'après leurs auteurs, un minimum de 30 mesures est nécessaire pour obtenir des résultats cohérents, sachant toutefois que, en certains cas il soit recommandé d'en effectuer un minimum de 50. La quasi-totalité des sections étudiées (50) a fait l'objet d'un nombre de mesures compris entre 50 et 367, trois seulement n'ayant pas permis atteindre la cinquantaine.

En digitalisant les centres (visuellement) des minéraux voisins, dans quelques échantillons de quartzite de granulométrie homogène et relativement fine, on a obtenu les données permettant d'utiliser la méthode de Fry (1979). Selon cet auteur et d'une façon générale, un minimum de 300 points est

nécessaire pour obtenir des résultats fiables. Sans déplacer la lame mince - pour ne pas détruire les relations de distance entre les objets - les sections étudiées ici nous ont permis d'obtenir des rapport axiaux à partir d'un nombre de points compris entre 308 et 700.

La Figure III.7a,b,c montre des exemples de diagrammes obtenus par chaque méthode, à partir desquels sont dérivés les R_s . Des informations techniques plus détaillées sont fournies par Champenois (1989).

Comme déjà mentionné, ces méthodes permettent d'obtenir le rapport axial (R_s) de chaque section. Les deux sections utilisées étant perpendiculaires à la foliation (XZ et YZ), le rapport axial R_{XY} peut être mathématiquement calculé, permettant ainsi de visualiser l'ellipsoïde en trois dimensions pour chacun des échantillons étudiés. A partir de ces données, on a appliqué le diagramme de Ramsay (1967) qui utilise les R_s sur les sections YZ et XY pour définir les domaines de la déformation (Figure III.8), soit (apparents) aplatissement, constriction ou le domaine de la déformation plane. En fait, d'après Ramsay (1967, 1983), le rapport $\ln R_{XY} / \ln R_{YZ}$ définit le paramètre K qui permet de classer les ellipsoïdes et les domaines selon :

$K = 0$; $X = Y > 1 > Z \Rightarrow$ ellipsoïde en galette; aplatissement uniaxial

$0 < K < 1$; $X > Y > 1 > Z \Rightarrow$ ellipsoïde aplati; aplatissement général

$K = 1$; $X > Y = 1 > Z \Rightarrow$ ellipsoïde biaxial; déformation plane

$1 < K < \infty$; $X > 1 > Y > Z \Rightarrow$ ellipsoïde allongé; constriction générale

$K \approx \infty$; $X > 1 > Y = Z \Rightarrow$ ellipsoïde en cigarette; constriction uniaxiale.

Ces méthodes n'ont pas été appliquées à la zone de cisaillement centro-occidentale parce qu'elle a affecté surtout des micaschistes où il n'y a pas de marqueur en quantité suffisant. La Figure III.9 montre la localisation des échantillons étudiés.

III.4.2 - La zone de cisaillement occidentale

Les études sur cette zone ont surtout porté sur la partie NW de la région cartographiée. Dans une coupe perpendiculaire au plan de cisaillement, des fabriques mylonitiques ont été observées dans les quartzites (chañon du Franco) et les orthogneiss microporphyriques ainsi que dans les schistes intercalés entre ce deux unités. Les linéations d'étirement bien marquées se rencontrent préférentiellement dans l'orthogneiss microporphyrique (Photo III.15). La Photo III.16 montre le comportement de la foliation mylonitique dans le plan YZ. Cinq échantillons de ces roches ont été prélevés le long d'une coupe à peu près transversale, d'un kilomètre de long, depuis le contact

orthogneiss/micaschistes vers l'intérieur du corps (35H \Rightarrow 31H \Rightarrow 49H \Rightarrow 49H1 \Rightarrow 49H2). Le Tableau III.1 présente les résultats obtenus.

Tout d'abord, afin de donner une vue d'ensemble de la forme de l'ellipsoïde en deux dimensions ainsi que du taux de déformation vue dans le plan XZ, nous présentons un diagramme $R_s(XZ)$ vs échantillons (Figure III.10a). La première constatation est que les variations du R_s dans ce plan sont faibles (d'environ 2 à 4) et qu'il n'y a pas une symétrie spatiale bien caractérisée des valeurs de $R_s(XZ)$. Dans la Figure III.11a, on observe qu'un échantillon se localise dans le domaine de la constriction ($K > 1$) et que tous les autres sont dans le champ d'aplatissement ($K < 1$). L'échantillon avec $K > 1$ ($K = 2,23$) est situé dans la bordure orientale du massif (35H), tandis que les échantillons avec les plus petits K ont été prélevés à l'Ouest, en passant par un échantillon avec K intermédiaire (31H) (voir Figure III.12a). Analysant ces figures, on remarque que : a) il n'y a pas de relation directe entre les $R_s(XZ)$ et K ; b) de l'Est à l'Ouest de cette zone, on passe du domaine de constriction (ellipsoïde allongé) au domaine d'aplatissement (ellipsoïde aplati). Ces données corroborent les observations de terrain montrant que la linéation d'étirement est plus accentuée dans l'échantillon à K le plus grand (35H, voir Photo III.15) qui peut caractériser une constriction. Par contre, toujours dans ce même secteur, bien que les surfaces S et C y soient presque parallèles et qu'il s'agisse du seul endroit où l'on observe le développement de C', ce qui selon Vauchez (1986) suggère une augmentation du taux de déformation, cet échantillon 35H ne présente pas le R_s le plus élevé (Figure III.10a). Ces observations suggèrent que, à cause des contacts entre milieux rhéologiquement différents (micaschistes vs granites), où les fluides percolent plus facilement, le décrochement était plus actif à ce niveau, s'y traduisant par un ellipsoïde localement allongé ($X > 1 > Y > Z$), mais, d'une façon générale, ce cisaillement aurait plutôt un caractère d'aplatissement.

III.4.3 - La zone de cisaillement orientale

Cette zone est la plus large que nous avons identifiée dans la ceinture. Elle a été caractérisée transversalement, depuis des rhyolites proches du barrage d'Orós jusqu'aux gneiss ocellés (Ouest \Rightarrow Est). Entre ces unités sont intercalés de métasédiments (métagrauwackes) et des gneiss à hornblende. La largeur des roches mylonitiques atteint environ deux kilomètres.

Les échantillons ont été prélevés dans les rhyolites et les gneiss ocellés, à une distance variable les uns des autres. Dans les rhyolites, que l'on peut suivre

Figure III.7 - Exemples de diagrammes de quantification de la déformation finie par les méthodes des diamètres de Féret (Lapique 1987, Champenois 1989), de Dunnet (1969) et de Fry (1979), Figures III.7 a,b,c respectivement. Ces diagrammes sont réalisés à partir de données acquises sur l'analyseur vidéographique interactif du C.R.P.G. (Lapique et al. 1988). Ces méthodes s'appuient sur des paramètres et des techniques de digitalisation différents. La méthode des diamètres de Féret (Fig. III.7a) nécessite de connaître les coordonnées du contour complet des particules, elle est dérivée de la méthode de Panozzo (1983). Les diamètres de Féret des marqueurs sont projetés sur une droite orientée de 0 à 180° et pour chaque incrément de rotation (10°) nous calculons la somme des projections. Le rapport axial de l'ellipse représentative de la déformation finie est donné par le rapport entre les valeurs maximum et minimum des projections. L'orientation de cette ellipse est donnée par l'écart angulaire entre le maximum des projections et une droite de référence. La méthode de Dunnet (1969) nécessite de connaître pour chaque marqueur, assimilé à une ellipse, son rapport axial et l'orientation de son grand axe. L'orientation de l'ellipse de déformation finie est obtenue par la moyenne des orientations et le rapport axial est déterminé par l'ajustement d'abaques sur le nuage de points (Fig. III.7b).

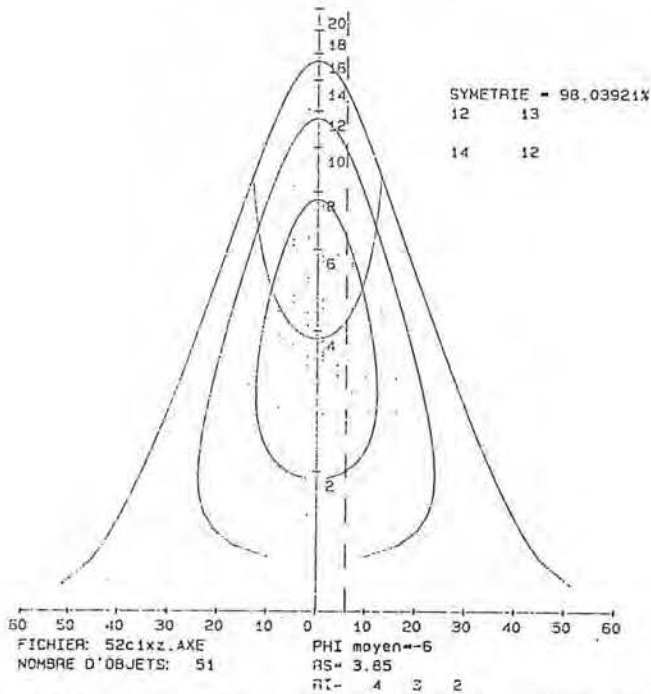
Ces deux méthodes sont basées sur des paramètres de forme et d'orientation des marqueurs de la déformation, la méthode de Fry (1979), par contre, repose sur la distribution des objets dans un espace. Pour cette méthode, il faut déterminer les coordonnées du centre de chaque objet. Le traitement consiste à amener tour à tour chaque centre de marqueur au milieu d'une fenêtre de travail et de redessiner la position des centres translatés. Il se crée au centre du diagramme un vide plus ou moins bien défini représentatif de la déformation dans le plan étudié. La détermination du rapport axial et de l'orientation de l'ellipse se fait manuellement (Fig. III.7c).

L'acquisition du contour complet des particules permet d'appliquer la méthode des diamètres de Féret, mais elle permet également de calculer les rapports axiaux des grains, l'orientation du grand axe par rapport à la droite de référence et donc de pouvoir utiliser la méthode de Dunnet. A partir des coordonnées des points du contour, il est facile de connaître les coordonnées du centre des marqueurs et d'appliquer la méthode de Fry si nous avons conservé les relations spatiales entre les objets lors de l'étape de digitalisation.

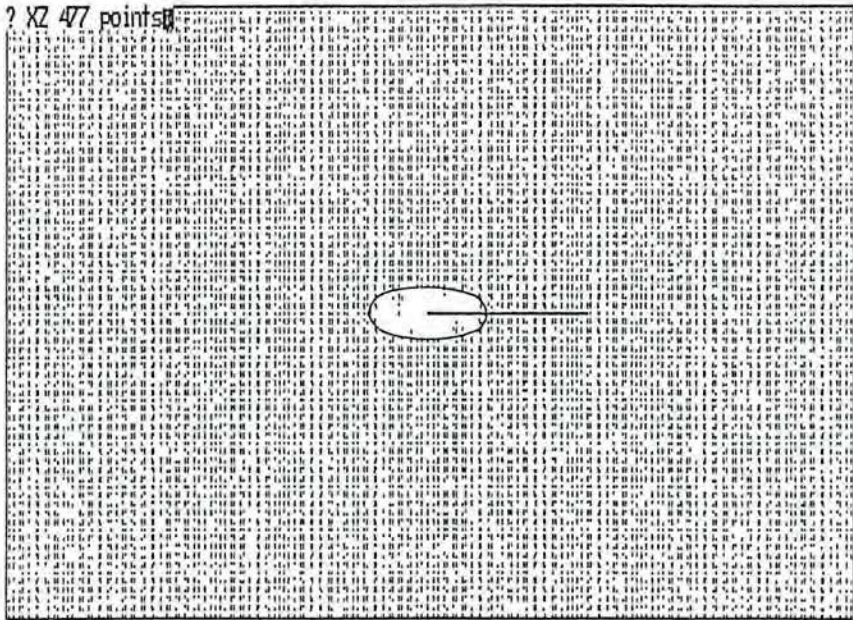
RO	TOTAL	
10	4414.450	#####
20	4258.943	#####
30	3977.297	#####
40	3586.926	#####
50	3097.351	#####
60	2537.049	#####
70	2001.347	#####
80	1597.257	#####
90	1324.001	#####
100	1345.369	#####
110	1648.208	#####
120	2183.854	#####
130	2770.848	#####
140	3307.508	#####
150	3760.364	#####
160	4110.502	#####
170	4338.157	#####
180	4436.000	#####

III.7a

RS= 3.350449800491333
ORIENTATION= 0 PAR RAPPORT A LA DROITE DE REFERENCE



III.7b



III.7c

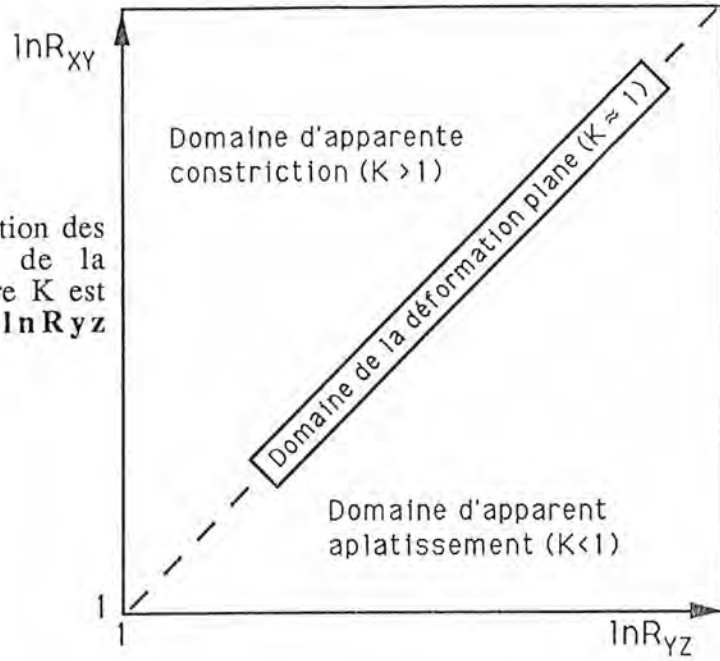
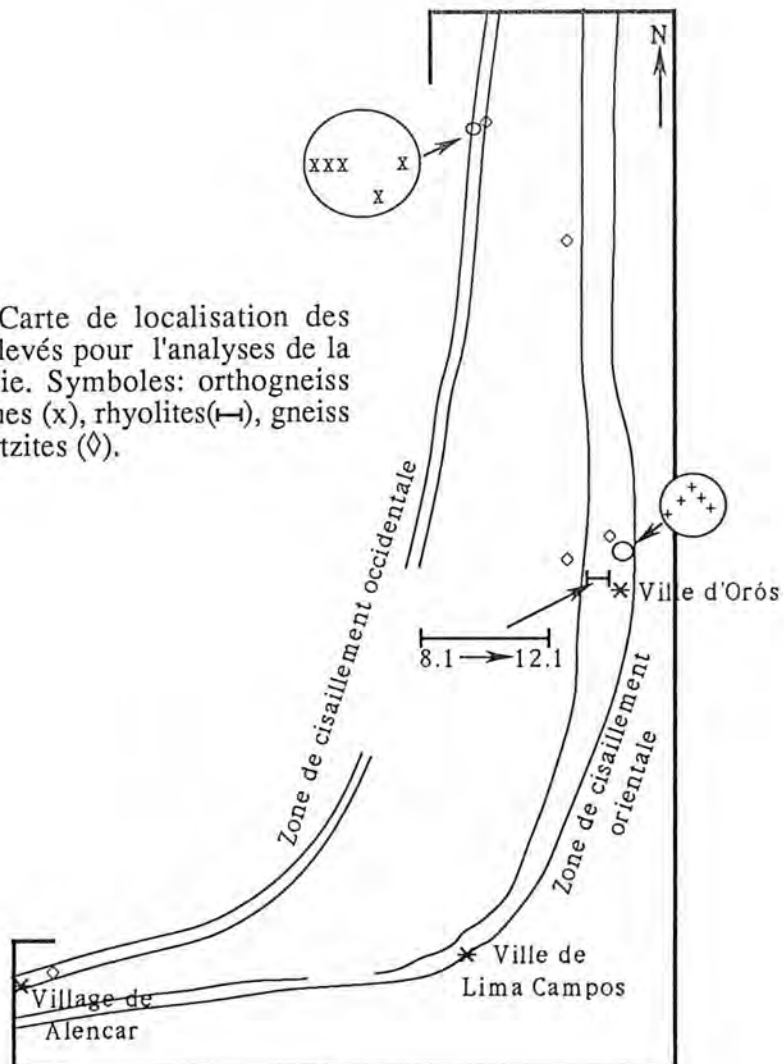


Figure III.8 - Classification des différents domaine de la déformation. Le paramètre K est défini par $K = \ln R_{xy} / \ln R_{yz}$ (D'après Ramsay, 1967).

Figure III.9 - Carte de localisation des échantillons prélevés pour l'analyse de la déformation finie. Symboles: orthogneiss microporphyriques (x), rhyolites (—), gneiss ocellés (+), quartzites (◊).



sur l'affleurement pas à pas, la distance était fonction des variations de texture, conduisant à des écarts de 10 à 80 mètres entre les échantillons. Dans les gneiss ocellés, et bien que ceux-ci affleurent de façon continue, cette méthode était impraticable en raison d'une dénivelée très importante. Ainsi, dans ce cas, les échantillons ont-ils été prélevés selon une coupe à peu près diagonale. Toutefois les distances retenues ont été recalculées par projection selon une coupe perpendiculaire aux structures. Nous présenterons séparément les données obtenues pour chaque lithologie.

A partir des données du Tableau III.1, la Figure III.10b montre les variations de la forme de l'ellipsoïde dans le plan XZ des rhyolites. On remarque une variation accentuée de $R_s(XZ)$ dans un intervalle de 30 mètres (échantillons 8.1 à 8.3) ainsi qu'un autre "pic" correspondant à l'échantillon 8.10. Toutefois les variations, d'une façon générale, ne sont pas très importantes et demeurent comprises entre 2,2 et 4,5 si on considère les données de Férét et entre 2,6 à 5,0 selon la méthode de Dunnet, la valeur de base se situant autour de 3,0.

Dans la Figure III.11b tous les échantillons se localisent dans le domaine de l'aplatissement, avec des variations qui montrent une tendance depuis la déformation plane (ellipsoïde biaxial, $X > Y = 1 > Z$) à l'aplatissement uniaxial ($X = Y > 1 > Z$).

Comparant les Figures III.10b et III.12b, on observe qu'il n'y a pas de relation directe entre $R_s(XZ)$ et K. Les échantillons qui ont les R_s les plus élevés montrent des valeurs de K parfois les plus basses (échantillon 8.10, p. ex.). Par contre, il ressort de la Figure III.12b que les plus fortes valeurs de K sont proches du centre du profil. Cependant, même ici, là où les linéations d'étirement sont les plus visibles au terrain, avec une tendance de tectonites $L > S$, ces fortes valeurs ne sont pas systématiques. Analysant les valeurs de XY dans le Tableau III.1, qui représente en fait la linéation, on constate qu'il n'y a pas non plus de relation spatiale entre XY et la localisation des échantillons. Globalement, toutes ces données caractérisent une hétérogénéité de contrainte dans les roches rhyolitiques, sans aucun contrôle spatial. Toutefois, malgré les variations mentionnées, il est clair que le cisaillement auquel ces rhyolites ont été soumises est à classer dans le champ d'aplatissement, caractérisé par un ellipsoïde aplati ($X > Y > 1 > Z$).

Le sens de cisaillement dans ces rhyolites a pu être défini, dans certains lieux, uniquement à partir de la rotation de clastes. Statistiquement, ces clastes indiquent un mouvement dextre. Mais, il faut remarquer que sur quelques affleurements les clastes montrent un sens de rotation anti-horaire,

exclusivement observé dans ces roches. Les Photos III.17 et III.18 présentent deux cas inverses, tous les deux obtenus dans un plan proche de la surface XZ.

Plus loin, vers l'Est, le comportement de cette zone de cisaillement a été étudié en utilisant les gneiss ocellés. De sa bordure Ouest au centre du corps, les textures mylonitiques disparaissent, limitant cette zone. On a remarqué que le relief du chaînon de Condado est lié au degré de mylonitisation des gneiss ocellés, s'aplanissant là où ces textures ne sont pas présentes. Ceci montre que le relief est plutôt contrôlé par le cisaillement que par la nature-même de la roche. Pour cette raison, les échantillons ont été prélevés uniquement dans ce chaînon de Condado.

Dans la Figure III.10c, un échantillon se singularise par un taux de déformation élevée (éch. 52b, $R_s = 7,6$) selon le plan XZ, tandis que les autres échantillons, à l'Ouest ou à l'Est, présentent des R_s d'environ 3 (Féret). De même, c'est dans cet échantillon (52b) qu'on peut observer une linéation d'étirement (L_x) très bien marquée, dénotée pour le XY également plus fort (Tableau III.1). Les Photos III.19 et III.20 montrent deux plans perpendiculaires de cet affleurement.

Dans la Figure III.11c, ces échantillons tombent dans le domaine de la constriction, deux d'entre eux (51 et 52c) présentant des caractéristiques proches du domaine de la déformation plane ($K = 0,83$ et $1,04$). La Figure III.12c montre le comportement de K spatialement. On y remarque que l'échantillon qui présentait le $R_s(XZ)$ le plus élevé et la linéation (L_x) la plus prononcée, n'a pas le K le plus élevé. Cette observation montre que dans ces roches (à la différence de ce que suggère normalement le terrain), la caractérisation d'un taux de déformation plus élevé et d'une linéation d'étirement plus prononcée, n'implique pas nécessairement une constriction plus intense.

La comparaison des résultats obtenus sur les rhyolites et sur les gneiss ocellés de cette zone de cisaillement, joints aux observations de terrain, fait ressortir que:

- a) La déformation est de caractère ductile et hétérogène à travers cette zone de cisaillement;
- b) En considérant toute la section de roches mylonitiques, le taux de déformation, d'une façon générale, ne montre pas de variations importantes autour d'une moyenne d'environ 3,0 (hormis deux maximums dans les rhyolites et un dans les gneiss ocellés);
- c) Les rhyolites présentent comme réponse au cisaillement une déformation dans le domaine d'aplatissement; dans ces roches les surfaces S-C

sont rares et, si la rotation de clastes s'effectue essentiellement dans le sens horaire, il existe cependant des exemples de sens anti-horaire;

d) Les gneiss ocellés présentent une déformation plutôt située dans le domaine de la constriction, avec des paires S-C et plus rarement C' caractérisés, et des sens de mouvement toujours dextres;

e) A la différence de quelques sites rhyolitiques, les gneiss ocellés montrent toujours une linéation d'étirement bien marquée.

III.4.4 - Comparaison entre les méthodes de F eret et de Dunnet

La Figure III.10a,b,c montre à l'évidence que les valeurs de R_s obtenues dans le plan XZ en utilisant la méthode de Dunnet sont toujours plus élevées que celles fournies par la méthode de F eret. La Figure III.13 regroupe l'ensemble des informations obtenues sur tous les échantillons analysés par les deux méthodes, en y ajoutant les valeurs de R_s dans le plan YZ, aussi mesurés. Même s'il n'y a pas de relation mathématique par les différences entre les valeurs obtenues par les deux méthodes, elle montre que, quel que soit le plan utilisé pour faire les mesures, la méthode de Dunnet fournit des rapport axiaux plus élevés. Comme les R_s dans le plan XY ont été définis en utilisant un artifice mathématique ($R_{XZ}/R_{YZ} = R_{XY}$), cette comparaison ne peut pas être faite par rapport à XY.

Champenois (1989), en faisant de la simulation de déformation et analysant les résultats par plusieurs méthodes, a démontré que, pour des valeurs relativement basses des rapports axiaux d'ellipses de déformation, la méthode de F eret donne des résultats plus proches des données théoriques. La plus grand partie des échantillons étudiées a fourni des valeurs de R_s (XZ et YZ) d'environ 3,0-3,5 et 2,0-3,0 respectivement, qu'on peut considérer comme "relativement basses". C'est principalement pour cette raison que dans les Figures III.11a,b,c et III.12a,b,c, nous avons seulement représenté les données obtenues par la méthode de F eret. De toute façon, les paramètres K étant calculés à partir d'un rapport, la caractérisation du domaine ne doit pas être, quelle que soit la méthode utilisée, sujette à des variations importantes.

III.4.5 - Les mesures sur quartzites (méthode de Fry)

Trois niveaux de quartzites de granulométrie fine et homogène ont été choisis pour faire des mesures en utilisant la méthode de Fry (1979). Deux échantillons ont été prélevés dans le niveau de quartzite situé dans la zone de

cisaillement occidentale (un au Nord, proche des orthogneiss microporphyriques analysés, et l'autre dans leur prolongement sud, dans la région d'Alencar). Un troisième provient d'un niveau de quartzite de la zone de cisaillement orientale, et deux autres du Nord et du Sud du chaînon d'Orós, soit un total de cinq échantillons (Figure III.9).

Ces quartzites sont composés d'environ 90% de quartz et 10% de micas. Leur foliation est bien visible et leur linéation (surtout par les micas) sub-horizontale, est bien marquée.

La Figure III.10d montre les $R_s(XZ)$ obtenus et permet de comparer les valeurs obtenues au Nord et Sud dans le même niveau stratigraphique. Bien qu'en nombre relativement restreint, les analyses montrent que: a) dans la zone occidentale (chaînon du Franco), il n'y a pas de variation de $R_s(XZ)$ entre le Nord et Sud; b) dans le chaînon d'Orós, on observe une diminution de R_s vers le Nord; c) l'échantillon prélevé dans la zone des mylonites orientales (ZCO_r), présente une faible taux de déformation. Ces premières observations, font ressortir que l'échantillon situé dans un couloir mylonitique (E Orós) présente un R_s faible et inférieur à celui de l'échantillon situé en-dehors (S Orós) de cette même zone de cisaillement. Comparé aux rhyolites et aux gneiss ocellés (qui sont à l'Ouest et à l'Est, respectivement), ce même échantillon (E Orós) est également plus bas que n'importe lesquelles de ces roches.

Les Figures III.11d et III.12d montrent que la forme de l'ellipsoïde de déformation dans ces quartzites présente des caractéristiques générales du domaine d'aplatissement, avec toutefois un échantillon évoluant dans la direction de la déformation plane.

A partir de ces résultats, on peut noter que: a) comme pour les résultats obtenus à partir des autres méthodes, il n'y a aucune relation entre le taux de déformation (XZ) et le paramètre K; b) les linéations de mica observées doivent, dans la plupart des cas, représenter plutôt une linéation d'intersection de deux plans qu'une linéation d'étirement vue que les $R_s(XY)$ sont faibles, exception faite de l'échantillon représentant un ellipsoïde biaxial; c) le fait que l'échantillon prélevé dans la zone de cisaillement orientale présente un taux de déformation inférieur à celui des rhyolites et des gneiss ocellés, est suggestif qu'il a seulement enregistré les dernières manifestations du cisaillement, après que les minéraux utilisés ont été les quartz.

III.4.6 - Discussion

Les observations du terrain et les études de la déformation finie montrent que les zones de cisaillement de la ceinture d'Orós ont été soumises à une déformation de caractère ductile et présentent un comportement hétérogène. Cette hétérogénéité se traduit principalement par: 1) une distribution irrégulière du taux de déformation, 2) une variation de la forme de l'ellipsoïde de déformation depuis le domaine de l'aplatissement apparent à celui de constriction apparent et 3) une répétition irrégulière de tectonites L et de tectonites S. Il faut aussi souligner, en liaison avec (1), que dans les zones étudiées, on ne peut pas fixer un centre pour les zones de cisaillement.

Néanmoins, hormis ces hétérogénéités, le domaine de la constriction, caractérisé par des valeurs de $K > 1$, a été défini là où a été identifié l'ensemble des structures suivantes: a) des surfaces S et C (et parfois C') bien caractérisées ou, pour le moins, présentes, b) un sens de mouvement évident et constamment dextre et c) une linéation d'étirement bien marquée. En outre, des plis en fourreau ont été identifiés dans un couloir étroit proche du point de prélèvement de l'échantillon de gneiss ocellé ayant la valeur de K la plus élevée. Cette structure, par sa nature, est associée à transport de matériaux. L'ensemble des structures décrites ci-dessus, est caractéristique d'une déformation non-coaxiale, voire même d'un cisaillement simple. On remarquera que des plis en fourreau ont également été identifiés dans les schistes de la zone de cisaillement centro-occidentale (Photo III.12).

Par contre, on peut dire que le domaine de l'aplatissement a été caractérisé principalement là où existent: a) une seule surface mylonitique, b) une dualité (même que locale) de sens de cisaillement et c) des tectonites S beaucoup plus apparentes que les tectonites L. On remarquera aussi que ces structures se rencontrent principalement dans les rhyolites. Cet ensemble de caractéristiques, allié à un paramètre $K < 1$, met en évidence un régime de déformation coaxial, voire de cisaillement pur.

On constate qu'il a eu, au cours de temps, un soulèvement crustal traduit par une progression de la déformation tout à fait ductile, avec des sous-zones restreintes montrant des textures de type ductile-fragile. En-dehors de ces sous-zones, les textures et microtextures ainsi que la minéralogie associée montrent que, à travers ces zones de cisaillement, les conditions de métamorphisme étaient à peu près les mêmes entre elles. Tenant compte de ces données, rien ne permet de dire que cette dualité de régime coaxial vs non coaxial soit significative d'un changement, au cours de temps, du régime de la déformation.

Il est beaucoup plus vraisemblable que ces cisaillements sont contemporains. Ils auraient fonctionné dans certains secteurs en cisaillement "pur" et en d'autres en cisaillement "simple". Des lors, quelle peut être l'origine de cette dualité observée dans la même zone de cisaillement et/ou dans la même proto-roche?

Parmi les endroits où la déformation rotationnelle (non coaxiale) a été caractérisée (voir Figure III.12), nous pouvons citer les suivants: 1) à la bordure l'Est des orthogneiss microporphyriques, b) dans le massif de gneiss ocellés et c) d'après les observations de terrain, dans les schistes de la zone de cisaillement centro-occidentale. Dans la zone occidentale, elle est restreinte à la surface de contact, voire aux zones de discontinuité lithologique. Dans ce cas, les déplacements et la constriction y étaient plus actifs en raison d'une circulation des fluides favorisée par des contacts entre roches compétentes et incompétentes, contacts correspondant à des surfaces de discontinuité où les mouvements ou même la constriction se développent plus facilement.

Dans les deux autres cas, la constriction s'est faite sans changement de la lithologie et nous ne pouvons donc pas évoquer le même raisonnement. On peut seulement y suggérer, dans ces endroits, l'existence de cicatrices anciennes (failles normales ?), probablement liées à la compartimentation de l'ancien bassin sédimentaire d'Orós, correspondant à des zones de faiblesse particulièrement plus favorables à des déplacements et des mouvement de plans.

Prenant en considération l'ensemble de ces données, nous sommes en présence, dans la chaîne d'Orós, de zones déformées par aplatissement comme une réponse à la contrainte d'un régime de cisaillement pur, associées à des sous-zones - contemporaines et liées aux mêmes conditions de contrainte - qui fournissent une réponse avec de mouvements cisailants caractéristiques d'une extension (voire d'une constriction). Ce type de réponse dans ces sous-zones, serait contrôlé par des accidents préexistant dans la croûte, susceptibles de correspondre à des plans de failles anciennes et/ou à des discontinuités lithologiques, c'est à dire à des plans d'anisotropie, favorables aux glissements et, par extension, à une constriction.

Au total, nous considérons donc que les mylonites d'Orós résultent d'une déformation générale dont les caractéristiques dominantes sont de type cisaillement pur, coaxiale, accompagné d'une composante rotationnelle (non coaxiale), restreinte à quelques sous-zones.

Tableau III.1 - Données obtenues à partir des analyses de la déformation finie en utilisant les méthodes de F eret, Dunnet et Fry.

Ech.	d(m)	FERET				DUNNET				Nr. point
		XZ	YZ	XY	K	XZ	YZ	XY	K	
		(lnXY/lnYZ)				(lnXY/lnYZ)				XZ-YZ
RHYOLITES										
8.1di	0	3.30	2.66	1.24	0.22	3.80	3.00	1.26	0.21	69-49
8.2di	10	4.44	3.42	1.30	0.21	4.70	4.40	1.07	0.05	86-26
8.3di	30	2.83	2.29	1.23	0.25	3.00	2.80	1.07	0.07	62-121
8.6	100	2.97	2.91	1.02	0.02					133-130
8.7	115	2.77	2.72	1.02	0.02					187-89
8.8	120	3.14	2.71	1.16	0.15					41-35
8.9	130	3.00	2.38	1.26	0.27					59-85
8.10di	160	4.39	4.27	1.03	0.02	5.40	5.20	1.04	0.02	66-76
8.11	185	3.33	1.96	1.70	0.79	4.12	2.41	1.71	0.61	116-107
9.1	215	3.23	1.98	1.62	0.71	3.98				168-66
9.2di	235	2.85	2.55	1.12	0.12	3.30	3.00	1.10	0.09	67-85
9.3di	270	2.69	2.47	1.09	0.10	3.20	2.80	1.14	0.13	96-117
10.1	350	3.45	2.40	1.44	0.42	4.40	3.50	1.26	0.18	81-90
12.1	420	2.19	2.11	1.04	0.05	2.65	2.55	1.04	0.04	113-110
GNEISS OEUILES										
51 di	1200	3.05	1.84	1.66	0.83	3.50	2.00	1.75	0.81	106-85
52b di	1360	7.60	2.06	3.70	1.81	10.75	2.50	4.30	1.59	42-42
52c1di	1550	3.36	1.81	1.85	1.04	3.90	2.10	1.85	0.83	51-41
39.1	1960	3.35	1.35	2.48	3.03	4.30	1.70	2.52	1.74	15-45
39.2	1985	2.67	1.51	1.76	1.37	3.20				72-75
ORTHOGNEISS MICROPORPHYRIQUES										
35H	E ↓ W	2.52	1.33	1.89	2.23	3.15				185-91
31Ha		1.84	1.47	1.25	0.58	2.38	2.00	1.19	0.25	262-367
49H		3.55	2.68	1.32	0.28	4.20	3.30	1.27	0.20	352-200
49H1		2.99	2.58	1.16	0.16					197-77
49H2		3.20	2.56	1.25	0.24					112-165
FRY										
QUARTZITES										
AL	Ch.Franco(S)	2.83	2.62	1.08	0.08					654-700
134c	Ch.Franco(N)	2.77	1.67	1.66	0.99					438-429
8.4	Ch.Oros(S)	2.28	1.85	1.23	0.34					477-416
133a	Ch.Oros(N)	1.30	1.27	1.02	0.08					327-308
13	E Or�s	2.00	1.74	1.15	0.25					325-308

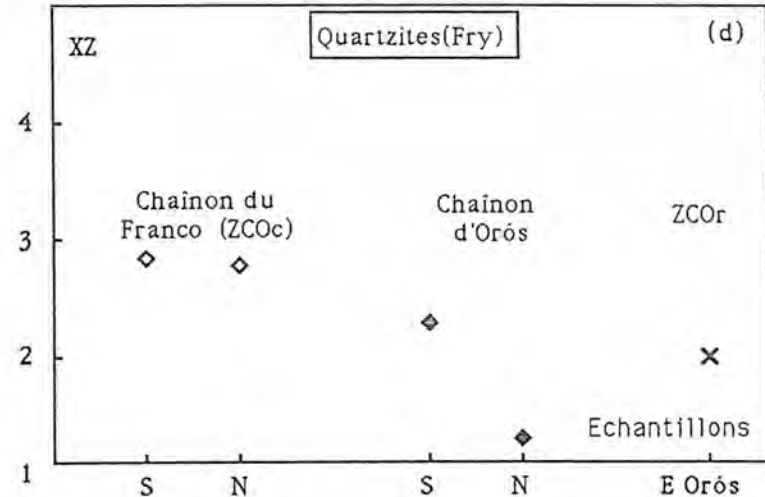
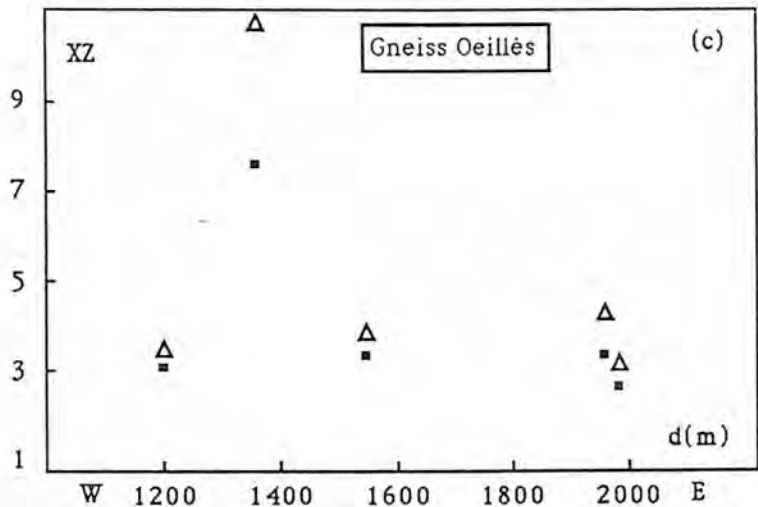
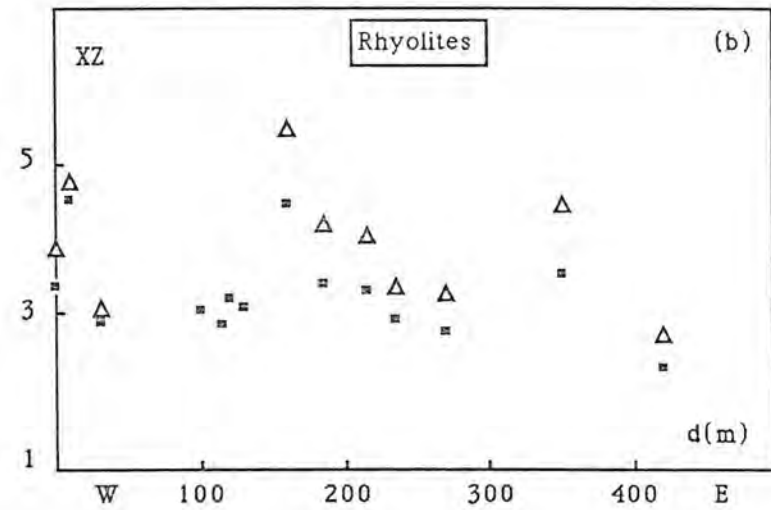
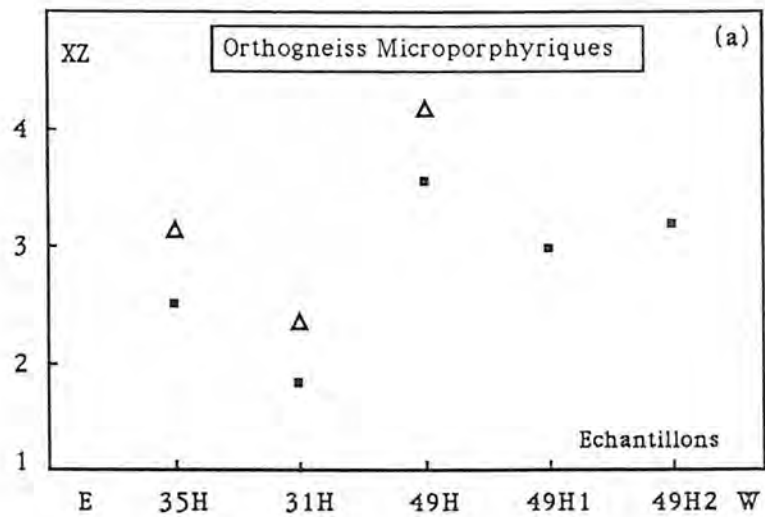


Figure III.10 - Diagrammes binaire R_s mesuré dans la plan XZ de l'ellipsoïde de déformation vs localisation d'échantillons: orthogneiss microporphyriques de la zone de cisaillement occidentale (a), rhyolites (b) et gneiss oeuillés (c) de la zone de cisaillement orientale et quartzites (d). La figure (c) est la continuation de la section transversale de la figure (b). Symboles: (■) - méthode de Féret, (△) - méthode de Dunnet, et la méthode de Fry pour les quartzites.

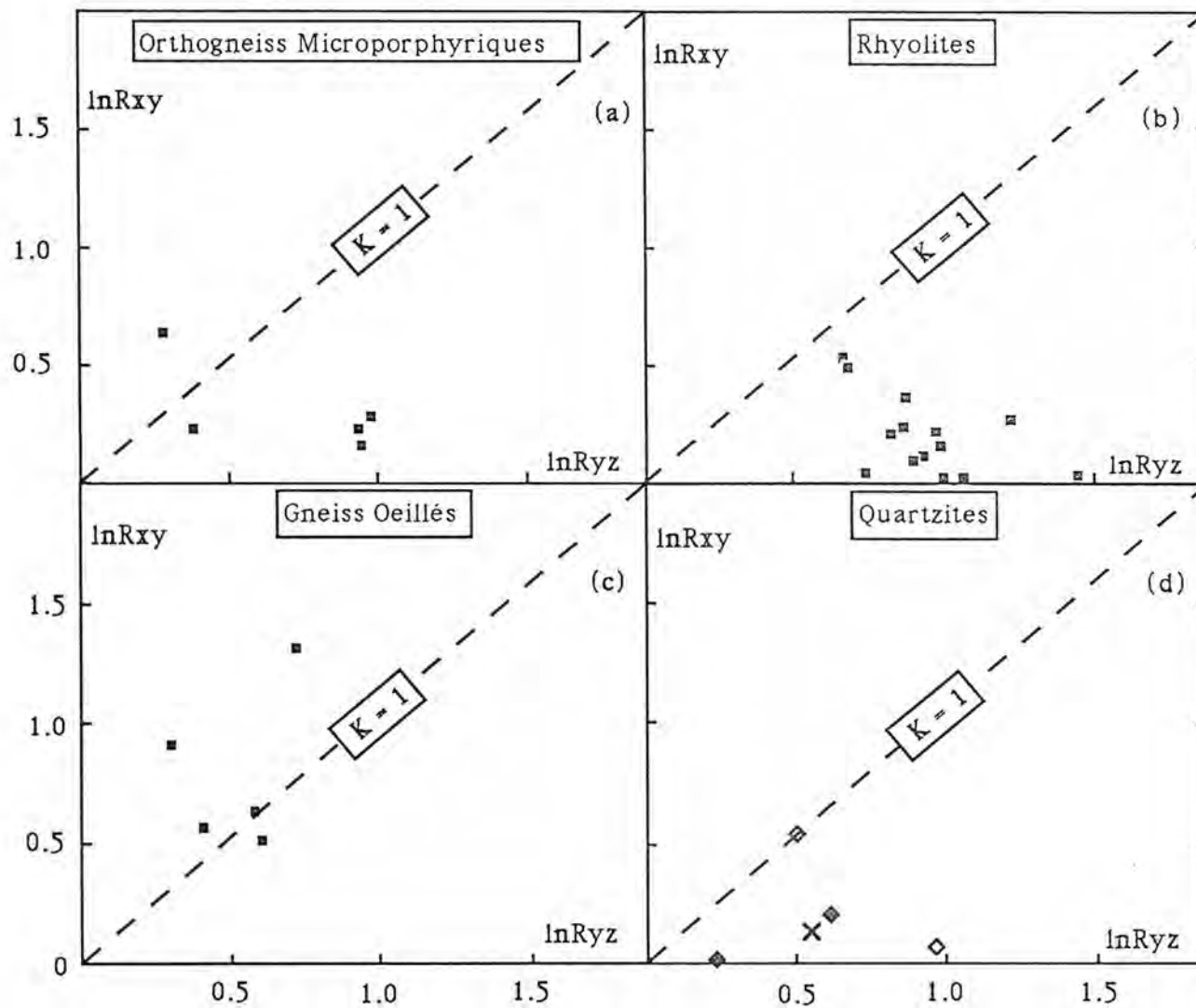


Figure III.11 - Diagrammes binaire $\ln R_{XY}$ vs $\ln R_{YZ}$ (Ramsay, 1967) qui sépare les domaines d'aplatissement ($K < 1$) et de la constriction ($K > 1$). Orthogneiss microporphyriques (a), rhyolites (b), gneiss oeillés (c) et quartzites (d). Symboles: (a), (b) et (c) - méthode de Férét; (d) - méthode de Fry.

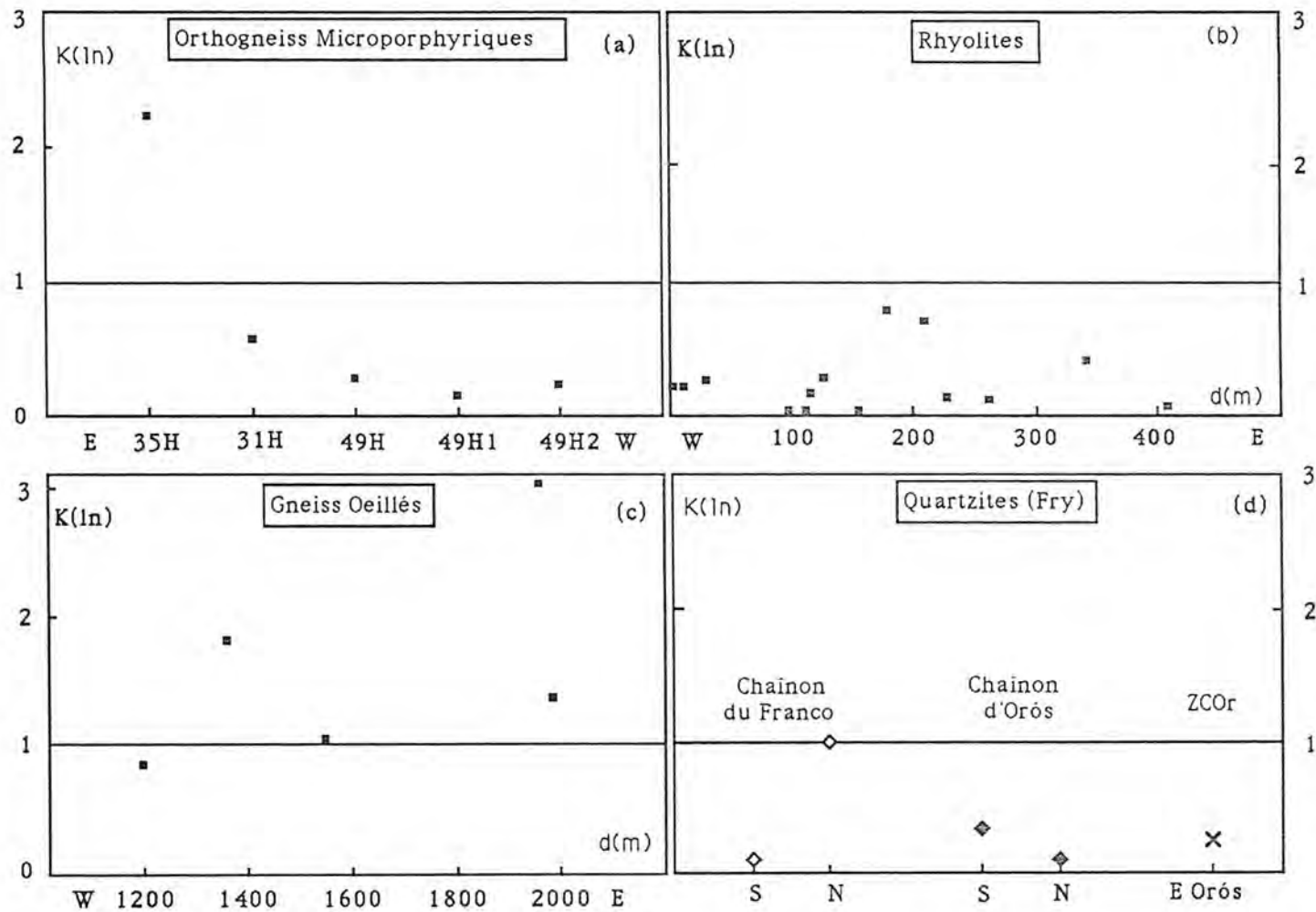


Figure III.12 - Diagrammes binaire paramètre $K(\ln)$ de Ramsay (1967) vs localisation d'échantillons. La ligne horizontale $K=1$ sépare le domaine d'aplatissement et de la constriction. Symboles comme la Figure III.11.

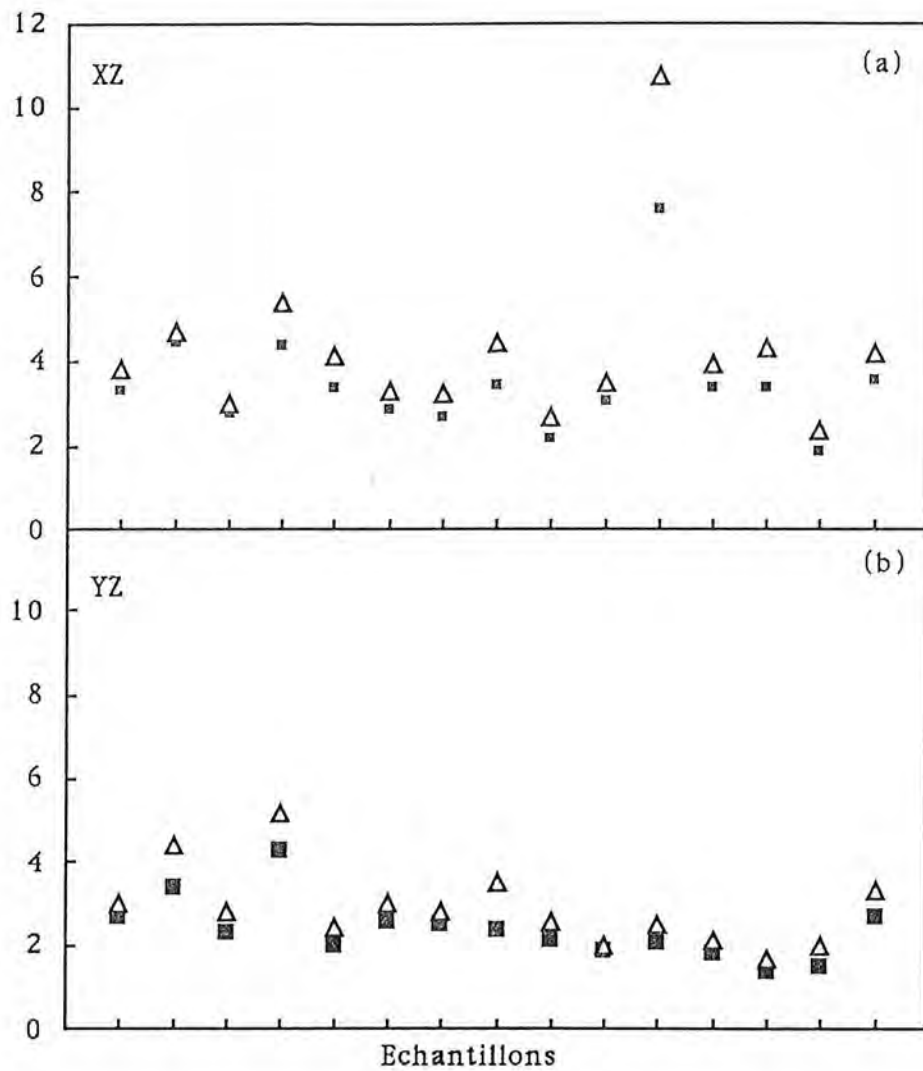


Figure III.13 - Comparaison des résultats obtenu entre les méthodes de Féret et Dunnet. R_s mesuré sur le plan XZ (a) et sur le plan YZ (b) de l'ellipsoïde de déformation. Symboles: (■) méthode de Féret, (Δ) méthode de Dunnet.

Photo III.1 - Pli isoclinal transposé de la phase F_n . Veine quartzo-feldspathique plissée dans le gneiss rubané du socle oriental. Plan vertical. 1 km à l'Est de la ville de Lima Campos.

Photo III.2 - Rubanement métamorphique de nature migmatitique (S_n) dans les orthogneiss du socle oriental. Le rubanement est ici recoupé par une veine interprétée comme représentant le même type du matériel que les gneiss ocellés. On remarquera que S_n est plissée par F_2 tandis que la veine montre un boudinage asymétrique indiquant un mouvement dextre. Plan horizontal. 13 km au NE d'Orós, près de la localité de Cajazeira.

Photo III.3 - Rubanement métamorphique S_n dans les paragneiss à biotite du socle occidental recoupé par l'orthogneiss microporphyrrique. L'intrusion d'orthogneiss correspond au plan axial des plis. Plan horizontal. Au NW de la région cartographiée.

Photo III.4 - Asymétrie de clastes de quartz dans le gneiss rubané du socle oriental indiquant un sens de rotation horaire, et donc un chevauchement vers l'Est. Plan vertical. Même affleurement que Photo III.1.

Photo III.5 - S_1 correspond à la fine alternance de minéraux clairs et foncés (droite de la photo). Ce type de rubanement ressort bien dans les niveaux les plus pelitiques. Le rubanement, à gauche, représente S_2 (qui est parallèle à S_0) et crénule S_1 . Micaschistes. 10 Km au NW d'Orós, près de la localité de Fechados.

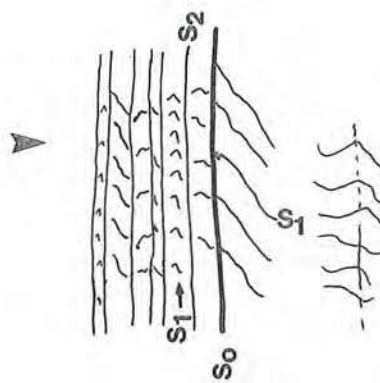
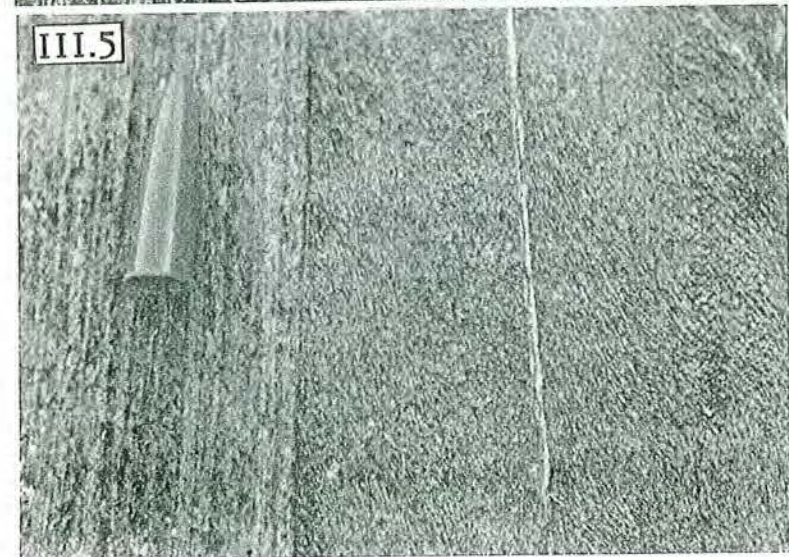
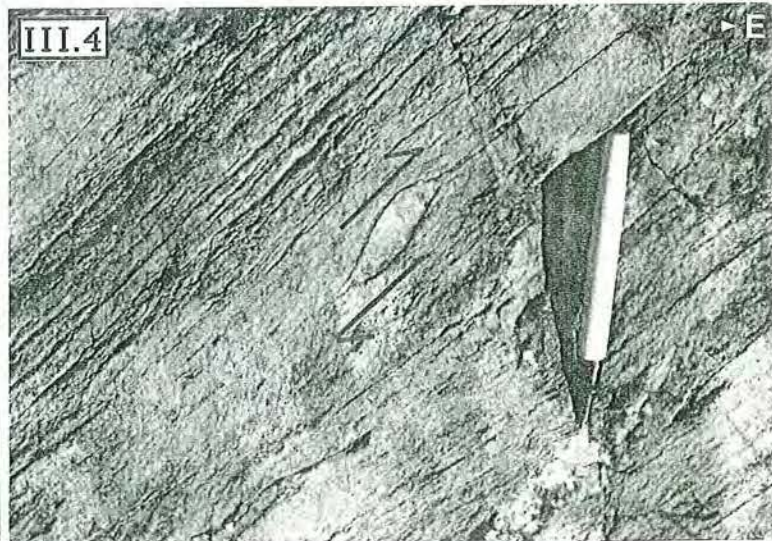
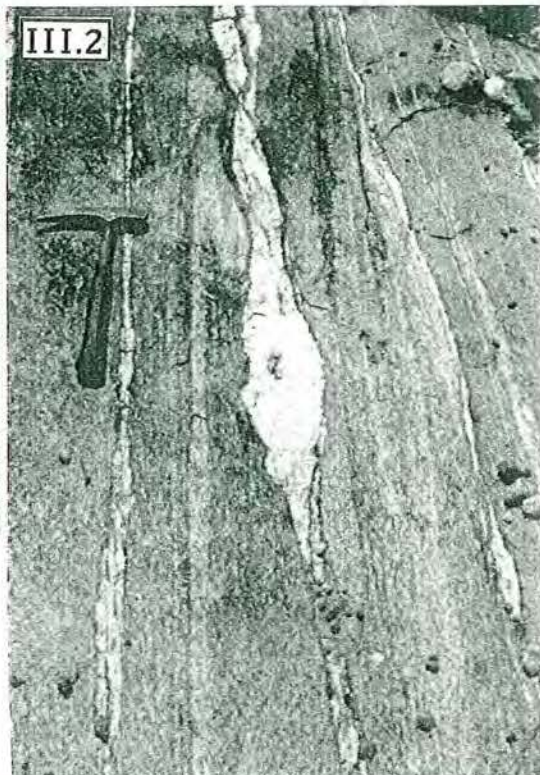


Photo III.6 - Plan de foliation dans un micaschiste. Noter la linéation à plongement fort (L_1) marquée par l'alternance des niveaux fins pelitiques et quartzeux, crenulée par une autre linéation (L_2), mieux marquée, à plongement faible vers le Sud. Même affleurement que Photo III.5

Photo III.7 - Figure d'interférence des plis coaxiaux $F_3 + F_2$ (type 3; Ramsay, 1967). Le pli F_3 est plus ouvert et à tendance isopaque tandis que F_2 est isoclinal avec épaissement de la zone de charnière. Le plan S_3 déverse vers l'Est, crénule faiblement le plan S_2 , souligné par le niveau biotitique. Section verticale dans un micaschiste. Route Lima Campos - Alencar, à 15 Km de Lima Campos.

Photo III.8 - Pli F_3 avec veine de quartz soulignant la position du plan axial. La principale surface vue sur la photo est le plan $S_2 // S_0$. Noter les anciennes veines de quartz pliées par F_2 et repliées par F_3 . Même localité que Photo III.5.

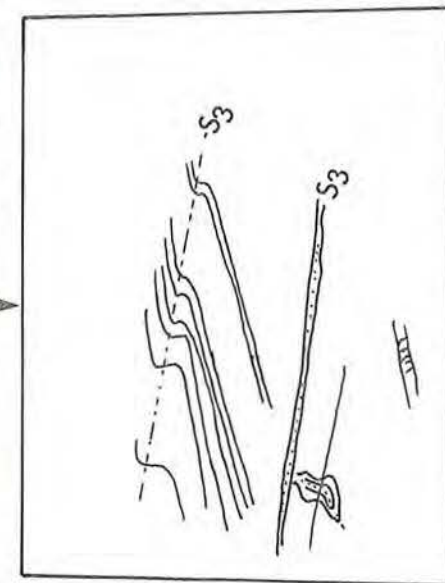
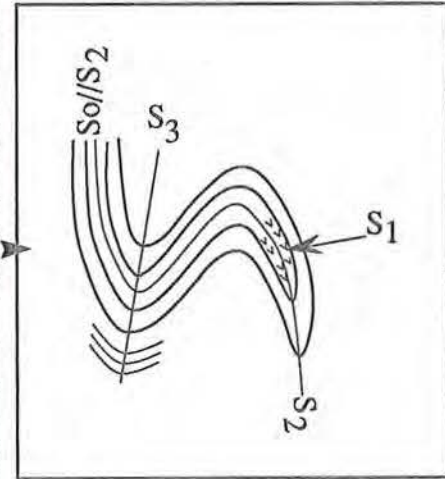
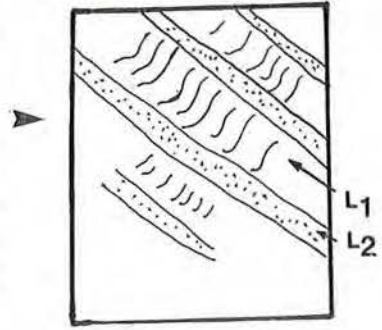


Photo III.9 - Rotation de *clastes* de microcline dans le sens horaire traduisant un mouvement dextre. Les plans S et C se sont parallélisés tandis que des plans C' synthétiques faisant un angle C-C' de l'ordre de 25° sont visibles. Plan XZ (horizontal) dans les gneiss oillés du chaînon du Condado, NNE d'Orós.

Photo III.10 - Surfaces S-C-C' et "mica fishes" avec sens de mouvement dextre. Plan horizontal. Micaschistes de la zone de cisaillement occidentale.

Photo III.11 - Boudinage asymétrique avec sens de mouvement dextre. Gneiss à hornblende. Route Orós - Lima Campos, à 4,5 Km de Orós.

Photo III.12 - Section sur le plan basal (YZ) d'un pli en fourreau. Le plan plié est $S_2 // S_0$. Plan sub-vertical. Micaschistes de la zone de cisaillement centro-occidentale.

Photo III.13 - Section latérale (XY) de la Photo III.12. Voir Figure III.3.

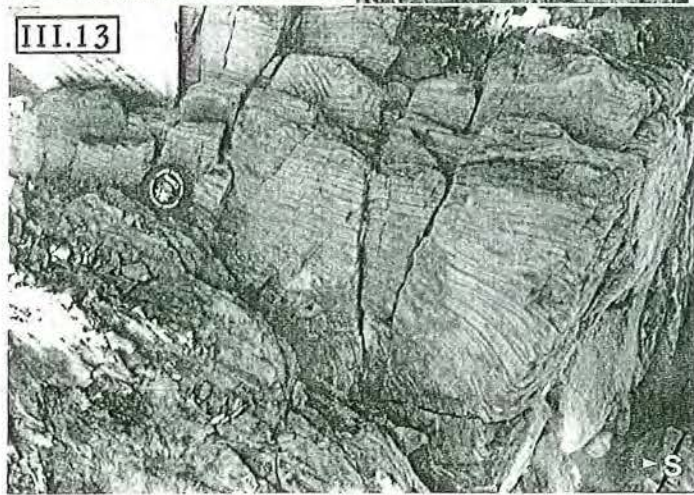
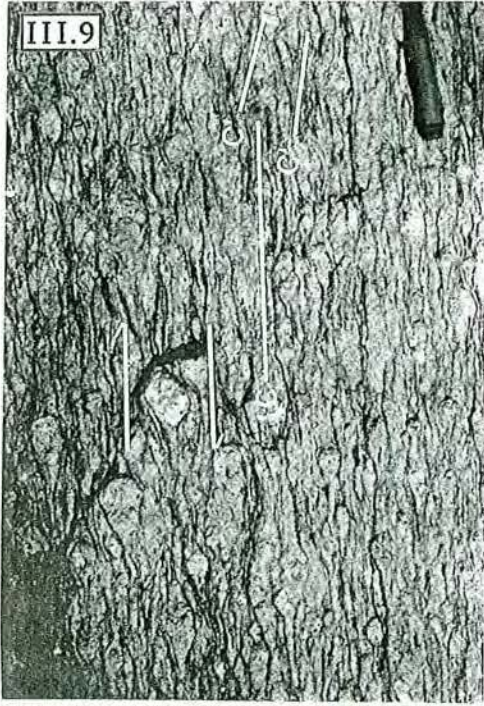


Photo III.14 - Début de développement d'une zone de cisaillement individualisé de quelques centimètres. Plan XZ dans le gneiss oillé. A 7 Km au Nord d'Orós.

Photo III.15 - Section latérale (XY) d'un mylonite montrant une linéation sub-horizontale (L_x) définie par l'étirement de clastes d'orthogneiss microporphyrrique. La foliation mylonitique est verticale. Affleurement 35H de la zone de cisaillement occidentale.

Photo III.16 - Même affleurement que Photo III.15 vue sur le plan YZ. On observe le plan de foliation mylonitique vertical et les clastes d'orthogneiss. Noter dans le plus gros claste la présence de fentes d'extension.

Photo III.17 - Les surfaces S et C ne sont pas visibles séparément mais l'asymétrie des clastes indique un mouvement dextre. Plan XZ des rhyolites de la zone de cisaillement orientale.

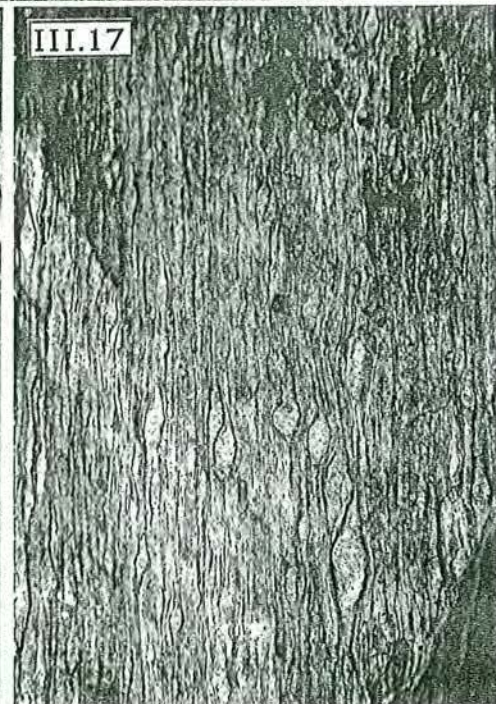
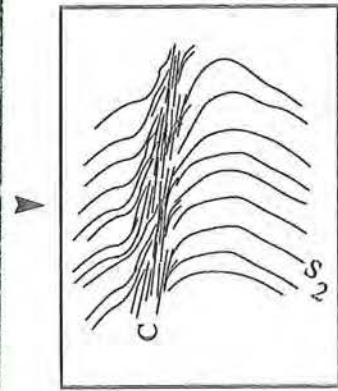
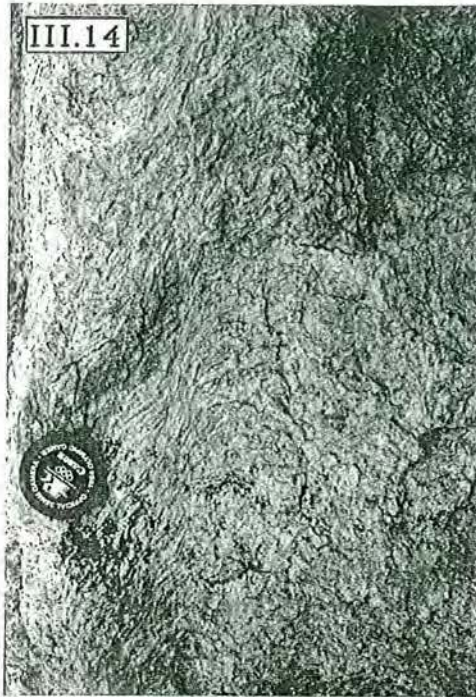
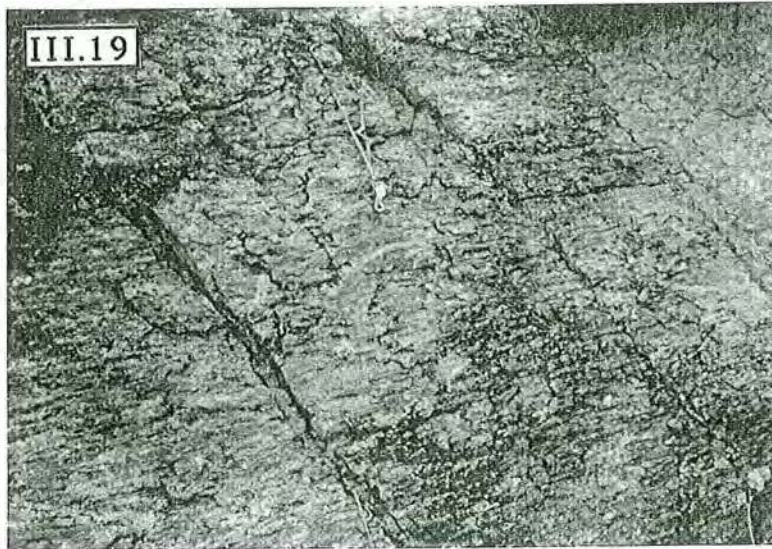


Photo III.18 - Quelques clastes indiquant de mouvement senestre. Plan XZ des rhyolites mylonitisées de la zone de cisaillement orientale.

Photo III.19 - Plan oblique intermédiaire entre XY et XZ montrant une linéation d'étirement (L_x) horizontale bien caractérisée. Gneiss oillé mylonitique. Affleurement 52b de la zone de cisaillement orientale.

Photo III.20 - Section YZ du même affleurement que celui de la Photo III.19.



IV - METAMORPHISME

IV.1 - Introduction

Comme décrit dans le chapitre précédent, la ceinture d'Orós présente une évolution tectonique polyphasée avec trois phases de déformation associées temporellement à des cisaillements. Ces phases ont développé des foliations métamorphiques avec cristallisation/recristallisation successives des minéraux. Dans ce chapitre nous allons décrire les microtextures métamorphiques et identifier les paragenèses minérales associées à chaque phase et son évolution au cours de temps. Ces observations seront faites à partir de lames minces en insistant sur les micaschistes parce que ces roches, par leur nature et composition, fournissent des structures plus remarquables et des minéraux index de métamorphisme tels que le staurotide, l'andalousite, le grenat et la biotite.

Les lames étudiées ont été faites toujours dans le plan perpendiculaire à la foliation, soit perpendiculaires aux axes des plis ou à la linéation (section N) ou parallèles (section P). Dans la plupart des cas, nous avons utilisé la section N parce que les plis sont coaxiaux mais non coplanaires, et l'individualisation des différents plans S de foliation sur cette section est plus évidente.

Les critères utilisés pour l'identification de paragenèses minérales sont les critères classiques tels comme ceux décrits par Zwart (1962), Spry (1969), Vernon (1978) ainsi que Rosenfeld (1968), Powell et Treagus (1970), Schoneveld (1978), Olesen (1978), entre autres.

Dans les terrains polyphasés le principal problème pour définir la paragenèse associée à chaque phase est de bien identifier les foliations vues en lames minces. La caractérisation sur le terrain de la foliation principale par rapport à une phase tectonique est d'une importance fondamentale dans l'étude microstructurale car une foliation peut changer de caractéristiques d'un affleurement à l'autre ou même dans le même affleurement. Cependant, il faut remarquer que les observations de terrain pendant le prélèvement des échantillons ont apporté une aide significative, car elles nous fournissent une visualisation globale de l'affleurement et permettent d'établir le comportement des divers plans de foliation, tandis que dans une lame mince les observations

sont faites à une échelle restreinte. Cela veut dire que les observations de terrain ont parfois concouru à l'identification des microstructures par rapport à un événement spécifique, à cause de l'hétérogénéité spatiale de la déformation.

A partir des microtextures et des observations de dissolution et/ou déstabilisation vs croissance de minéraux ou porphyroblastes observés, quelques réactions seront proposées pour expliquer ces phénomènes.

Le terme "paragénèse" sera utilisé comme représentant l'association de minéraux qui ont cristallisé dans une même phase de déformation et le terme "assemblage" représente la minéralogie totale d'une roche. S_i représente le "trend" d'inclusion dans un porphyroblaste et S_e la foliation externe à ce porphyroblaste. Le symbole M suivi d'un index représente la paragénèse liée à une phase déterminée, p. ex. M_1 les minéraux associés à F_1/S_1 , etc. Pré- et post-tectonique se réfèrent à cristallisation/recristallisation de minéraux respectivement avant ou après une phase spécifiée; les termes "précoce" et "tardi", par contre, se réfèrent à une période au début ou tardive par rapport à cet événement. Par exemple, une cristallisation précoce- S_3 implique une cristallisation au début de la phase F_3 ("early") et pré- S_3 indique une cristallisation antérieure à cette foliation spécifiée. La nomenclature de faciès métamorphiques utilisée est celle de Miyashiro (1973).

Ensuite seront présentées quelques analyses sur roche totale de micaschistes et de minéraux faites à la microsonde, avec comme objectif l'utilisation des phases minérales comme géothermomètres.

IV.2 - Les foliations et les paragénèses minérales

Les descriptions microstructurales des foliations seront faites, tout d'abord, en dehors des zones de cisaillement et ensuite nous décrirons des détails sur les effets du cisaillement.

Des minéraux lamellaires comme la biotite et la muscovite et les plus facilement recristallisés comme le quartz, sont les minéraux qui montrent des orientations préférentielles et marquent les surfaces S dans les micaschistes.

La foliation S_1 est souvent vue comme des restes de minéraux pré- S_2 , comme un alignement d'inclusions préservées dans des porphyroblastes (voir Photo IV.8), ou composant une foliation crénelée et partiellement transposée par les foliations postérieures, notamment S_2 (Photo IV.1).

La foliation S_2 est, dans la plupart des cas, la foliation principale des roches étudiées. D'après la classification qualitative du développement d'un

clivage de crénulation présentée par Bell et Rubenach (1983), on peut classer S_2 comme étant un clivage de crénulation qui présente des caractéristiques entre l'étape 4 à 6. Les Photos IV.1 et IV.2 montrent deux différents aspects présentés par S_2 en lames minces. Il se manifeste par un rubanement riche en biotite (domaine M) s'alternant avec de zones plus riches en quartz (domaine Q); ce rubanement doit être le résultat d'une dissolution et d'une ségrégation de matériaux pendant la phase de déformation F_2 . Toutefois certaines lames ne montrent pas ce rubanement, ce qui, dans ce cas, peut signifier une homogénéisation de ces deux domaines (Q et M).

S_3 est un clivage de crénulation non proéminente et espacée, caractérisée comme des alignements de minéraux selon des plans parallèles aux plans axiaux de plis F_3 . Basés sur un affleurement de la région d'Alencar, à SW de la région cartographiée, les Photos IV.3a,b,c montrent, d'une façon générale, les relations entre les plans S_1 , S_2 et S_3 .

Dans la ceinture d'Orós, les microtextures observées sont, en général, différentes pour chaque secteur. Dans la partie orientale, la foliation ou plutôt, les minéraux de S_1 sont toujours identifiés comme les restes d'une foliation transposée. Dans les micaschistes de la partie occidentale, la foliation S_1 , bien que crénulée, est mieux préservée. De cette observation, on peut conclure que, d'une façon générale, la transposition de S_1 par F_2 a été plus intense dans la partie orientale. Par exemple, on remarque que des structures S_1 présentées sur les Photos III.5 (Chap. III) et IV.1 ne sont pas vues dans les schistes à l'Est de la ceinture.

La biotite et le quartz sont cristallisés/recristallisés sur les surfaces S_1 , S_2 et S_3 . Toutefois, on note que régionalement, pendant la période depuis tardi- S_1 à précoce- S_3 , les biotites présentent des développements plus importants. De petites paillettes de biotite S_1 crénulée par S_2 sont observées, toutefois des biotites bien développées et cristallisées dans une époque tardi- S_1 à précoce- S_2 sont aussi présentes. La Photo IV.2 montre la foliation S_2 déviée autour d'une biotite avec cristallisation du quartz dans l'ombre de pression. Cette texture est indicative d'un minéral pré-existant (ou précoce) par rapport à l'implantation de la foliation principale (S_2).

Sur S_3 , en plus de la biotite et du quartz, la muscovite et la chlorite sont aussi cristallisées. Cette paragenèse additionnelle de M_3 (muscovite + chlorite) est caractérisée de deux façons: soit des minéraux parallèles à S_3 , soit parallèles à S_2 mais à partir de la déstabilisation du minéraux de S_2 pendant F_3 . Ce deuxième cas peut être expliqué comme une cristallisation mymétique de la chlorite et/ou muscovite au long des plans S_2 . Ceci est suggéré par la présence

de ces minéraux toujours sur les plans de clivages de biotites et associés à des lamelles de minéraux opaques indicatifs d'une déstabilisation de biotites S_2 pour former la chlorite ou le mica blanc + des opaques. Cette cristallisation myométrique peut être liée au fait que S_3 est une surface de crénulation normalement classée entre l'étape 2 à 3 (Bell et Rubenach, 1983) où le transfert de solution ("solution transfer") et/ou les conditions de différenciation métamorphique pour la formation de plans S_3 n'étaient pas bien développées.

D'après ces observations, basée uniquement sur les comportements des foliations et les minéraux qui les composent, on peut envisager un métamorphisme progressif depuis M_1 jusqu'à M_2 et un retrométamorphisme pendant M_3 . Les textures des porphyroblastes tels que grenat, staurotide et andalousite décrits ci-dessous fournissent des informations complémentaires.

Les Grenats

Dans les micaschistes, les grenats riches en almandin sont stables à partir de la partie supérieure du faciès schistes verts (Miyashiro, 1973; Winkler, 1979), lorsque la composition chimique le permet. Les relations texturales entre les porphyroblastes du grenat et la foliation montrent que les grenats sont formés et stables depuis tardi- S_1 à Syn- S_2 .

Le grenat inclus dans des biotites tardi- S_1 (ou précoce S_2) semblables à celles montrées sur la Photo IV.2, caractérise la cristallisation de ce minéral syn- ou tardi- F_1 ; toutefois, les grenats contemporains à la foliation S_2 sont les plus fréquents. La Photo IV.4 montre que la foliation S_2 est partiellement déviée par le blaste de grenat, ce qui indique la cristallisation simultanée du blaste et la formation de la foliation. Ce minéral présente rarement des inclusions, néanmoins quelques inclusions de quartz alignées (S_1), avec une forme sigmoïdale, ont été observées. Ceci peut être interprété comme une nucléation précoce à S_2 avec une rotation du grenat pendant le développement de la foliation S_2 . Cette possible texture de rotation est observée uniquement sur la section P. La Photo IV.5 montre des grenats avec frange de pression de quartz sans rotation apparente sur une section N.

Les grenats de M_2 sont automorphes et représentent une section dodécaédrale en équilibre avec S_2 , montrant qu'il n'y pas de transfert de solution avec la matrice (S_2). Les cristaux peuvent avoir des tailles d'environ cinq millimètres dans la partie est et deviennent progressivement plus petits vers l'Ouest.

Les Staurotides

Le staurotide est un minéral typique du faciès amphibolite et dans un métamorphisme progressif commence à se former à une température un peu plus élevée que l'almandin (Miyashiro, 1973). Dans la ceinture d'Orós il se présente comme des porphyroblastes automorphes à sub-automorphes millimétriques jusqu'à environ deux centimètres de longueur, toujours avec des textures poecilitiques. Selon les sections parallèles au plan de la foliation S_2 ils ne montrent pas d'alignement préférentiel, ce qui donne l'impression d'une cristallisation intercinématique ou atectonique. Toutefois, dans les sections N ou P, ils montrent bien un comportement en relation temporelle avec la foliation régionale.

Les Photos IV.6 et IV.7 montrent des textures qui mettent en évidence le caractère syntectonique du staurotide par rapport à S_2 ; la foliation S_2 est déviée partiellement autour du staurotide avec S_i et S_e sans interruption. Cependant, on note que les biotites de S_i sont en moins grande quantité par rapport à S_e , tandis que les quartz inclus, même s'ils sont allongés, présentent des tailles moins grandes que dans la "matrice". Ces textures suggèrent que (i) la biotite et le quartz de S_2 ont contribué à la formation du staurotide dans un métamorphisme progressif qui a formé initialement la biotite S_2 et après cette biotite s'est déstabilisée partiellement pour nucléer le staurotide ou (ii) tout simplement, la nucléation du staurotide n'a pas permis le grossissement des quartz et biotites inclus. La Photo IV.6 montre un développement du staurotide préférentiellement sur le domaine Q avec des inclusions de quartz.

Quelques cas sont observés où S_i est discontinue par rapport à S_e (Photo IV.8); S_i est une foliation antérieure (S_1) qui a été crénelée et préservée dans le porphyroblaste. Ceci montre que la nucléation de ce staurotide a eu lieu dans l'étape 4 (Bell et Rubenach, 1983) de la crénelation, préservant ou "fossilisant" la foliation S_1 , et la matrice (S_2) montre des caractéristiques de transposition totale de la surface S_1 (étape 5-6). Cette texture montre un développement du staurotide dans un période précoce à syn- S_2 , par contre les textures montrées dans les Photos IV.6 et IV.7 représentent plutôt une cristallisation syn- à tardi-tectonique (S_2).

En addition à ces observations, des formations du staurotide précoce- S_3 sont aussi observées. La Photo IV.9 montre la formation du staurotide orienté selon le plan axial de F_3 et le "trend" d'inclusions (S_i) représente la surface S_2 légèrement crénelée par F_3 . Cette texture est indicative de la formation de ce blaste au début de la crénelation causée par F_3 . L'ensemble de ces informations

peut être traduit par la cristallisation du staurotide pendant tout le métamorphisme M_2 et, au moins, dans la période précoce à M_3 . L'observation fréquente d'inclusions de grenat M_2 dans les staurotides est indicative d'une formation précoce du grenat par rapport au staurotide (Voir Tableau IV.1). Le staurotide n'a pas été identifié dans les micaschistes de la partie NW de la ceinture d'Orós.

Les Andalousites

L'andalousite est la seule espèce minérale des polymorphes de Al_2SiO_5 (andalousite-sillimanite-disthène) présente dans les micaschistes de la ceinture d'Orós. Dans le métamorphisme régional, l'andalousite est stable pour des conditions de température variables, à partir de la partie supérieure du faciès schistes verts jusqu'au faciès amphibolite. Cependant, la principale caractéristique de l'andalousite est sa stabilité dans le cas du métamorphisme de type basse pression.

A Orós elle se présente toujours sous forme de porphyroblastes avec une texture poecilitique. Deux sous-types principaux sont observés: i) porphyroblastes orientés parallèles à S_3 avec $S_1(S_2)$ légèrement crénulée par F_3 (Photo IV.10) et ii) comme "taches" superposées à la foliation S_2 (Photos IV.11a,b). On note que sur ce deuxième cas (Photo IV.11) l'extinction montrée par les taches d'andalousite sont simultanées montrant qu'il s'agit d'un unique cristal avec texture interstitielle.

Les détails montrés sur la Photo IV.11b mettent en évidence une formation de l'andalousite post-grenat M_2 et précoce au plan de crénulation S_3 . Cependant, la Photo IV.10 montre un cristal qui s'est formé au moins au début de la crénulation F_3 . Ces textures mettent en évidence que les andalousites ont commencé à se former depuis tardi- F_2 jusqu'à au moins une époque précoce à F_3 (Tableau IV.1).

Souvent les andalousites montrent des inclusions de grenat ou sont associées spatialement aux grenats. Toutefois les grenats conservent une texture automorphe montrant qu'ils n'ont pas participé à la formation de l'andalousite.

La plupart des cristaux d'andalousite montrent des textures de substitution par la muscovite. De la même façon que le staurotide, l'andalousite n'a pas été identifiée dans les micaschistes de la partie NW de la ceinture d'Orós.

La foliation mylonitique

Les microtextures dans les zones de cisaillement montrent le développement d'une foliation mylonitique formée par le quartz et le mica cristallisés le long de ce plan, composant parfois des agrégats polycristallins orientés. Dans les micaschistes de la zone de cisaillement occidentale, la foliation mylonitique est composée d'agrégats ("mica fishes") de muscovite + sericite + de fins minéraux opaques. La Photo IV.12 montre les surfaces S et C sub-parallélisées avec le développement de surfaces C'. Latéralement et dans des zones de "mica fishes", des petites lamelles de biotites sont encore préservées, montrant que dans les plans les plus cisailés les agrégats de micas sont le résultat de la déstabilisation surtout de biotites. Ceci implique des conditions métamorphiques rétrogrades, au moins tardives par rapport au cisaillement. Dans la partie inférieure droite de la Photo IV.12 est montré un cristal du grenat pré-tectonique par rapport au cisaillement avec une forme ellipsoïdale. Cette forme n'est vue que dans la zone de cisaillement et peut être interprété comme le résultat de la dissolution de la bordure du grenat contre la foliation mylonitique avec précipitation dans la zone d'ombre de pression, fournissant cette forme allongée. Ce grenat a été postérieurement fracturé et rempli par du mica blanc et du quartz. L'ensemble de ces observations suggèrent que le cisaillement a commencé en conditions PT suffisantes pour la dissolution du grenat avec rétrogression, au cours de temps, qui a causé la fracturation de ce minéral et la déstabilisation de la biotite.

Dans les quartzites du chaînon du Franco, la foliation mylonitique est soulignée par un rubanement caractérisé par des niveaux riches en quartz recristallisés s'alternant avec des niveaux fins et discontinus de micas blancs (Photo IV.13).

Les feldspaths de la zone de cisaillement occidentale montrent plusieurs types différentes de textures. Toutefois, des recristallisations dynamiques complètes de gros clastes n'ont pas été observées. Les Photos IV.14 et IV.15 montrent des clastes de microcline fracturés et divisés en sub-grains avec des recristallisations locales sur les bordures et sur les plans de fracturation. Des petits grains de microcline dans la matrice (Photo IV.14) peuvent représenter des minéraux qui ont souffert de la recristallisation dynamique complète (Tullis et Yund, 1985). Aussi sur cette même photo on observe que les plans S et C sont sub-parallèles avec un développement des plans C' faisant un angle d'environ 20° avec les plans S-C. La recristallisation dynamique de feldspaths suggère des conditions PT relativement élevées de la déformation ductile et, d'après Berthé

et al. (1979), le développement des plans C' en roches granitiques mylonitiques indiquent une certaine intensité de la déformation non coaxiale.

Bien qu'on n'observe pas des surfaces C' dans les rhyolites de la zone de cisaillement orientale, des textures montrées par les feldspaths sont semblables à celles décrites ci-dessus, avec une diminution des clastes de microcline en sub-grains et recristallisation partielle (Photo IV.16); cependant, les quartz de cette même lame montrent une recristallisation extensive (Photo IV.17).

IV.3 - L'évolution minérale

Des fines paillettes de biotite + mica blanc + chlorite + quartz encore préservées comme une foliation (S_1) sont parfois observées dans les micaschistes de la partie nord-ouest (textures semblables à la Photo IV.1). Cependant ces chlorites ou ces micas blancs sont souvent associés à des lamelles des minéraux opaques selon les plans de clivages et/ou bordures des biotites; cela veut dire que, même si des chlorites et micas blancs sont observés selon le plan S_1 , ces minéraux sont les produits de la substitution partielle de biotite₁ causée par des événements ultérieurs. S'il y avait des chlorites ou des muscovites en M_1 , ce qui est très possible, ces minéraux se sont déstabilisés. D'après ces observations et la formation de grenat syn- à tardi- S_1 , la paragenèse préservée de M_1 est restreinte à biotite + grenat + quartz (Tableau IV.1). La présence de grenat et l'absence des minéraux typiques du faciès amphibolite (même en conditions chimiques favorables) indiquent que les conditions du métamorphisme M_1 doivent se placer dans la partie supérieure du faciès schistes verts, isograde du grenat.

Suggérer des réactions pour former les minéraux de M_1 est difficile car les lames minces n'ont pas présenté de microtextures convenables à ce sujet. Néanmoins, pendant le métamorphisme progressif de roches pélitiques, il y a presque toujours formation de muscovite et chlorite (même s'ils n'ont pas été observés), pourtant il est bien possible que la réaction suivante a eu lieu: muscovite(phengite) + chlorite \Rightarrow biotite + chlorite(+Al) + quartz [1]. Pour la formation de grenat, qui doit être en conditions PT un peu plus élevées, la continuation de cette même réaction peut être suggérée (Brown, 1969): biotite + chlorite + quartz \Rightarrow grenat(almandin) + biotite(+Al) + H₂O [2]. Thompson et Norton (1968) suggèrent une autre réaction pour former la biotite et le grenat en conditions PT progrades à partir de la déstabilisation de la chlorite et muscovite: chlorite + muscovite + quartz \Rightarrow grenat (almandin) + biotite + H₂O [3].

Ces réactions proposées sont possibles car elles montrent la participation du quartz (conservé à l'état de minéral arrondi dans la biotite) et justifient partiellement l'absence de la chlorite et de la muscovite qui ont été consommés. Si dans ces réactions, il est resté de la chlorite ou de la muscovite, il est probable qu'elles se soient déstabilisés au cours des métamorphismes ultérieurs.

Biotite + quartz + grenat \pm plagioclase composent la paragenèse M_2 dans les micaschistes de la partie nord-ouest, en plus du staurotide dans les parties est et sud-ouest (Tableau IV.1). Il est à noter aussi l'existence de l'andalousite tardi- M_2 . La présence de staurotide est indicative de conditions métamorphiques du faciès amphibolite; de même, la néoformation d'andalousite caractérise des conditions de basse pression. Cependant l'absence de ces minéraux et la diminution des tailles des grenats dans la partie nord-ouest peut s'expliquer soit par l'absence de conditions chimiques favorables, soit par des conditions de PT insuffisant (voir discussion postérieure, §IV.4).

Dans la littérature, les réactions proposées pour former le staurotide dans un métamorphisme progressif indiquent souvent comme produits la biotite et le staurotide ensemble, avec la chlorite comme réactant; par exemple, chlorite(+Fe) + muscovite \Rightarrow staurotide + biotite + quartz + H₂O [4] (Hoschek, 1969), grenat + chlorite + muscovite \Rightarrow Staurotide + biotite + quartz [5] (Carmichael, 1970), ou encore grenat + chlorite(+Fe) \Rightarrow Staurotide + biotite [6] (Albee, 1972).

Les grenats inclus dans les staurotides ou dans la matrice sont presque toujours automorphes et ne présentent pas des évidences microtexturales qui indiquent leur participation à la formation du staurotide, donc il est plus probable d'envisager la formation du staurotide à partir de la réaction [4]; de plus, cette proposition est plus favorable à l'hypothèse (ii) présentée en §IV.2: la différence de taille des biotites incluses est plutôt due à la nucléation du staurotide qui n'a pas permis leur croissance.

L'andalousite a été un des derniers porphyroblastes formés dans les micaschistes de la ceinture d'Orós, après les grenats et staurotides syn- S_2 et simultanées avec les staurotides tardi- S_2 et précoce- S_3 . Il est probable que les grenats n'ont pas participé à leur formation, donc, la réaction proposée par Bell et Rubenach (1983) pour la formation d'andalousite à partir du grenat (grenat + muscovite \Rightarrow biotite + andalousite + quartz [7]), même que si elle justifie l'association biotite + andalousite, n'est pas mise en évidence à Orós. Les réactions chlorite(+Mg) + muscovite \pm staurotide + quartz \Rightarrow biotite + andalousite + H₂O [8] (Carmichael, 1970) et Staurotide + muscovite + quartz \Rightarrow

biotite + andalousite + H₂O [9] (Bell et Rubenach, 1983) sont possibles pour représenter la formation des andalousites à Orós. L'utilisation de la chlorite riche en Mg [8], avec ou sans consommation du staurotide, se justifie car seul ce type de chlorite est stable dans le faciès amphibolite en paragénèse avec le staurotide et le quartz. Cependant, nous remarquons que presque toutes les réactions proposées pour former des biotites₁ et ₂, grenats₁ et ₂ et staurotides consomment la muscovite et la chlorite, ainsi, si toutes les chlorites ont disparu, la participation du staurotide sans chlorite comme présenté en [9] serait possible du fait que les bordures des staurotides syn-S₂ présentent des textures de dissolution (Photos IV.7 et IV.8) au contraire des staurotides tardi-S₂ et précoce-S₃ (Photos IV.9 et IV.10).

La cristallisation du staurotide précoce-S₃ ainsi que la formation d'andalousite par les réactions [8] et/ou [9], est indicative des conditions PT du faciès amphibolite jusqu'au début de la phase de déformation F₃.

Quelques lames minces de roches calco-silicatées métasédimentaires ont été étudiés. Grenat (grossulaire ?), plagioclase (andésine), diopside, ± tremolite, quartz, calcite et epidote présentent des microtextures qui peuvent être interprétées comme de cristallisation/recristallisation selon le plan S₂. D'après Kase et Metz (1980), la paragénèse diopside + calcite + quartz est caractéristique de conditions du faciès amphibolite.

Les textures montrées entre le développement de plusieurs types de porphyroblastes et leurs relations avec les schistosités nous permettent donc d'établir une séquence de cristallisation des minéraux métamorphiques.

Des porphyroblastes décrits, les grenats montrent une cristallisation depuis au moins une époque tardi-S₁ à Syn-S₂, les staurotides sont syn-S₂ à précoce-S₃ et les andalousites depuis tardi-S₂ à, au moins, précoce-S₃ (voir Tableau IV.1). De cette façon, des formations successives au cours de temps avec grenat(M₁) → grenat(M₂) + staurotide(M₂) → staurotide(M₂₋₃) + andalousite(M₂₋₃) ont pu être constatées dans les schistes de la chaîne d'Orós. La cristallisation/recristallisation de biotite + quartz est toujours associée à formation de ces porphyroblastes.

D'une façon générale, le développement successif de grenat → staurotide → andalousite suggère fortement un métamorphisme progressif comme démontré par Reinhardt et Rubenach (1989) dans le Robertson River Formation, qui présente aussi un développement précoce du grenat et un développement tardif d'andalousite. Ceci suggère aussi que les foliations métamorphiques (S₁, S₂, S₃) de la ceinture d'Orós doivent représenter un

continuum dans un même cycle orogénique, en conditions du faciès schistes verts en F_1/M_1 et du faciès amphibolite en F_2/M_2 . La déstabilisation de biotites pour former des chlorites, micas blancs et minéraux opaques, la cristallisation de ces minéraux selon les plans S_3 , la fracturation de grenats remplis par des micas blancs (tardifs au cisaillement), ainsi que la substitution partielle d'andalousite par mica blanc, sont indicatifs de conditions métamorphiques (PT) rétrogrades syn- à tardi- F_3/M_3 .

IV.4 - Chimie des micaschistes (roche totale)

Neuf analyses des éléments majeurs sur roche totale ont été faites sur les micaschistes (Tableau IV.2). Compte tenu du fait du nombre réduit d'analyses, il s'agit d'une étude préliminaire avec l'objectif de savoir si la variation minéralogique observée dans cette ceinture est due plutôt à des conditions métamorphiques différentes qu'à la chimie de la roche elle-même. Quatre échantillons sont représentatifs de la partie est de la ceinture, dont les échantillons 5A et 5B ont été prélevés près de la ville d'Orós et les NORós1 et NORós2 environ 3 km au Nord, deux ont été prélevés de la partie sud-ouest, près de la ville d'Alencar (110A et 110B); les 62R, 77 et 135 sont originaires de la partie nord-ouest, espacés d'environ 1 km les uns des autres; l'échantillon 62R vient des environs du village de Santarém et les échantillons 77 et 135 respectivement du Sud-Est et Nord-Ouest de ce village.

Sur le Tableau IV.2, les micaschistes du Nord-Ouest présentent des teneurs plus élevées en SiO_2 , CaO et Na_2O et moins élevées en Al_2O_3 , Fe_2O_3 et K_2O par rapport aux échantillons de l'Est et du Sud-Ouest. Entre les parties est et sud-ouest, bien qu'il y ait des variations de teneurs entre les éléments, ces différences sont moins fortes. La différence de composition de la partie nord-ouest, pourrait expliquer déjà l'absence des staurotides (minéral riche en Al et Fe) et andalousites (minéral riche en Al) dans cette région.

Nous avons utilisé des diagrammes binaires et triangulaires d'usage courant chez les géologues, cependant leur utilisation ici a servi plutôt à caractériser des différences chimiques dans la ceinture, qu'à caractériser l'environnement et la nature de formation des roches.

Les diagrammes binaires utilisés sont: $Al/(Na+K)$ vs $Si/3-(Na+K)$ (Figure IV.1), K/Al vs Na/Al (Figure IV.2) et $(Fe+Mg)/(Al-Na)$ vs $K/(Al-Na)$ (Figure IV.3). Tous ces paramètres utilisés sont calculés en millièmes-gramme pour 100g de roche. En utilisant l'ensemble de ces diagrammes nous opposons plusieurs éléments et nous avons pu vérifier si l'écartement d'un groupe

Tableau IV.1 - Cristallisation/néof ormation des minéraux métamorphiques en relation aux phases de déformation sur les micaschistes de la ceinture d'Orós.

Phases de Déformation	Est et Sud-Ouest					
	F1		F2		F3	
	(précoce)	(tardi)	(précoce)	(tardi)	(précoce)	(tardi)
Minéraux						
Biotite	---	---	---	---	---	---
Staurotide						
Grenat	---	---	---	---		
Andalousite					---	---
Mica blanc	---					
Plagioclase		---	---	---		
Chlorite	---					---
	Nord-Ouest					
Biotite	---	---				---
Staurotide						
Grenat	---	---	---	---		
Andalousite						
Mica blanc	---					---
Plagioclase		---	---	---		
Chlorite	---					---
S formé	S1		S2		S3	
S plié	So		So, S1		So, S1, S2	

Tableau IV.2 - Analyses chimiques des éléments majeurs sur roche totale des micaschistes d'Orós.

	Est				Sud-Ouest		Nord-Ouest		
	5A	5B	NOrós1	NOrós2	110A	110B	77	62R	135
SiO ₂	68.68	63.24	64.59	64.24	54.57	60.02	69.65	69.10	72.75
TiO ₂	0.71	0.91	0.89	0.86	0.96	0.86	0.76	0.83	0.40
Al ₂ O ₃	15.17	19.07	17.70	17.25	22.14	19.56	10.92	12.21	12.92
Fe ₂ O _{3t}	5.37	6.88	8.35	8.05	9.19	7.55	4.92	5.50	4.29
MnO	0.02	0.04	0.20	0.20	0.06	0.03	0.48	0.12	0.10
MgO	1.04	1.20	1.98	1.87	1.95	1.36	2.18	2.00	1.13
CaO	0.08	0.11	0.13	0.17	0.04	0.02	3.59	3.09	0.52
Na ₂ O	0.30	0.32	0.48	0.46	0.44	0.45	2.00	1.67	4.05
K ₂ O	4.19	4.64	4.00	3.77	5.16	5.12	2.06	3.30	2.37
P ₂ O ₅	0.10	0.14	0.17	0.20	0.20	0.13	0.17	0.20	0.20
PF	3.31	3.18	1.91	1.88	5.10	4.41	2.07	2.09	1.16
Total	98.97	99.73	100.40	98.95	99.81	99.51	98.80	100.1	99.89

Obs: les échantillons 5A et 5B sont du même affleurement
5A - niveau plus siltique; 5B - niveau plus pélitique

d'échantillons par rapport à l'autre est constante ou simplement a été dû à un apport ou mobilisation locale causée par le métamorphisme.

Sur les Figures IV.1, IV.2 et IV.3 la différence de composition de la partie nord-ouest est bien confortée. Ce groupe d'échantillons s'écarte des autres groupes sur tous les trois diagrammes et est placé dans les environs du champ des grauwackes alors que les autres groupes se placent plutôt près du domaine des shales.

La Roche (1965, 1974) a conçu des diagrammes triangulaires pour étudier ou déterminer une typologie chimique des roches sédimentaires métamorphisées. La Figure IV.4 considère les relations en $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-Fe}_2\text{O}_3\text{+TiO}_2\text{+CaO}$. Le K_2O , Na_2O et MgO a été écarté provisoirement car l'auteur (La Roche, 1965) les considère comme des "satellites" de Al dans les silico-aluminates et ont été utilisés séparément (Figure IV.5) plutôt pour vérifier le comportement de Na_2O (mobilisation pendant le métamorphisme ?) par rapport au K et le Mg.

Les micaschistes d'Orós dans ces diagrammes triangulaires se placent dans des champs comparables à ceux présentés sur les Figures IV.1, IV.2 et IV.3. Dans la Figure IV.4, qui utilise le Ti et Ca (éléments non utilisés précédemment) et n'utilise pas les alcalins (Na+K), nous observons toujours un groupe près de la composition des grauwackes et l'autre vers le domaine des shales. Cependant on remarque dans la Figure IV.5 que les micaschistes des parties est et sud-ouest sont décalés vers des valeurs plus faibles de Na_2O , en direction de la ligne $\text{MgO-K}_2\text{O}$, alors que les micaschistes de la partie nord-ouest, bien que les échantillons soient éloignés les uns des autres, ils restent dans le voisinage du milieu du triangle. Ce caractère hyposodique observé sur tous les échantillons des parties est et sud-ouest (Figure IV.2 et IV.5), bien qu'ils soient un peu plus pauvres que les shales classiques, suggère plutôt, à cause de son homogénéité, une signature primaire des sédiments que des facteurs d'altération ou thermodynamique pendant le métamorphisme. A propos d'altération, nous avons pris garde que les échantillons analysés soient frais et, bien qu'ils soient parfois friables, il s'agit là d'un phénomène mécanique qui n'entraîne pas d'altération chimique.

L'ensemble de toutes ces données peuvent être résumées de la façon suivante:

- 1) Les micaschistes de la partie nord-ouest de la ceinture d'Orós présentent des compositions fondamentalement différentes par rapport aux micaschistes des parties est et sud-ouest. Il est donc possible que l'absence de staurotide et d'andalousite, dans le secteur nord-ouest, soit due plutôt à des

conditions chimiques non favorables à la formation de ces minéraux qu'à des variations de conditions PT dans la ceinture.

2) Les micaschistes de l'Est et du Sud-Ouest ont des compositions similaires.

3) La composition relativement homogène, surtout sur les micaschistes de l'est et sud-ouest, écartés les uns des autres de plusieurs kilomètres, conformément les diagrammes des Figures IV.1 à IV.5, laisse supposer que le métamorphisme s'est produit dans un climat relativement isochimique.

4) Les roches de l'Est et du Sud-Ouest sont représentées par des micaschistes pélitiques avec des intercalations de matériaux psammitiques et des plans de stratification parallèles et répétitifs, qui caractérisent des sédiments matures et sélectionnés.

5) Les micaschistes du Nord-Ouest, par la présence de clastes de plagioclases dispersés dans la matrice et sa composition plus riche en Ca et Na, peuvent représenter des sédiments moins matures, plus détritiques, que le métamorphisme a transformé en micaschistes à plagioclase, biotite et grenat; son caractère sédimentaire n'est pas mis en doute à cause de sa matrice pélitique constituée de biotite et grenat. La présence des clastes de feldspaths peut suggérer une contribution d'une source ignée pas très éloignée, à cause de la forme des clastes pas beaucoup retravaillée.

IV.5 - Chimie des Minéraux

IV.5.1 - Introduction

Des analyses des minéraux tels que biotite, grenat, staurotide, andalousite, plagioclase, mica blanc et des minéraux opaques ont été faites sur des micaschistes en utilisant la microsonde. L'objectif de ces analyses est de déterminer leurs compositions et leurs variations à l'échelle de la ceinture et leur zonation interne, ainsi que les utiliser, si possible, comme géothermomètres.

Un total de huit sections ont été étudiés dont trois provenant de la partie orientale de la ceinture, prélevés près de la ville d'Orós; les cinq autres sont originaires de la partie nord-ouest, près du village de Santarém (Tableau IV.3). Tous ces sections contiennent du grenat et de la biotite.

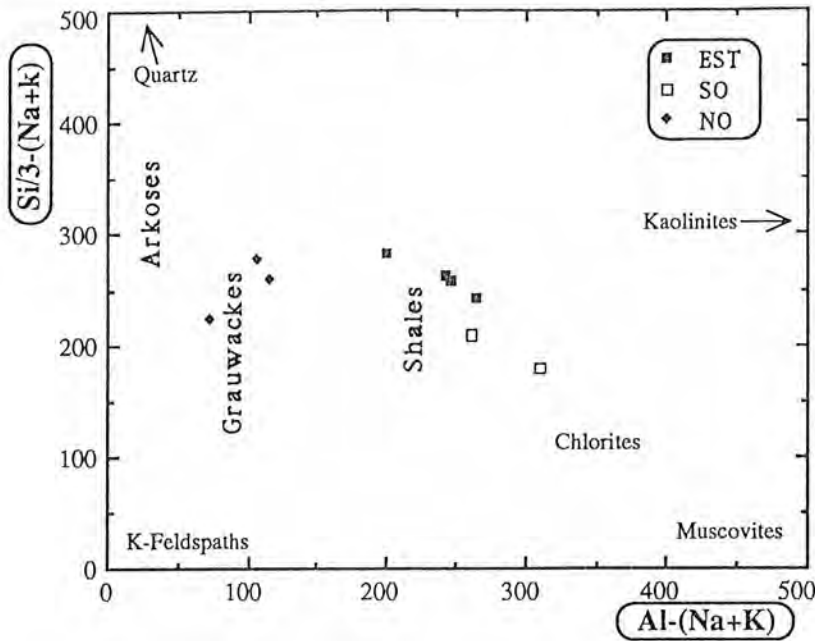


Figure IV.1 - Diagramme Al-(Na+K) vs Si/3-(Na+K) appliqué aux micaschistes de la ceinture d'Orós. D'après Moine (1974).

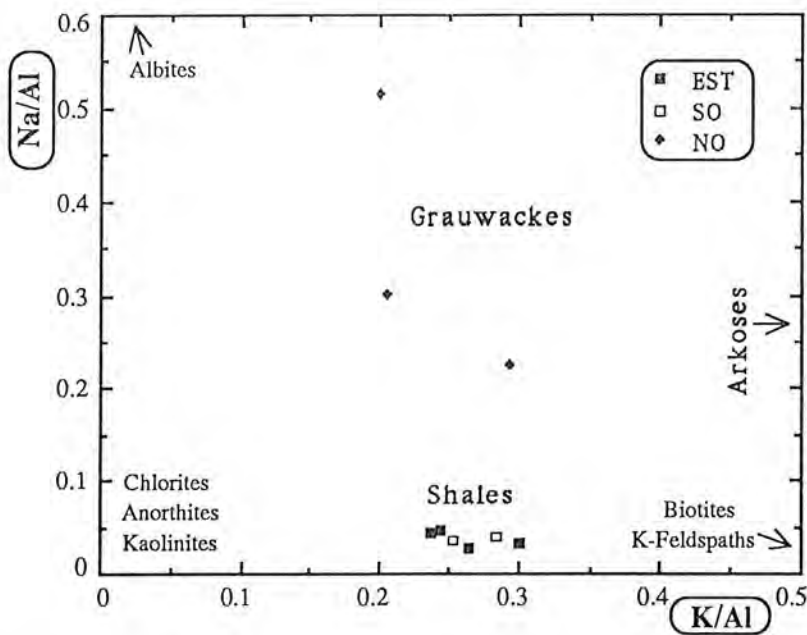


Figure IV.2 - Comportement des alcalins K et Na rapportés au Al dans un diagramme K/Al vs Na/Al appliqué aux micaschistes de la ceinture d'Orós. D'après Moine (1974) et modifié par Moine et al. (1974).

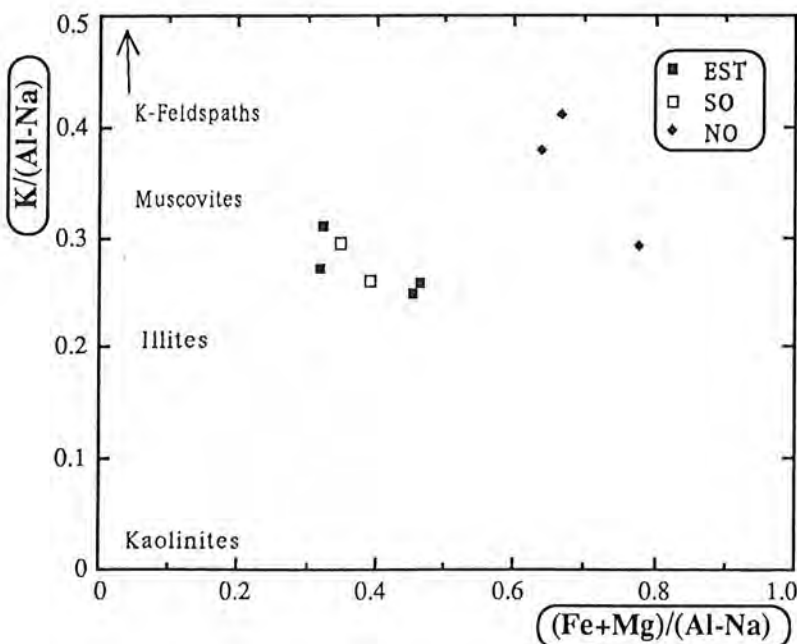


Figure IV.3 - Comportement de Fe+Mg et K rapportés au Al-Na dans un diagramme (Fe+Mg)/(Al-Na) vs K/(Al-Na) appliqué aux micaschistes de la ceinture d'Orós. D'après Moine (1974).

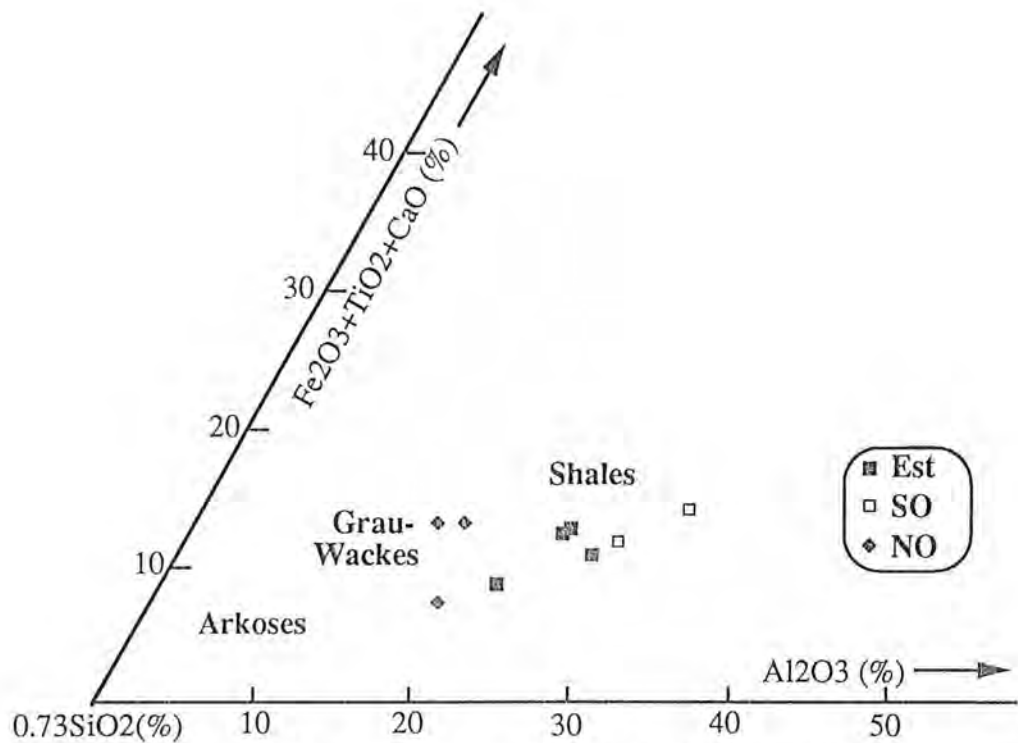


Figure IV.4 - Diagramme $0.73SiO_2 - Al_2O_3 - Fe_2O_3+TiO_2+CaO$ sur les micaschistes de la ceinture d'Orós. D'après La Roche (1965).

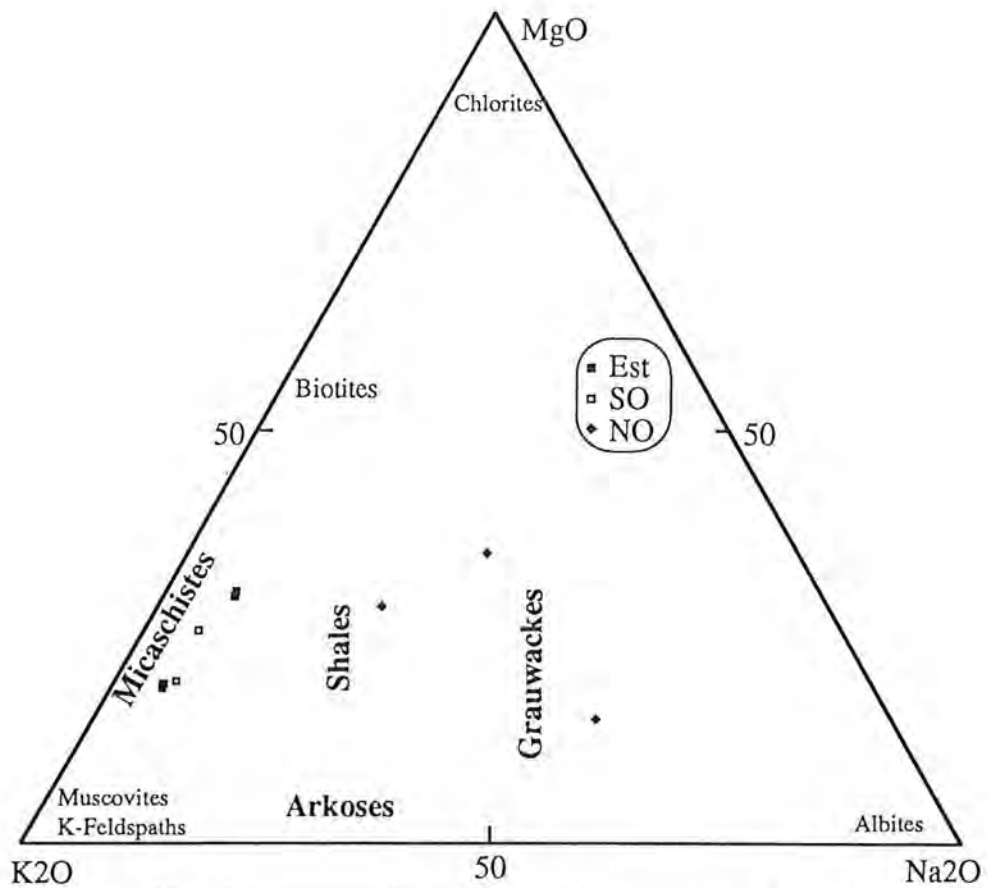


Figure IV.5 - Diagramme de variations relatives en K_2O-Na_2O-MgO sur les micaschistes de la ceinture d'Orós. D'après La Roche (1965).

IV.5.2 - Les analyses des minéraux (Tableau IV.3)

Les biotites

La majorité des biotites analysées appartiennent à la foliation S_2 et sont spatialement associées aux grenats syn- S_2 . Les analyses de biotites syn- S_1 (Bi_1) ne bouclent généralement pas bien et seules celles qui ont présenté un total d'oxydes supérieur à 93% ont été retenues et présentées sur le Tableau IV.3. Nous remarquons cependant que les biotites de S_1 présentent des compositions similaires aux biotites de S_2 , ce qui signifie probablement une réhomogénéisation de composition des Bi_1 pendant le métamorphisme M_2 .

Toutes les biotites des micaschistes d'Orós sont riches en Fe et Mg et appartiennent à la solution solide annite-phlogopite, avec des teneurs basses en TiO_2 ($\approx 1,5\%$). Toutefois, nous remarquons quelques différences entre les biotites de la partie est (sections 1 à 3) et de la partie nord-ouest (sections 4 à 8): i) les biotites de l'Est présentent des teneurs en K_2O de l'ordre de 7% alors qu'au Nord-Ouest cette valeur est de l'ordre de 9%; ii) les rapports $Fe/Fe+Mg$ sont respectivement à l'Est et Nord-Ouest d'environ 0,6 et 0,5, ce qui signifie que les biotites des micaschistes de l'Est sont plus riches en annite; iii) la valeur en Al^{VI} est $> 1,0$ à l'Est et $< 1,0$ à Nord-Ouest, faisant que le rapport $Al^{VI}+Ti/Al^{VI}+Ti+Fe+Mg$ de la majorité des biotites de l'Est soit $> 0,2$ pendant qu'au Nord-Ouest ce rapport est toujours moins grand que 0,2.

Les grenats

Tous les grenats analysés sont considérés comme des cristallisations syntectoniques à la phase F_2 . Les cristaux sur lesquels n'ont pas été faits de profils pour vérifier leur zonation compositionnelle sont des petits cristaux spatialement associés aux grands cristaux analysés. Tous ces grenats sont riches en almandin et présentent, avec des rares exceptions, des teneurs en grossulaire d'ordre de 3 à 7%.

Quelques aspects généraux montrent des différences entre les grenats de l'Est et du Nord-Ouest: i) la teneur en almandin à l'Est est en général $> 80\%$ et au Nord-Ouest entre 60 et 70%; ii) à l'Est la teneur en spessartine et pyrope est presque toujours faible, d'ordre de 0 à 8% et de 5 à 9%, respectivement, alors qu'au Nord-Ouest ces valeurs sont de l'ordre de 14 à 22% et 9 à 13%; iii) à l'Est le rapport $Fe/Fe+Mg$ est $> 0,9$ et au Nord-Ouest il se situe entre 0,8 et 0,9. Surtout à cause des teneurs en spessartine plus élevées au Nord-Ouest, le rapport

Ca+Mn/Ca+Mn+Fe+Mg se situe dans la majorité des cristaux entre 0,18 et 0,23, alors que dans les grenats de l'Est il est presque toujours inférieurs à 0,15.

Les zonations des cristaux, qui représentent des variations de composition pendant leur nucléation et leur croissance, ne montrent pas un comportement toujours régulier entre les différents cristaux. Par exemple, entre cristaux d'une même section (section 3), les points 3, 5 et 6 et 21, 22 et 23 montrent une diminution de spessartine et grossulaire vers les bordures avec une augmentation des teneurs en pyrope et almandin; par contre, le profil représenté par les points 40 à 42, montre une diminution progressive de grossulaire et une augmentation suivie d'une forte diminution de spessartine, pendant que les teneurs en pyrope et almandin diminue initialement et augmente du centre vers la bordure.

Malgré ce comportement irrégulier, des tendances générales peuvent être observées. Dans les grenats de micaschistes de l'Est, la majorité des cristaux (une exception) montrent un centre plus riche en spessartine et les bordures plus riches en pyrope et almandin. Sur les grenats des micaschistes du Nord-Ouest, la zonation serait plutôt au contraire, avec des bordures plus riches en spessartine et plus pauvre en pyrope, qui peut être traduit par un enrichissement en Mn et appauvrissement en Mg pendant leur croissance.

Les staurotides et les andalousites

Les staurotides sont toujours très ferrifères avec des rapports Fe/Fe+Mg > 0,8. La section 1 présente des cristaux syn-S₂ et la section 3 un cristal tardi-S₂ à précoce-S₃. Leur composition présente des faibles variations avec des teneurs en SiO₂ d'environ 27%, Al₂O₃ ≈ 54%, Fe₂O_{3t} ≈ 14%, MgO ≈ 1,3% et TiO₂ ≈ 0,3%. Dans les profils réalisés, bien qu'ils montrent des faibles variations de composition entre les centres et les bordures, il n'a pas été possible de déterminer une tendance régulière à cause des fluctuations des valeurs de Mg et Fe au long des profils.

Les andalousites sont presque pures avec parfois très peu (< 0,5%) de Fe₂O_{3t}, MnO et MgO.

Les plagioclases

Trois cristaux de plagioclase ont été analysés sur la section 5. Ils sont du type oligoclase avec des teneurs en anorthite entre 20,2 et 23,7%. Dans les deux profils réalisés, bien que les variations ne soient pas importantes et régulières,

on observe que les bordures sont plus pauvres en anorthite et, par conséquence, plus riches en albite.

Les micas blancs et les minéraux opaques

Plusieurs analyses de "micas blancs" ont été réalisées sur des minéraux orientés, soit selon le plan S_2 , soit selon S_3 . En général ces analyses n'ont pas fourni des résultats satisfaisants, les teneurs totales d'oxydes étant inférieures à 90%. En fait ces minéraux sont composés d'une mélange de mica blanc, chlorite et hydroxyde de fer. Cependant quelques micas blancs orientés selon le plan S_3 (section 4) ont fourni des résultats fiables; la composition est de type muscovite avec un peu de Fe ($Fe_2O_3t \approx 1,0$), Mg ($MgO \approx 0,5\%$) et Na ($Na_2O \approx 1,3\%$).

Les minéraux opaques sont disposés selon le plan S_2 , toutefois ils ont une forme lamellaire et sont formés à partir de la déstabilisation des biotites de S_2 . Leur composition sont de type ilménite (TiO_2 entre 51 et 55% et Fe_2O_3t entre 38% et 45%). Bien qu'ils possèdent toujours de MnO et MgO, les ilménites de la section 4 présentent des teneurs relativement élevées en MnO, d'ordre de 5%.

IV.5.3 - Géothermométrie

Les paragenèses minérales des roches métamorphiques sont fréquemment utilisés comme géothermobaromètres. Pour les micaschistes d'Orós nous utiliserons le géothermomètre grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978) pour établir et comparer les conditions de température du métamorphisme entre les parties est et nord-ouest de la ceinture. L'utilisation de géobaromètres tels que grenat-plagioclase- Al_2SiO_5 (Ghent et al., 1979) et grenat-biotite-plagioclase-muscovite (Ghent et Stout, 1981), bien que ces minéraux soient présents sur les micaschistes d'Orós, n'a pas été possible car ils ne se présentent pas en association paragenétique dans la région. Sur les micaschistes de l'Est, il existe l'association grenat- Al_2SiO_5 , cependant ils n'ont pas le plagioclase en association et au Nord-Ouest il n'y a pas le Al_2SiO_5 . Le géobaromètre établi par Ghent et Stout (1981) n'a pas pu être appliqué non plus à cause de l'absence de la muscovite associée à la paragenèse grenat-biotite-plagioclase. On rappelle qu'il existe des micas blancs mais ils sont néoformés pendant le métamorphisme tardif associé à la phase F_3 , ils ne composent donc pas une paragenèse avec ces minéraux. Néanmoins, à défaut d'un géobaromètre applicable à cette région, nous considérons que le métamorphisme est du type basse pression du fait de la présence d'andalousite dans les parties est et sud-ouest de la ceinture.

Grenat-biotite (Ferry et Spear, 1978)

Au cours de ce chapitre nous avons décrit un métamorphisme progressif avec un pic de température tardi-F₂/précoce-F₃. Pour la formation du grenat et biotites, deux réactions ont été proposées: biotite₁ + chlorite + quartz ⇒ grenat + biotite₂ + H₂O [2] et chlorite + muscovite + quartz ⇒ grenat + biotite + H₂O [3]. Ces réactions peuvent expliquer la formation du grenat et biotite de M₂ dans un métamorphisme progressif, toutefois, même si au cours de F₂ tous les réactants ont été consommés et il n'avait plus de production du grenat tardif F₂, le partage (rééquilibrage) de Fe et Mg entre biotite et grenat est dépendant de la température. Cela veut dire que même si nous n'avons pas la formation du grenat durant le période tardi-F₂/précoce-F₃, supposé comme l'époque du pic du métamorphisme, les coefficients du partage de Fe et Mg entre le grenat et biotite doivent représenter le pic de température dans la région par la réaction [10] (plus loin).

Les minéraux utilisés pour les calculs sont des grenats et biotites spatialement associés et syntectoniques à S₂. Les biotites de S₁ n'ont pas été utilisés parce que, en général, ces analyses ne bouclent pas bien et très rarement elles sont spatialement associés aux grenats syn-S₁. Considérant qu'il est plus vraisemblable que l'équilibre de la biotite se fait plutôt avec les bordures des grenats, nous n'utiliserons dans les calculs que la composition des bordures, dans les cas des gros cristaux de grenat zoné.

Le géothermomètre de Ferry et Spear (1978) est basé sur les échanges cationiques de Fe et Mg entre

$$\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{almandin}) + \text{KMg}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{phlogopite}) =$$

$$\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{pyrope}) + \text{KFe}_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{annite}) \quad [10]$$

en utilisant les valeurs thermodynamiques de l'équation

$$12454 - 4,662T(^{\circ}\text{K}) + 0,057P(\text{bars}) + 3RT \ln K = 0 \quad [11]$$

avec $K = (\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Gr}}/(\text{Mg}/\text{Fe})_{\text{Bi}}$. D'après ces auteurs cette équation présente des résultats cohérents en solution solides du grenat avec un rapport $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg}) \geq 0,80$, ce qui est le cas des cristaux utilisés. Bien que la valeur de K peut être aussi influencée par les teneurs de Al^{VI} et Ti de la biotite et notamment Ca et Mn du grenat (Dallmeyer, 1974; Ferry et Spear, 1978), l'équation [10] peut être utilisée sans correction pour des grenats avec de rapport $(\text{Ca}+\text{Mn})/(\text{Ca}+\text{Mn}+\text{Fe}+\text{Mg}) \leq 0,20$ et des biotites avec $(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti})/(\text{Al}^{\text{VI}}+\text{Ti}+\text{Fe}+\text{Mg}) \leq 0,15$. Tous les grenats utilisés pour les calculs dans la partie est sont dans ces limites; cependant les grenats de la partie nord-ouest, surtout à cause de l'enrichissement en Mn vers les bordures, dépassent un peu cette limite. Les biotites présentent ce rapport

entre 0,15 et 0,24, les maxima sont observés sur les biotites de l'Est surtout à cause des valeurs élevées en Al^{VI} , car les valeurs en Ti sont normalement basses. Dès lors, l'utilisation de ces minéraux sans corrections doivent être considérées dans la discussion car ils peuvent augmenter les marges d'erreurs de $\pm 50^\circ C$ préconisés par Ferry et Spear (1978).

Pour effectuer les calculs présentés sur le Tableau IV.4, nous utilisons la moyenne des rapports Mg/Fe des biotites et des bordures des grenats de chaque section analysée (rapports Mg/Fe hachurés sur le Tableau IV.3). On rappellera que les minéraux utilisés sont dans un champ restreint de la lame mince; leur proximité augmente la probabilité d'échange cationique entre les minéraux et qu'ils soient en équilibre, et la moyenne représente théoriquement un couple grenat-biotite. Pour chaque section des calculs de température ont été faites en utilisant l'équation [11], faisant varier la pression entre 2000 et 3862 bars. Cette limite pour la pression est basée sur la localisation du point triple andalousite-disthène-sillimanite établi par Berman (1988) qui est aussi en accord avec des valeurs fournies par Holdaway (1971). On rappellera donc que la valeur de 3862 bars représente le maximum de pression pour la stabilité d'andalousite, unique polymorphe de Al_2SiO_5 présent sur les micaschistes d'Orós. En plus, les valeurs présentées au Tableau IV.4 obtenues à partir du géothermomètre biotite-grenat sont séparées par région, soit sur les micaschistes de l'Est (sections 1 à 3) soit sur les micaschistes du Nord-Ouest (sections 4 à 8).

Les températures calculées sur les micaschistes de l'Est (considérant $P = 3000$ bar) varient de 436 à 485 $^\circ C$ et sur les micaschistes du Nord-Ouest de 443 à 507 $^\circ C$, soit $460 \pm 25^\circ C$ et $475 \pm 32^\circ C$, respectivement. Ces valeurs sont en accord avec les données fournies par Spear et Cheney (1989) qui donnent une température minimale pour la formation du grenat riche en almandin (avec des teneurs en spessartine+grossulaire $< 30\%$) supérieure à 420 $^\circ C$ et ils sont à la limite de la température minimale pour la stabilité du staurotide ferrifère (460 $^\circ C$ à 3 Kb). Toutefois on remarque que la température minimale pour la formation du staurotide fournie en Winkler (1979) est de $520 \pm 10^\circ C$ à 2 Kb et $540 \pm 15^\circ C$ à 4 Kb, qui est plus élevée que la température fournie par Spear et Cheney (1989).

A partir du Tableau IV.4 et de cette discussion ci-dessus, les points suivants peuvent être établis:

- 1) Les valeurs relativement similaires des températures obtenues sur les micaschistes des parties est et nord-ouest indiquent qu'il n'y a pas des variations régionales importantes du degré du métamorphisme dans la ceinture d'Orós;

2) Les températures d'environ 470°C, en considérant la présence du staurotide, doivent correspondre à la température minimale du pic du métamorphisme;

3) Soit sur la partie est, soit sur la partie nord-ouest, les sections qui ont fourni les températures plus basses (sections 2 et 7) sont celles qui présentent les rapports $\text{Ca+Mn}/\text{Ca+Mn+Fe+Mg}$ des grenats plus élevés de chaque secteur; il est donc vraisemblable que la teneur en Ca et Mn a fait baisser les températures calculées et, en conséquence, la température moyenne; cette information renforce l'hypothèse faite en (2).

IV.6 Discussion

En tenant compte du fait que la géothermométrie a fourni des valeurs de température similaires pour les roches des secteurs oriental et occidental de la ceinture d'Orós, il apparaît clairement, à partir du chimisme des roches totales, que l'absence de minéraux index du métamorphisme tels que staurotide et andalousite sur les micaschistes de la partie nord-ouest est due uniquement à des conditions chimiques non favorables à la cristallisation de ces minéraux.

La succession des textures décrites avec le développement séquentiel, d'une façon générale, de biotite \Rightarrow grenat \Rightarrow staurotide \Rightarrow andalousite, suivi par des phénomènes retrométamorphiques tardifs, suggèrent fortement un enfouissement et une évolution piézo-thermale progressive des roches, suivie d'une étape finale de refroidissement tardive à la phase F_3/M_3 . Cette histoire piézo-thermale ainsi que l'évolution tectonique décrit au Chapitre III, ne montrent pas des "coupures" de conditions PT ou "discontinuités" de contraintes de la déformation durant le développement des phases tectonométamorphiques présentes sur la chaîne d'Orós; nous pouvons donc envisager que ces phases ont bien été le produit d'un unique cycle (bien que polyphasé) orogénique.

Miyashiro (1973) et Winkler (1979), entre autres, ont établi que la cristallisation de staurotide dans les micaschistes caractérise des températures supérieures à 500°C et des conditions métamorphiques du faciès amphibolite (Figure IV.6). Cependant des nouvelles données obtenues par Berman (1988) indiquent une formation du Fe-staurotide à partir de 460°C (Figure IV.6), donc en conditions PT au-dessous du faciès amphibolite.

Les données de températures fournies par le couple biotite-grenat sur la chaîne d'Orós, dans des roches qui contiennent du staurotide en paragénoise, sont d'ordre de 470°C, donc des valeurs concordantes avec la stabilité du Fe-staurotide selon Berman (1988); cependant ces valeurs ne caractérisent pas des

conditions du faciès amphibolite. Cette valeur de 470°C très proche de la limite inférieure de la stabilité du staurotide (Berman, 1988) indique que les températures calculées (Tableau IV.4) doivent représenter les conditions minimales du pic de métamorphisme. En plus, l'utilisation pour ces calculs du grenat avec des teneurs relativement élevées en Mn(+Ca) peuvent avoir influencé (par défaut) les valeurs obtenues. En plus de ces observations, nous rappelons la présence du diopside dans les roches calco-silicatées intercalées dans les micaschistes; ce minéral caractérise des conditions du faciès amphibolite et montre que les températures calculées représentent, en fait, des valeurs minimales du pic de métamorphisme.

Par contre, au niveau de la limite supérieure, l'absence de la néoformation de K-feldspath et/ou formation de mobilisats migmatiques (anatexie partielle) en roches avec des conditions chimiques favorables sont des critères qui montrent que les conditions métamorphiques n'ont pas atteint la partie supérieure du faciès amphibolite (haut degré de Winkler, 1979). La biotite et le quartz, minéraux abondants dans les micaschistes, en plus du plagioclase dans la partie nord-ouest, sont des minéraux qui, dans des conditions de P et T croissantes, peuvent réagir pour former le K-feldspath dans la partie supérieure du faciès amphibolite. Ce minéral de même que les mobilisats anatectiques n'ont pas été observés dans les micaschistes d'Orós. Dès lors, les conditions métamorphiques du pic du métamorphisme à Orós doivent être limitées à la surface hachurées sur la Figure IV.6.

Pour conclure cette discussion, il est important de noter que nous ne disposons pas d'informations pour déterminer un chemin pour l'évolution métamorphique (PT "path") sur la Figure IV.6 de même que nous ne pouvons pas préciser si ce chemin présente une forme horaire ou anti-horaire. La pratique usuelle est de supposer que la paragenèse des terrains de bas degré est la précurseur des terrains de moyen degré de la même chaîne; cependant, nous n'avons pas de terrain de bas degré à Orós ni de données pour établir la zone de pression pendant M_1 , par exemple. Néanmoins, par la cristallisation de l'andalousite durant le pic du métamorphisme, nous supposons uniquement que cette évolution s'est faite toujours dans le zone de basse pression.

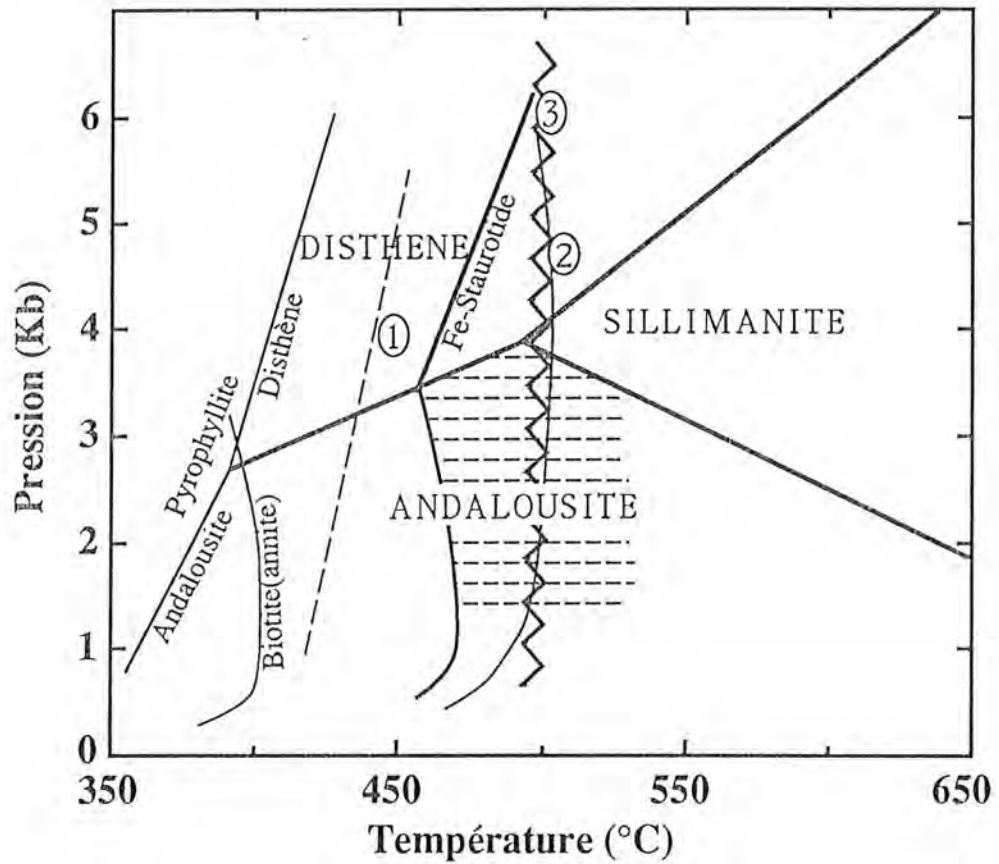


Figure IV.6 - Diagramme Pression vs Température montrant les conditions du pic du métamorphisme (surface hachurée) dans la ceinture d'Orós. Modifié d'après Spear et Cheney (1989). (1) - stabilité du grenat avec $\text{Ca+Mn}/\text{Ca+Mn+Fe+Mg} \approx 0,3$; (2) - stabilité du grenat almandin; (3) formation du staurotide (d'après Winkler, 1979) et limite entre les faciès schistes verts et amphibolite.

Tableau IV.3 - Analyses chimiques des minéraux et valeurs pour les formules structurales. Les formules structurales ont été calculées sur la base de nombre d'oxygènes suivants: biotite - 22, grenat - 24, staurotide - 23, andalousite - 20, plagioclase - 80, muscovite - 22, ilmenite - 60. Légende: (B) = bordure, (C) = centre, (B-C) = de la bordure vers le centre, (C-B) = du centre vers la bordure, Bi₁ = biotite associée à la foliation S₁, St₍₂₋₃₎ = staurotide tardi-S₂ à précoce-S₃, Alm = almandin, Pyr = pyrope, Gro = grossulaire, Spe = spessartine, Ab = albite, An = anorthite, Or = orthoclase. Les rapports Mg/Fe hachurés ont été utilisés pour les calculs de température et les points encadrés par { } appartiennent au même cristal. (Pages 84 à 90).

Tableau IV.3

Section 1 - Est

	BIOTITE						GRENAT					STAURITIDE					
	16	25	35	26(Bi1)	27(Bi1)	33(Bi1)	B ← C → B			38	45	B ← C → C			B ← C		
							{31(B)}	32(C)	36(B)}			{17(B)}	18(B-C)	19(B-C)	20(C)}	{52(B)}	54(C)}
SiO ₂	35.35	34.88	35.62	36.60	35.07	35.58	37.28	37.44	37.07	37.84	36.28	28.17	27.98	26.13	26.53	26.48	25.89
TiO ₂	1.38	1.38	1.34	1.60	1.39	1.43	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.42	0.35	0.34	0.21	0.53	0.12
Al ₂ O ₃	20.68	19.78	19.80	20.20	20.18	19.90	21.76	21.32	21.74	21.83	21.47	54.61	54.84	55.83	56.39	53.86	55.01
Cr ₂ O ₃	0.00	0.05	0.00	0.04	0.00	0.10	0.03	0.00	0.04	0.12	0.00	0.01	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00
Fe ₂ O _{3t}	19.63	20.00	19.91	19.32	19.85	19.04	37.03	37.52	37.33	35.92	34.43	13.93	13.32	14.19	14.37	14.61	14.01
MnO	0.00	0.00	1.43	0.00	0.00	0.00	0.25	0.00	0.25	2.29	2.94	0.00	0.00	0.00	0.06	0.14	0.00
MgO	7.66	7.61	7.68	7.52	7.79	7.63	2.11	2.07	1.99	1.53	1.53	1.54	1.37	1.42	1.18	1.22	1.21
CaO	0.09	0.21	0.05	0.02	0.12	0.10	2.24	1.76	2.11	2.18	2.23	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00
Na ₂ O	0.14	0.11	0.00	0.16	0.12	0.17	0.07	0.00	0.00	0.09	0.07	0.01	0.01	0.00	0.02	0.00	0.07
K ₂ O	6.93	7.19	7.72	7.25	7.45	7.65	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NiO	0.67	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.28	0.00	0.00	0.09
H ₂ O	3.88	3.81	3.88	3.91	3.84	3.84	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	2.18	2.17	2.16	2.17	2.12	2.12
Total	96.41	95.01	97.43	96.61	95.81	95.51	100.83	100.12	100.53	101.81	98.95	101.00	100.05	100.37	100.96	98.97	98.51
Si	5.463	5.487	5.497	5.610	5.468	5.547	5.969	6.034	5.960	6.010	5.941	3.865	3.862	3.627	3.655	3.734	3.657
Al	3.766	3.668	3.601	3.650	3.708	3.657	4.106	4.049	4.119	4.086	4.144	8.832	8.921	9.132	9.155	8.949	9.155
Ti	0.160	0.163	0.156	0.184	0.163	0.168	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.044	0.037	0.036	0.022	0.056	0.012
Cr	0.000	0.006	0.000	0.004	0.000	0.012	0.004	0.000	0.005	0.015	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Fe	2.537	2.631	2.569	2.476	2.588	2.482	4.958	5.057	5.019	4.771	4.716	1.599	1.538	1.647	1.656	1.723	1.655
Mn	0.000	0.000	0.187	0.000	0.000	0.000	0.034	0.000	0.034	0.309	0.408	0.000	0.000	0.000	0.007	0.016	0.000
Mg	1.764	1.783	1.766	1.719	1.809	1.773	0.504	0.497	0.478	0.361	0.373	0.316	0.282	0.293	0.243	0.255	0.255
Ca	0.015	0.035	0.009	0.003	0.019	0.017	0.384	0.304	0.364	0.371	0.391	0.002	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Na	0.043	0.033	0.000	0.047	0.037	0.051	0.021	0.000	0.000	0.028	0.021	0.003	0.003	0.000	0.005	0.000	0.018
K	1.367	1.442	1.520	1.418	1.481	1.522	0.014	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.084	0.000	0.000	0.000	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.013	0.000	0.031	0.000	0.000	0.010
CH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000						1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000
Total	17.198	17.249	17.305	17.111	17.273	17.236	15.992	15.940	15.977	15.952	15.995	15.675	15.641	15.770	15.745	15.734	15.761
Mg/Fe	0.695	0.678	0.687	0.694	0.699	0.714	0.102	0.098	0.095	0.076	0.079	0.198	0.183	0.178	0.146	0.148	0.154
Fe/Fe+Mg	0.590	0.596	0.593	0.590	0.589	0.583	0.908	0.911	0.913	0.930	0.927	0.835	0.845	0.849	0.872	0.871	0.867
Alm							84.33	86.33	85.14	82.09	80.08						
Pyr							8.57	8.48	8.11	6.21	6.34						
Gro							6.55	5.16	6.26	6.30	6.65						
Spe							0.57	0.00	0.58	5.31	6.93						

Tableau IV.3 (suite)

Section 2 - Est

	BIOTITE				GRENAT			ANDALOUSITE
	43	44	47	49	B ← C → B			58
					{40(B)}	41(C)	42(B)}	
SiO ₂	35.16	34.83	35.04	35.32	37.92	38.03	37.16	36.25
TiO ₂	1.54	1.62	1.28	1.62	0.00	0.02	0.00	0.00
Al ₂ O ₃	19.64	19.41	18.94	19.16	21.04	20.79	21.00	61.77
Cr ₂ O ₃	0.00	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe ₂ O ₃	19.04	18.87	20.01	19.23	34.69	27.26	35.64	0.16
MnO	0.06	0.05	0.06	0.07	2.44	7.04	1.13	0.00
MgO	7.58	7.62	6.95	7.50	1.71	0.76	1.51	0.02
CaO	0.16	0.16	0.11	0.18	2.53	5.98	2.44	0.02
Na ₂ O	0.21	0.22	0.12	0.15	0.05	0.01	0.12	0.00
K ₂ O	7.05	7.49	7.41	7.17	0.00	0.01	0.01	0.00
NO	0.00	0.20	0.45	0.03	0.10	0.10	0.01	0.00
H ₂ O	3.80	3.79	3.76	3.79	0.00	0.00	0.00	
Total	94.24	94.42	94.14	94.21	100.46	100.00	99.03	98.22
Si	5.545	5.508	5.587	5.582	6.087	6.116	6.058	3.985
Al	3.649	3.618	3.559	3.570	3.980	3.941	4.034	8.005
Ti	0.183	0.193	0.154	0.193	0.000	0.003	0.000	0.000
Cr	0.000	0.018	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	2.512	2.496	2.669	2.542	4.657	3.666	4.859	0.014
Mn	0.008	0.007	0.008	0.009	0.332	0.959	0.156	0.000
Mg	1.781	1.797	1.652	1.766	0.410	0.181	0.367	0.004
Ca	0.026	0.028	0.019	0.030	0.434	1.030	0.427	0.003
Na	0.064	0.068	0.037	0.045	0.015	0.004	0.038	0.000
K	1.418	1.511	1.508	1.445	0.000	0.001	0.003	0.000
Ni	0.000	0.025	0.058	0.003	0.012	0.013	0.002	0.000
GH	2.000	2.000	2.000	2.000				
Total	17.187	17.269	17.250	17.184	15.928	15.912	15.944	12.011
Mg/Fe	0.709	0.720	0.619	0.695	0.088	0.049	0.076	
Fe/Fe+Mg	0.585	0.581	0.618	0.590	0.919	0.953	0.930	

Alm	79.84	62.82	83.65
Pyr	7.02	3.11	6.32
Gro	7.44	17.72	7.34
Spe	5.69	16.43	2.69

Tableau IV.3 (suite)

Section 3 - Est

	BIOTITE						GRENAT											
	27	28	29	50	30(Bil)	45(Bil)	B ← C → B	13	14	15	B ← C → B	C → B	41(B-C)	42(B)				
							[3(B)]				5(C)				6(B)]	[21(B)]	22(C)	23(B)]
SiO2	34.94	36.09	34.69	34.30	34.26	35.08	38.12	37.15	37.72	37.57	37.56	36.72	37.73	37.11	37.65	37.61	37.41	37.08
TiO2	1.41	1.24	1.41	1.42	1.44	1.31	0.04	0.00	0.04	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.05	0.01	0.05	0.00
Al2O3	19.47	19.29	19.89	19.70	18.11	20.48	21.43	20.78	21.19	21.05	21.11	21.48	21.60	21.30	21.61	22.25	21.84	21.96
Cr2O3	0.00	0.04	0.00	0.04	0.04	0.00	0.00	0.06	0.03	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Fe2O3	20.64	19.39	20.34	20.50	22.42	19.84	33.69	33.15	34.75	34.17	34.98	35.13	35.10	27.65	36.85	34.68	34.90	34.91
MnO	0.00	0.02	0.13	0.00	0.00	0.00	2.20	2.53	0.94	0.69	0.43	3.13	1.43	7.88	0.66	3.56	5.09	2.02
MgO	7.62	7.36	7.51	7.06	6.39	8.04	1.53	1.39	1.80	1.95	2.08	1.37	1.77	0.76	1.89	1.44	1.30	1.47
CaO	0.11	0.05	0.13	0.09	0.19	0.06	1.99	2.24	1.93	1.86	2.22	2.34	2.05	4.73	2.19	2.78	2.62	2.43
Na2O	0.17	0.15	0.20	0.26	0.23	0.04	0.00	0.00	0.04	0.00	0.03	0.06	0.05	0.00	0.00	0.02	0.09	0.00
K2O	7.39	7.63	6.38	7.61	6.29	8.07	0.02	0.00	0.04	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
NaO	0.10	0.00	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.00	0.11	0.02	0.10	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.82	3.83	3.80	3.77	3.69	3.88												
Total	95.68	95.09	94.49	94.75	93.07	96.97	99.02	97.30	98.60	97.31	98.52	100.39	99.84	99.43	100.91	102.36	103.31	99.88
Si	5.485	5.652	5.475	5.448	5.564	5.423	6.155	6.129	6.126	6.158	6.105	5.947	6.070	6.022	6.019	5.948	5.913	5.984
Al	3.603	3.560	3.700	3.689	3.466	3.732	4.077	4.041	4.057	4.066	4.043	4.099	4.095	4.074	4.071	4.148	4.069	4.178
Ti	0.167	0.146	0.168	0.170	0.176	0.152	0.004	0.000	0.005	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.006	0.002	0.006	0.000
Cr	0.000	0.005	0.000	0.005	0.006	0.000	0.000	0.008	0.004	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	2.710	2.539	2.685	2.723	3.045	2.565	4.549	4.575	4.720	4.683	4.755	4.757	4.722	3.753	4.926	4.586	4.612	4.713
Mn	0.000	0.003	0.017	0.000	0.000	0.000	0.301	0.353	0.129	0.096	0.059	0.429	0.195	1.084	0.090	0.477	0.682	0.277
Mg	1.782	1.719	1.767	1.673	1.547	1.853	0.368	0.341	0.435	0.476	0.505	0.331	0.424	0.184	0.451	0.340	0.305	0.355
Ca	0.018	0.009	0.022	0.016	0.033	0.010	0.345	0.396	0.336	0.327	0.387	0.406	0.353	0.823	0.375	0.472	0.443	0.421
Na	0.053	0.045	0.061	0.079	0.072	0.011	0.000	0.000	0.014	0.002	0.009	0.019	0.014	0.000	0.000	0.005	0.028	0.000
K	1.480	1.525	1.285	1.541	1.304	1.592	0.004	0.000	0.008	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ni	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.021	0.000	0.000	0.014	0.002	0.013	0.016	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000												
Total	17.312	17.203	17.179	17.344	17.211	17.359	15.803	15.845	15.848	15.809	15.877	16.009	15.887	15.940	15.938	15.978	16.059	15.926
Mg/Fc	0.657	0.677	0.658	0.614	0.508	0.722	0.581	0.075	0.092	0.102	0.106	0.070	0.090	0.049	0.092	0.074	0.066	0.075
Fe/Fe+Mg	0.603	0.596	0.603	0.619	0.663	0.581	0.925	0.931	0.916	0.908	0.904	0.935	0.918	0.953	0.916	0.931	0.938	0.930
Alm	81.77	80.75	83.99	83.91	83.32	80.32	82.94	64.22	84.32	78.06	76.33	81.75						
Pyr	6.62	6.02	7.75	8.52	8.85	5.59	7.44	3.15	7.72	5.79	5.05	6.15						
Gro	6.09	7.04	6.02	5.73	6.54	7.13	6.04	14.09	6.38	7.81	7.69	7.30						
Spe	5.41	6.23	2.29	1.71	1.04	7.24	3.42	18.54	1.54	8.11	11.28	4.80						

Tableau IV.3 (suite)

Section 3 - Est (suite)

	STAURITIDE(St 2-3)					ANDALOUSITE		ILMENITE	
	B	B	B	C		56	57	7	8
	{9(B)	34(B)	43(B)	39(B-C)	48(C)}				
SiO2	27.32	27.60	27.59	27.31	27.39	36.87	36.72	0.09	0.13
TiO2	0.41	0.45	0.40	0.45	0.36	0.00	0.00	55.09	53.21
Al2O3	53.57	53.46	55.61	54.40	55.08	63.74	62.99	0.01	0.00
Cr2O3	0.00	0.00	0.02	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
Fe2O3	12.48	13.86	13.49	11.21	13.41	0.43	0.00	41.51	44.52
MnO	0.07	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.08
MgO	1.24	1.24	1.32	1.38	1.23	0.04	0.09	0.35	0.21
CaO	0.00	0.01	0.01	0.00	0.03	0.00	0.00	0.02	0.00
Na2O	0.00	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K2O	0.05	0.00	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.01
NiO	0.06	0.02	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	2.11	2.14	2.18	2.12	2.16	0.00	0.00		
Total	97.31	98.90	100.68	96.18	99.67	101.08	99.79	97.31	98.18
Si	3.869	3.872	3.790	3.856	3.799	3.947	3.971	0.005	0.007
Al	8.943	8.838	9.004	9.052	9.006	8.041	8.028	0.001	0.000
Ti	0.043	0.048	0.041	0.047	0.037	0.000	0.000	2.097	2.036
Cr	0.000	0.000	0.003	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Fe	1.478	1.626	1.550	1.324	1.556	0.038	0.000	1.758	1.894
Mn	0.008	0.007	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.010	0.004
Mg	0.261	0.259	0.269	0.290	0.255	0.006	0.015	0.027	0.016
Ca	0.000	0.001	0.002	0.000	0.005	0.000	0.000	0.001	0.000
Na	0.000	0.013	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
K	0.008	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.001
Ni	0.007	0.003	0.006	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
OH	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000				
Total	15.619	15.667	15.664	15.569	15.661	12.032	12.014	3.898	3.958
Mg/Fe	0.177	0.159	0.174	0.219	0.164				
Fe/Fe+Mg	0.850	0.863	0.852	0.820	0.859				

Tableau IV.3 (suite)

Section 5 - Nord-Ouest

	BIOTITE			GRENAT					PLAGIOCLASE							
	17	18	40	C (21(C))	22(C-B)	23(C-B)	25(C-B)	B (26(B))	20	C (28(C))	29(C-B)	B (30(B))	C (32(C))	33(C-B)	B (34(B))	
SiO2	34.57	34.34	34.45	36.02	36.38	36.13	35.59	35.80	60.41	61.54	63.36	62.63	61.88	62.45	62.52	
TiO2	1.60	1.49	2.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00	
Al2O3	18.43	18.51	18.45	21.17	20.78	20.98	20.87	20.78	23.46	23.03	23.04	22.97	23.35	23.10	23.15	
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.06	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
Fe2O3t	19.26	18.04	17.64	31.85	31.59	30.87	31.53	31.63	0.31	0.15	0.01	0.01	0.01	0.00	0.35	
MnO	0.22	0.15	0.21	6.35	6.36	7.13	8.07	8.16	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
MgO	10.17	10.03	10.17	3.52	3.38	2.93	2.67	2.51	0.00	0.00	0.01	0.00	0.00	0.00	0.02	
CaO	0.00	0.00	0.00	1.46	1.54	1.52	1.22	1.33	5.10	4.86	4.64	4.52	4.53	4.62	4.38	
Na2O	0.05	0.16	0.14	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	9.02	9.14	9.13	9.01	9.05	9.08	9.52	
K2O	9.54	9.25	9.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.11	0.07	0.06	0.12	0.07	0.10	0.09	
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	
H2O	3.86	3.81	3.83													
Total	97.69	95.77	96.29	100.41	100.02	99.55	99.95	100.27	98.40	98.80	100.23	99.26	98.89	99.35	100.03	
Si	5.367	5.401	5.384	5.790	5.872	5.868	5.790	5.810	2.732	2.764	2.795	2.791	2.770	2.782	2.773	
Al	3.371	3.432	3.399	4.012	3.952	4.016	4.002	3.976	1.250	1.219	1.198	1.206	1.232	1.213	1.210	
Ti	0.187	0.176	0.237	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Cr	0.000	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000	0.008	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Fe	2.500	2.373	2.305	4.234	4.228	4.164	4.238	4.246	0.011	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	
Mn	0.029	0.019	0.028	0.864	0.870	0.980	1.112	1.122	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	
Mg	2.353	2.352	2.370	0.844	0.812	0.708	0.646	0.608	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.001	
Ca	0.000	0.000	0.000	0.252	0.266	0.264	0.212	0.230	0.247	0.234	0.219	0.216	0.217	0.221	0.208	
Na	0.016	0.048	0.042	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.791	0.796	0.781	0.779	0.786	0.785	0.818	
K	1.890	1.856	1.869	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.006	0.004	0.003	0.007	0.004	0.006	0.005	
Ni	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	
OH	2.000	2.000	2.000													
Total	17.713	17.657	17.634	16.000	16.090	16.000	16.000	16.000	5.037	5.022	4.996	4.999	5.009	5.007	5.027	
Mg/Fe	0.941	0.991	1.028	0.199	0.192	0.170	0.152	0.143								
Fe/Fe+Mg	0.515	0.502	0.493	0.834	0.839	0.855	0.868	0.875								
Alm	68.36	68.46	68.08	68.27	68.42				Ab	75.77	76.98	77.87	77.74	78.05	77.57	79.34
Pyr	13.63	13.15	11.58	10.41	9.80				An	23.66	22.63	21.83	21.56	21.55	21.84	20.17
Gro	4.08	4.35	4.25	3.42	3.71				Or	0.57	0.39	0.30	0.70	0.40	0.59	0.48
Spe	13.95	14.09	16.02	17.91	18.08											

Tableau IV.3 (suite)

Section 6 - Nord-Ouest

	BIOTITE				GRENAT		
	44	48	49	50	C → B		
					[41(C)	42(C-B)	43(B)]
SiO2	33.55	34.97	34.20	35.37	34.33	37.71	35.26
TiO2	1.38	1.48	1.53	1.57	0.00	0.00	0.00
Al2O3	18.00	18.37	18.86	18.58	20.46	20.71	20.71
Cr2O3	0.00	0.00	0.03	0.00	0.00	0.04	0.00
Fe2O3t	18.11	18.65	18.16	18.70	30.32	30.16	30.97
MnO	0.10	0.29	0.13	0.10	7.89	8.03	7.90
MgO	10.00	10.46	9.98	10.05	2.76	2.48	2.46
CaO	0.01	0.00	0.00	0.00	1.27	1.25	1.30
Na2O	0.10	0.09	0.12	0.09	0.00	0.00	0.00
K2O	9.09	9.48	9.25	9.33	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.73	3.87	3.87	3.89			
Total	94.07	97.64	96.14	97.66	97.02	100.38	98.61
Si	5.386	5.410	5.444	5.454	5.746	5.888	5.810
Al	3.405	3.350	3.438	3.376	4.034	4.024	4.022
Ti	0.166	0.172	0.177	0.181	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.004	0.000
Fe	2.432	2.413	2.349	2.411	4.186	4.132	4.228
Mn	0.014	0.038	0.018	0.013	1.118	1.120	1.104
Mg	2.394	2.412	2.301	2.310	0.688	0.610	0.606
Ca	0.002	0.000	0.000	0.000	0.228	0.222	0.230
Na	0.032	0.025	0.036	0.026	0.000	0.000	0.000
K	1.862	1.872	1.825	1.835	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CH	2.000	2.000	2.000	2.000			
Total	17.693	17.692	17.589	17.606	16.000	16.000	16.000
Mg/Fc	0.984	1.000	0.980	0.958	0.164	0.148	0.143
Fe/Fc+Mg	0.504	0.500	0.505	0.511	0.859	0.871	0.875

Alm	67.30	67.92	68.55
Pyr	11.06	10.03	9.82
Gro	3.75	3.60	3.73
Spe	17.97	18.41	17.90

Section 7 - Nord-Ouest

	BIOTITE			GRENAT		
	54	55	56	C → B		
				[51(C)	52(C-B)	53(B)]
SiO2	35.83	35.47	34.29	35.94	36.09	36.00
TiO2	1.56	1.47	1.48	0.00	0.02	0.00
Al2O3	18.47	19.00	18.57	20.61	20.53	20.51
Cr2O3	0.00	0.00	0.00	0.05	0.03	0.00
Fe2O3t	19.14	19.26	18.48	30.07	30.25	28.89
MnO	0.25	0.36	0.25	9.06	8.72	9.57
MgO	10.01	9.54	10.00	2.31	2.27	1.85
CaO	0.00	0.03	0.00	1.16	1.30	1.59
Na2O	0.14	0.09	0.08	0.00	0.00	0.00
K2O	9.50	9.47	9.40	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.92	3.91	3.82			
Total	98.81	98.61	96.36	99.19	99.20	98.40
Si	5.475	5.437	5.378	5.892	5.916	5.948
Al	3.326	3.432	3.433	3.982	3.964	3.996
Ti	0.179	0.169	0.174	0.000	0.002	0.000
Cr	0.000	0.000	0.000	0.004	0.006	0.000
Fe	2.446	2.468	2.424	4.096	4.120	3.980
Mn	0.032	0.046	0.033	1.258	1.210	1.340
Mg	2.280	2.180	2.337	0.564	0.556	0.454
Ca	0.000	0.006	0.000	0.204	0.228	0.282
Na	0.040	0.027	0.024	0.000	0.000	0.000
K	1.853	1.852	1.881	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CH	2.000	2.000	2.000			
Total	17.631	17.617	17.684	16.000	16.000	16.000
Mg/Fc	0.932	0.883	0.964	0.138	0.135	0.114
Fe/Fc+Mg	0.518	0.531	0.509	0.879	0.881	0.898

Alm	66.91	67.39	65.72
Pyr	9.21	9.09	7.50
Gro	3.34	3.76	4.66
Spe	20.55	19.79	22.13

Section 8 - Nord-Ouest

	BIOTITE			GRENAT		
	60	61	62	C → B		
				[57(C)	58(C-B)	59(B)]
SiO2	35.25	36.00	35.67	35.97	37.18	37.12
TiO2	1.22	1.48	1.44	0.00	0.00	0.00
Al2O3	18.51	18.65	18.51	21.03	21.18	21.17
Cr2O3	0.00	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00
Fe2O3t	19.01	18.90	18.68	29.37	30.11	30.27
MnO	0.37	0.21	0.02	8.04	8.74	8.53
MgO	9.94	10.01	9.87	3.16	3.04	2.47
CaO	0.01	0.00	0.02	1.45	1.41	1.48
Na2O	0.10	0.05	0.13	0.00	0.00	0.00
K2O	9.40	9.47	8.92	0.00	0.00	0.00
NiO	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
H2O	3.87	3.93	3.88			
Total	97.69	98.69	97.18	99.02	101.68	101.05
Si	5.454	5.494	5.509	5.862	5.912	5.950
Al	3.375	3.353	3.369	4.038	3.970	4.000
Ti	0.142	0.169	0.168	0.000	0.000	0.000
Cr	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Fe	2.460	2.412	2.413	3.972	3.978	4.046
Mn	0.049	0.027	0.003	1.108	1.178	1.158
Mg	2.291	2.277	2.273	0.768	0.720	0.592
Ca	0.002	0.000	0.003	0.252	0.240	0.254
Na	0.031	0.014	0.039	0.000	0.000	0.000
K	1.856	1.844	1.758	0.000	0.000	0.000
Ni	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CH	2.000	2.000	2.000			
Total	17.660	17.590	17.537	16.000	16.000	16.000
Mg/Fc	0.931	0.944	0.942	0.193	0.181	0.146
Fe/Fc+Mg	0.518	0.514	0.515	0.838	0.847	0.872

Alm	65.11	65.04	66.88
Pyr	12.59	11.77	9.79
Gro	4.12	3.97	4.20
Spe	18.16	19.26	19.14

Tableau IV.4 - Détermination de la température en utilisant le géothermomètre biotite-grenat (Ferry et Spear, 1978)

		T(°C)	Points considérés			T(°C)	Points considérés			T(°C)	Points considérés
Section 1 - Est				Section 4 - Nord-Ouest				Section 7 - Nord-Ouest			
(Mg/Fe)Gr	0.099		31;36	(Mg/Fe)Gr	0.137		6	(Mg/Fe)Gr	0.114		53
(Mg/Fe)Bi	0.687		16;25;35	(Mg/Fe)Bi	1.090		7;9;10;11;12;	(Mg/Fe)Bi	0.926		54;55;56
lnK	-1.937			lnK	-2.074		14;15;35;37;38	lnK	-2.095		
P(bar)	2000	488		P(bar)	2000	452		P(bar)	2000	446	
	2500	486			2500	450			2500	445	
	3000	485			3000	448			3000	443	
	3500	483			3500	447			3500	441	
	3862	482			3862	445			3862	440	
Section 2 - Est				Section 5 - Nord-Ouest				Section 8 - Nord-Ouest			
(Mg/Fe)Gr	0.082		40;42	(Mg/Fe)Gr	0.143		26	(Mg/Fe)Gr	0.146		59
(Mg/Fe)Bi	0.686		43;44;47;49	(Mg/Fe)Bi	0.987		17;18;40	(Mg/Fe)Bi	0.939		60;61;62
lnK	-2.124			lnK	-1.932			lnK	-1.861		
P(bar)	2000	439		P(bar)	2000	490		P(bar)	2000	510	
	2500	438			2500	488			2500	508	
	3000	436			3000	486			3000	507	
	3500	434			3500	484			3500	505	
	3862	433			3862	483			3862	503	
Section 3 - Est				Section 6 - Nord-Ouest							
(Mg/Fe)Gr	0.091		3;6;13;14;21;23;42	(Mg/Fe)Gr	0.143		43				
(Mg/Fe)Bi	0.652		27;28;29;50	(Mg/Fe)Bi	0.981		44;48;49;50				
lnK	-1.969			lnK	-1.926						
P(bar)	2000	479		P(bar)	2000	491					
	2500	478			2500	490					
	3000	476			3000	488					
	3500	474			3500	486					
	3862	473			3862	485					
			T (sections 1+2+3) = 460 ± 25 °C								T (sections 4+5+6+7+8) = 475 ± 32 °C

Photo IV.1 - Phase de déformation F_2 qui développe une foliation S_2 et crénule S_1 . S_2 est un clivage de crénulation du domaine 4 (Bell et Rubenach, 1983). La foliation S_1 , encore préservée (cas de cette photo), est vue uniquement sur les micaschistes de la partie ouest de la ceinture d'Orós. Micaschistes à grenat, près du village de Santarém. Photomicrographie, section N.

Photo IV.2 - Foliation S_2 bien développée et homogène (domaine 6) montrant un gros claste de biotite(bi) pré-tectonique ou précoce- S_2 (S_1 ?). Dans la partie supérieure de la photo, S_1 a été totalement transposée. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, à 5 km au Nord de la ville d'Orós. Photomicrographie, section P.

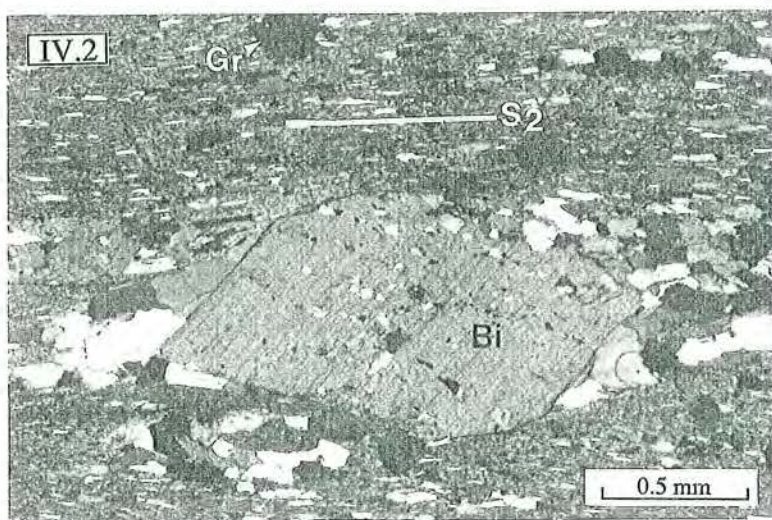
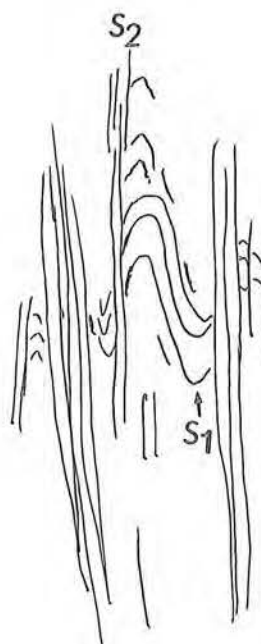


Photo IV.3 - Relations de développement entre S_1 , S_2 et S_3 . S_2 est toujours la foliation principale qui crénule S_1 (a); la partie supérieure de (b) montre un début de développement de "kinks" F_3 , et (c) montre S_3 comme un clivage de crénulation non proéminente mais plus pénétrative que en (b). Micaschistes à grenat + staurotide, près de la ville d'Alencar. Photomicrographie, section N.

Photo IV.4 - Grenats(Gr) syntectonique à la foliation principale (S_2). S_2 est partiellement déviée par les blastes de grenat, ce qui suggère une cristallisation simultanée des blastes et la formation de la foliation. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, près de la ville d'Orós. Photomicrographie, nicols à 45° , section N.

Photo IV.5 - Blastes de grenats automorphes développés dans le domaine Q de la foliation S_2 . On remarquera le développement de frange de pression(FP) du quartz, sans rotation apparente. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, près de la ville d'Orós. Photomicrographie, nicols à 60° , section N.

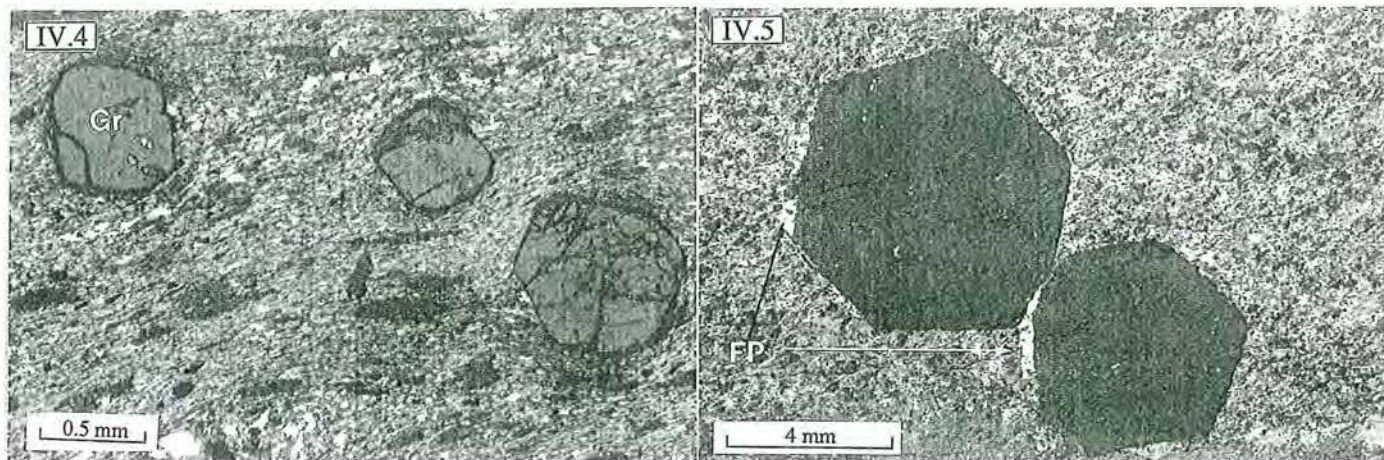
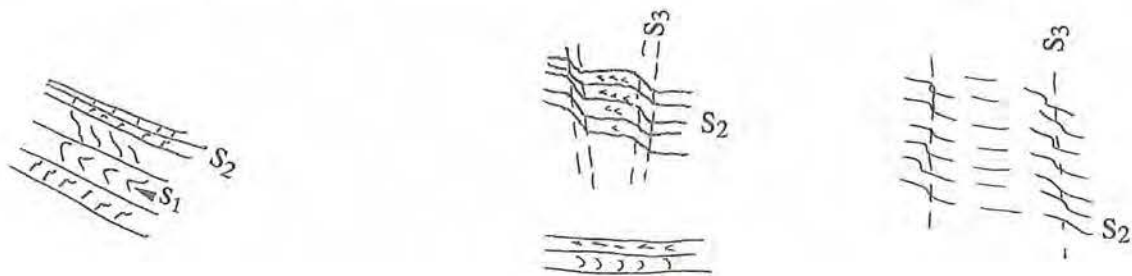
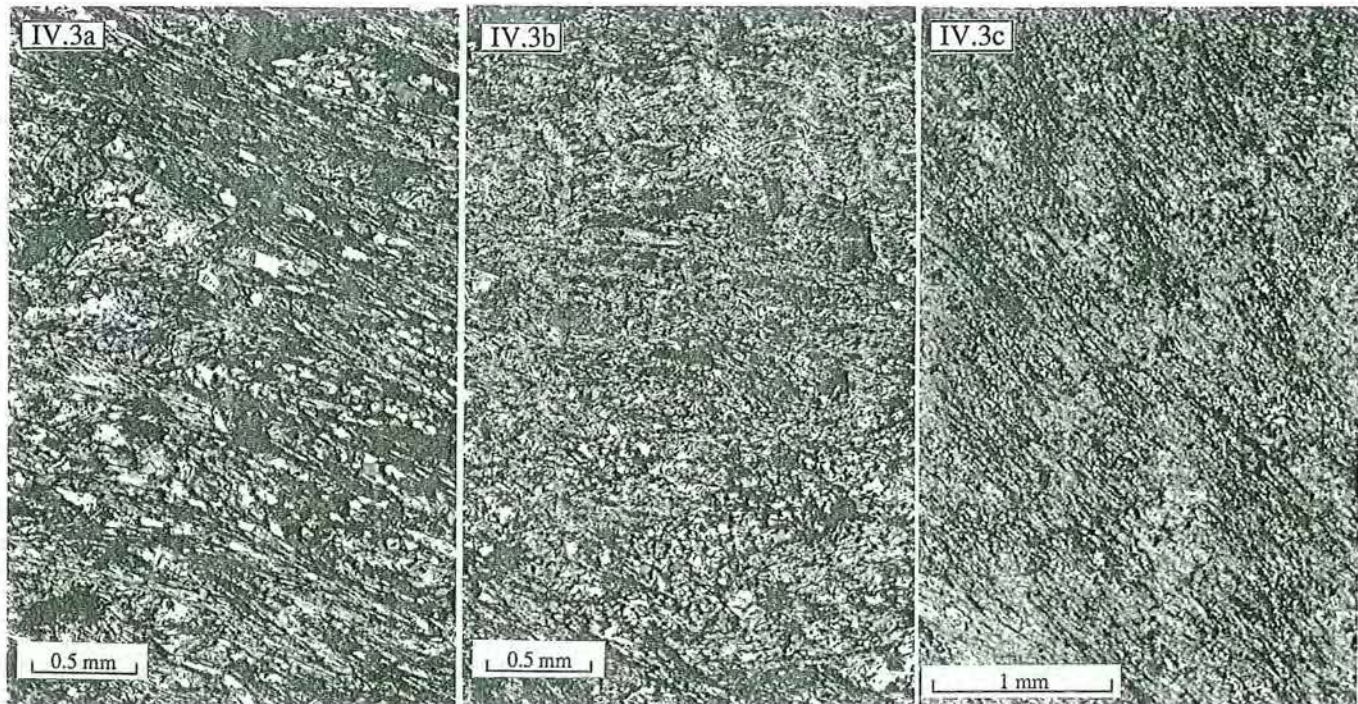


Photo IV.6 - Staurotide(St) syntectonique au plan de la foliation S_2 , cristallisé préférentiellement sur le domaine Q. Le plan S_2 dévie partiellement autour du blaste du staurotide tandis que S_i est continu avec $S_e(S_2)$. S_e est composé de biotite + quartz; S_i est constitué uniquement de quartz moins grand que les quartz de la matrice (S_e). Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, au Nord de la ville d'Orós. Photomicrographie, section N.

Photo IV.7 - Mégacristal de staurotide(St) maclé, syntectonique par rapport au plan de foliation S_2 , montrant relations texturales similaires à la photo IV.6. S_i est composé de biotite + quartz + grenat. Les grenats(Gr) inclus présentent les mêmes textures que les grenats dans la matrice montrant qu'ils sont antérieurs ou précoces au staurotide et qu'ils n'ont pas participé à la formation de ce minéral, tandis que le quartz et la biotite inclus sont plus petits par rapport à la matrice. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, au Nord de la ville d'Orós. Photomicrographie, section P.

Photo IV.8 - Staurotide précoce à syn- S_2 cristallisé dans la phase initiale de la transposition de S_1 par F_2 . Le "trend" d'inclusions (S_i) du staurotide représente une foliation antérieure crénelée et "protégée" par le staurotide. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, au Nord de la ville d'Orós. Photomicrographie, section N.

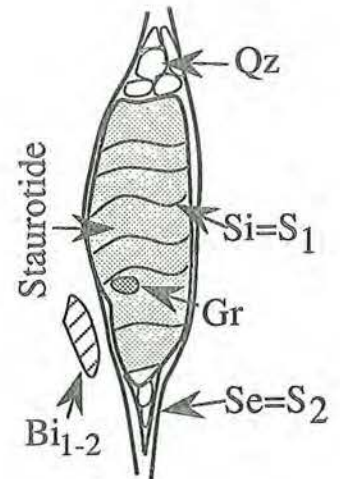
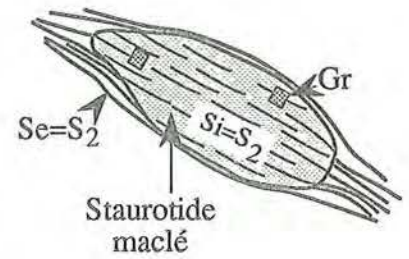
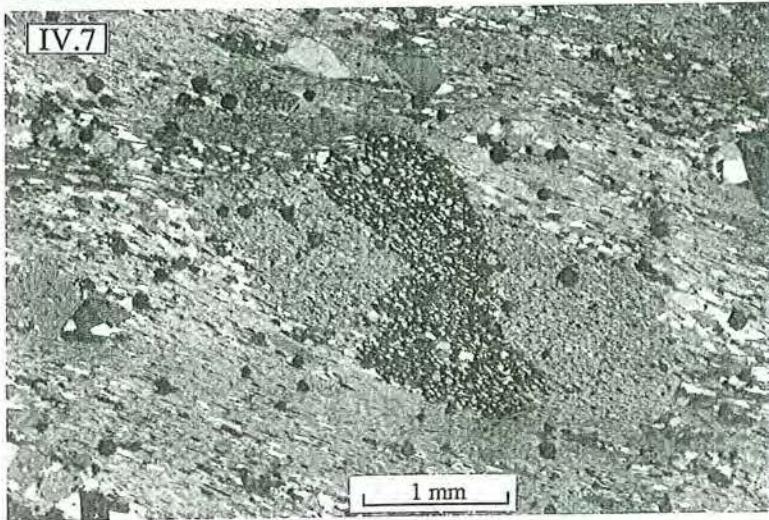
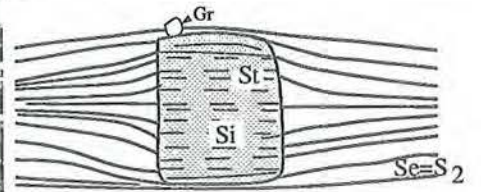
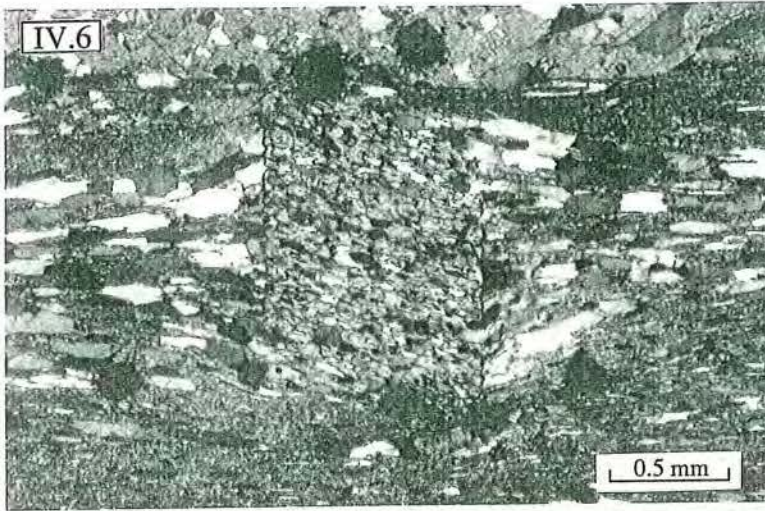


Photo IV.9 - Staurotide(St) parallèle au plan de crénulation S_3 . Dans la partie centrale de la photo, on observe que le plan de la foliation principale (S_2) est crénulé par F_3 . A la partie inférieure du blaste, cette crénulation est vue aussi dans le staurotide, dénotant sa formation (staurotide) pendant la crénulation. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, près de la ville d'Orós. Photomicrographie, section N.

Photo IV.10 - Cristallisation d'andalousite(And) et staurotide(St) selon une direction sub-parallèle au plan de crénulation S_3 . On note que la foliation S_2 est crénulée dans et hors de l'andalousite. Micaschistes à grenat(Gr) + staurotide + andalousite, près de la ville d'Orós. Photomicrographie, section N.

Photo IV.11 - "Taches" (blanche) d'andalousite superposées sur la foliation S_2 . Ces "taches" montrent une extinction simultanée; (b) montre un détail de (a) où on observe le développement d'une crénulation (F_3) qui affecte l'andalousite. Micaschistes à grenat + staurotide + andalousite, près de la ville d'Orós. Photomicrographie, section N.

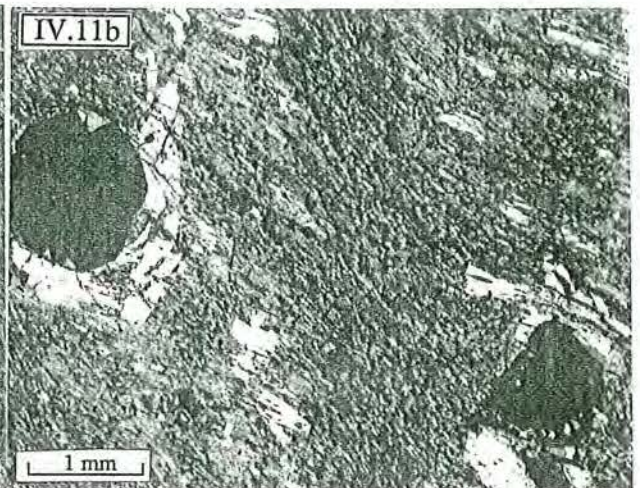
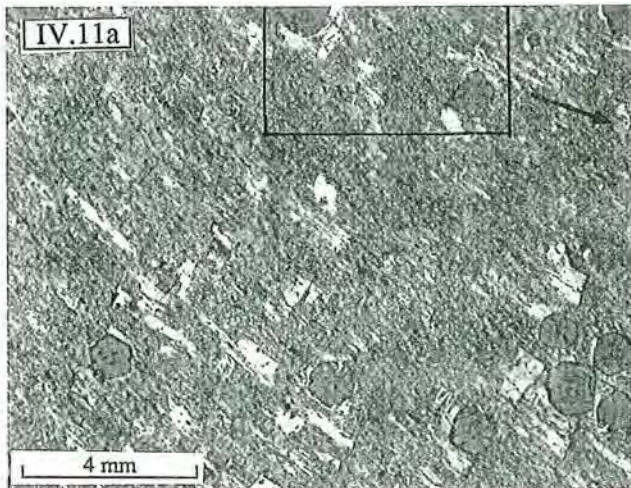
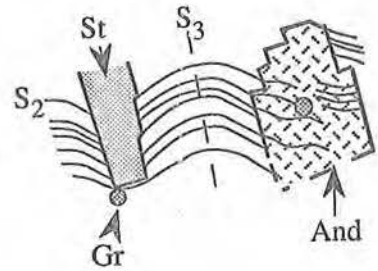
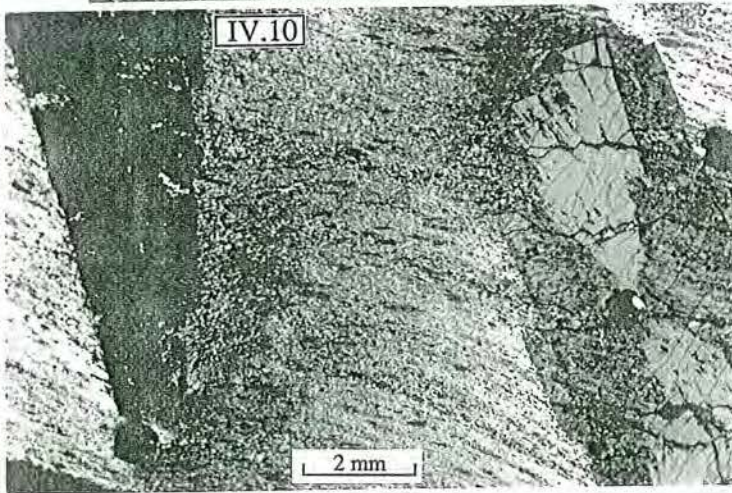
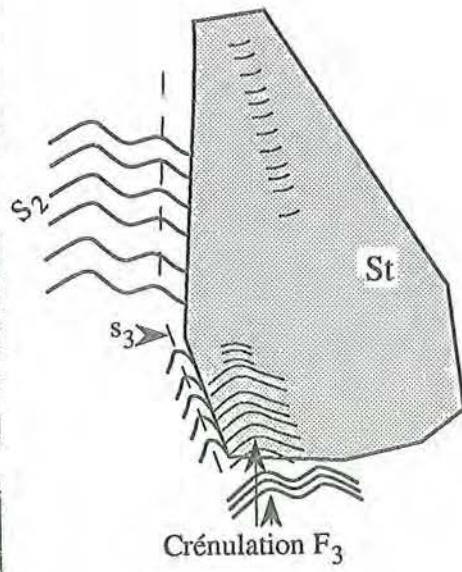
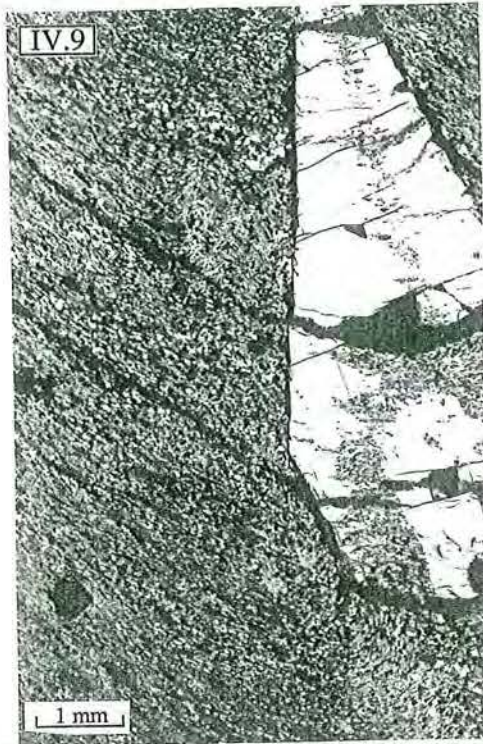


Photo IV.12 - Micaschistes mylonitisés dont les plans S et C sont sub-parallèles; des plans C' synthétiques avec un angle d'environ 25° sont montrés. Les agrégats de micas sont surtout des micas blancs. Le cristal de grenat (en bas, à droite) présente une forme ellipsoïdale interprétée comme une dissolution des bordures d'un cristal automorphe et précipitation du matériau au long du plan S pendant le cisaillement. Micaschistes à grenat de la zone de cisaillement occidentale, à Nord-Ouest de la région cartographiée. Photomicrographie, plan XZ.

Photo IV.13 - Rubanement mylonitique marqué par l'alternance des niveaux quartzeux et de micas blancs. Sur le niveau de micas s'observe des ondulations internes qui suggèrent des restes des plans S avant d'être parallélisés aux plans C. Quartzites de la zone de cisaillement occidentale, près de la ville d'Alencar. Photomicrographie, plan XZ.

Photo IV.14 - Clastes de microcline(Kf) partiellement recristallisés pendant la mylonitisation avec l'ombre de pression de quartz. Les quartz de la matrice sont totalement recristallisés. Les surfaces S et C sont sub-parallèles cependant des surfaces C' avec des longueurs restreintes sont développées. Orthogneiss microporphyriques de la zone de cisaillement occidentale. Photomicrographie, plan XZ.

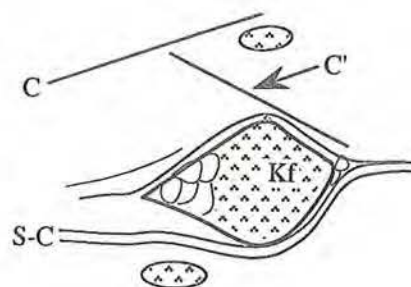
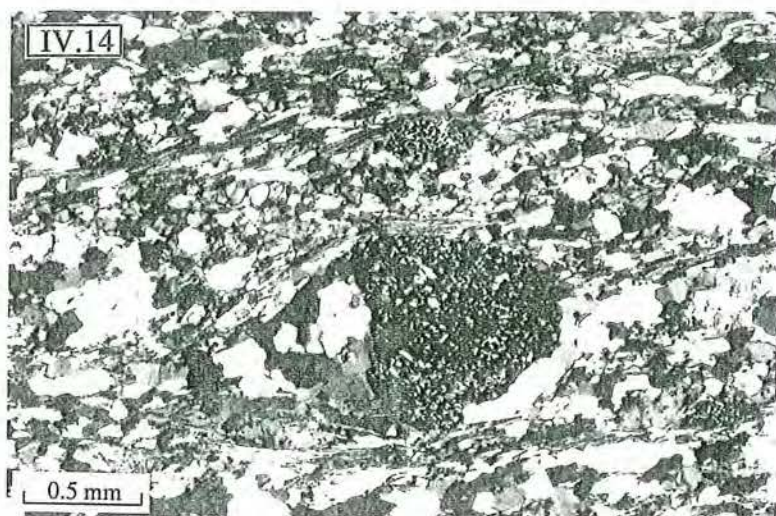
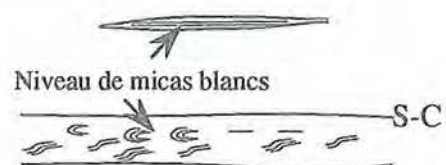
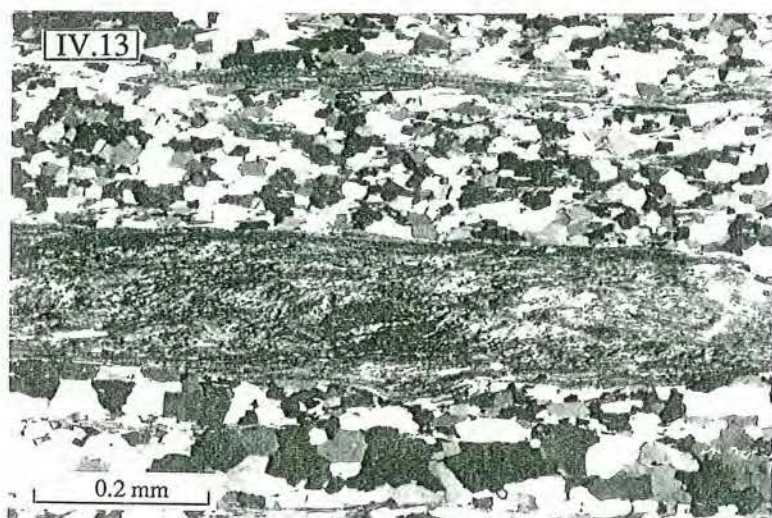
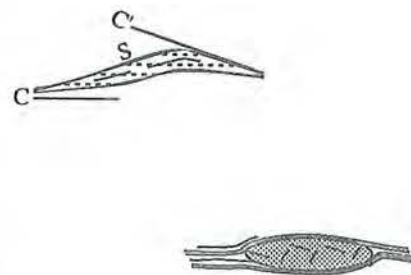
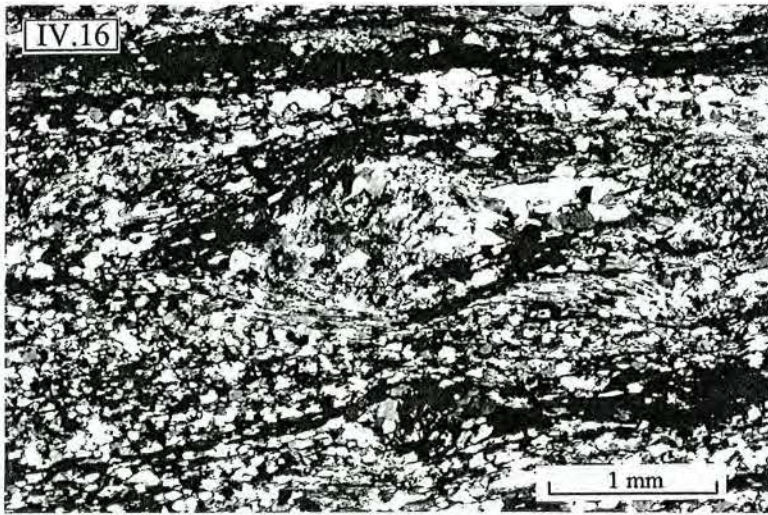
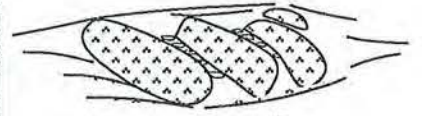
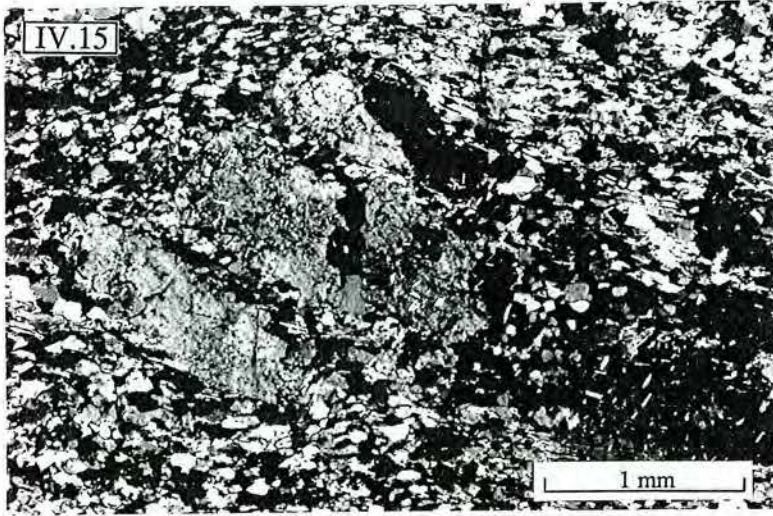


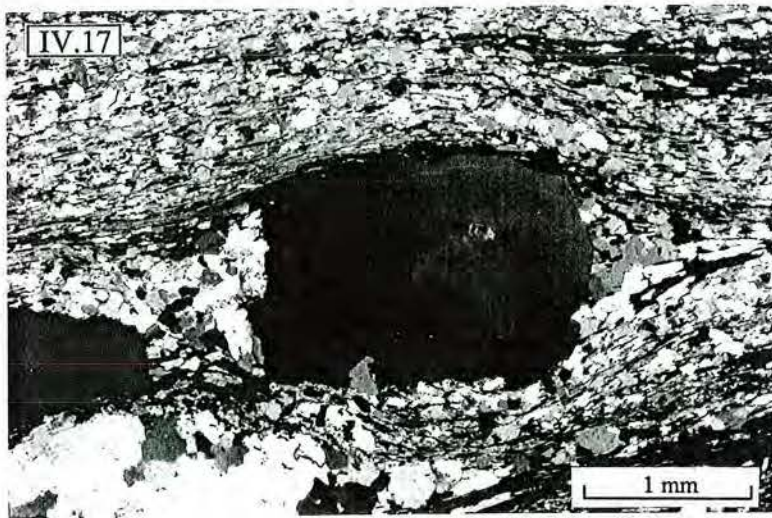
Photo IV.15 - Claste de microcline fracturé et divisé en sous-grains avec recristallisation partielle sur les bordures et sur les plans de fractures. Orthogneiss microporphyriques de la zone de cisaillement occidentale. Photomicrographie, plan XZ.

Photo IV.16 - Rhyolite mylonitique de la zone de cisaillement orientale montrant des clastes de microcline divisé en sous-grains avec une recristallisation dynamique partielle sur les bordures. Photomicrographie, plan YZ.

Photo IV.17 - Recristallisation/restoration complète d'un claste de quartz qui forme actuellement un néoblaste légèrement allongé. On remarque que l'extinction ondulante pourrait être causée pendant les derniers instants de la déformation, post-recristallisation. Même lame mince de la photo IV.16.



Microcline



V - GEOCHRONOLOGIE

V.1 - Introduction

Une étude géochronologique combinant les méthodes Rb-Sr, U-Pb, Sm-Nd et K-Ar a été réalisée sur les roches ignées de la ceinture d'Orós afin d'établir l'âge de leur mise en place ainsi que celui des déformations qui les ont affectées. Les données isotopiques seront reprises dans le chapitre VII consacré à l'étude pétrogénétique des roches ignées.

D'une façon générale, l'utilisation de la méthode Sm-Nd est préconisée pour les roches mafiques et ultramafiques tandis que la méthode Rb-Sr est plutôt utilisée pour les roches intermédiaires à acides. Le rapport Sm/Nd tend à diminuer fortement notamment au début de la différenciation des roches basiques, alors que le rapport Rb/Sr augmente essentiellement dans les termes différenciés (Faure, 1986). Ces variations des rapports Sm/Nd plus élevés dans les roches basiques et Rb/Sr plus élevés pour les roches acides font que ces deux méthodes se complètent.

La méthode U-Pb sur zircon a également été appliquée, notamment pour les roches acides, celles-ci étant fréquemment riches en zircon, minéral moins sensible aux processus métamorphiques et aux transformations secondaires que les minéraux mis en jeu dans le système Rb-Sr. A l'inverse, le système K-Ar, du fait d'une température de fermeture très basse, est sensible aux événements ou processus postérieurs à la cristallisation. Cette caractéristique permet dans la plupart des cas de roches déformées, de situer l'époque des déformations ou de la dernière déformation.

La méthode U-Pb - Deux types de roches riches en zircons ont été choisis pour effectuer les analyses isotopiques par la méthode U-Pb: les (méta)rhyolites et les gneiss ocellés.

A la différence de la méthode Rb-Sr, un seul échantillon est suffisant pour obtenir plusieurs "points". L'importante quantité de zircon présent dans un échantillon permet en effet de séparer plusieurs populations ou fractions homogènes. Pour chaque unité, il a été prélevé un échantillon d'environ 25 kg qui a été broyé et tamisé (200-50 μ). L'utilisation d'une table à secousses puis de

liquides denses (bromoforme et iodure de méthylène) a permis de séparer les minéraux les plus denses parmi lesquels se trouve le zircon. Plusieurs fractions granulométriques (200-150; 150-100; 100-75; 75-50 μ) ont ensuite été séparés et chaque fraction a été traitée au séparateur magnétique Frantz. Dans les fractions non magnétiques ou les moins magnétiques est concentré le zircon. Enfin, à partir de critères de forme et de couleurs, nous avons trié (sous binoculaire) et séparé des populations homogènes de zircons sans inclusions pour effectuer les analyses. La succession suivante résume ces opérations: roche \Rightarrow broyage \Rightarrow tamisage (entre 200 et 50 μ) \Rightarrow table à secousses \Rightarrow fraction lourde \Rightarrow bromoforme \Rightarrow fraction lourde \Rightarrow tamisage (quatre fractions) \Rightarrow séparateur magnétique Frantz \Rightarrow fraction non magnétique à 3,6 Amp - 1° \Rightarrow iodure de méthylène \Rightarrow fraction lourde \Rightarrow tri à la loupe binoculaire.

La séparation et l'analyse des zircons du gneiss ocellé ont été faites au CRPG/CNRS, Nancy (France), tandis que l'attaque chimique et l'analyse des zircons de la rhyolite ont été réalisées à l'Université du Kansas (USA) par W. R. Van Schmus.

Les techniques utilisées pour dissoudre les zircons et extraire l'uranium et le plomb ont été décrites par Michard (1975). Les constantes de désintégration (λ) utilisées sont: $^{238}\text{U} = 1,55125 \cdot 10^{-10} \text{an}^{-1}$ et $^{235}\text{U} = 9,8485 \cdot 10^{-10} \text{an}^{-1}$; $^{235}\text{U}/^{238}\text{U} = 1/137,88$ (Steiger et Jäger, 1977). Les blancs de plomb sont inférieurs à 1 ng et les corrections apportées pour le plomb commun sont: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 18,60$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15,50$ et $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 36,6$. L'erreur sur les rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ est égale à 1,5%. Le traceur ("spike") utilisé est riche en ^{208}Pb (98,7% du Pb total) et en ^{235}U (93,34% de l'U total) avec les rapports suivants: $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 329,929$, $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb} = 0,2555578$ et $^{238}\text{U}/^{235}\text{U} = 0,05764121$.

La méthode Rb-Sr - Les données Rb-Sr ont été obtenues en roche totale sur des échantillons de rhyolites provenant du même affleurement et cogénétiques.

Douze échantillons ont ainsi été prélevés mais, afin d'obtenir des résultats fiables et un bon étalement du rapport Rb/Sr, une sélection a été faite à partir des lames minces pour choisir les roches les moins affectées par les processus secondaires d'altération ou de métamorphisme ainsi qu'à partir d'analyses semi-quantitatives de Rb et Sr. De cette façon, trois échantillons d'environ 15 kg chacun ont été choisis, broyés et porphyrisés. L'attaque chimique et les analyses ont été faites au Centre de Recherches Géochronologiques de l'Université de São Paulo, Brésil. Les procédures techniques utilisées sont celles

décrites par Kawashita et al. (1974). Les valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ont été normalisées pour $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0,1194$ et le calcul de l'âge a été fait selon le programme décrit par Williams (1968) avec $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{an}^{-1}$ (Steiger et Jäger, 1977).

La méthode Sm-Nd - Nous avons fait des analyses Sm-Nd (roche totale) pour les gabbros, amphibolites et andésites. On notera que la méthode U-Pb n'a pas pu être appliquée à ces roches en raison de leur pauvreté en zircon.

Le caractère réfractaire des terres rares vis-à-vis des processus tels que l'altération ou le métamorphisme constitue un avantage de la méthode Sm-Nd. Le problème de cette méthode réside dans la difficulté fréquente d'obtenir un étalement suffisant des rapports Sm/Nd sur roche totale pour bien définir la droite nécessaire à l'obtention des âges isochrones.

Une autre utilisation de la méthode Sm-Nd consiste à déterminer des âges modèle, par un calcul de régression du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon analysé, pour trouver l'époque où ce rapport était égal au rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ du réservoir CHUR ("Chondritic Uniform Reservoir") ou du manteau appauvri (DM). En général, l'âge modèle est plus ancien que l'âge de la cristallisation de la roche (McCulloch, 1987) et peut représenter un événement antérieur qui aurait affecté le protolithe, comme par exemple, l'époque à laquelle une fusion partielle du manteau primitif aurait engendré le matériau-souche de la roche analysée. Il faut remarquer que cette valeur ne peut avoir de signification géologique que dans le cas de roches d'origine mantellique et dont le rapport Sm/Nd n'a pas été affecté par des processus géologiques crustaux (Faure, 1986).

Une autre donnée que cette méthode peut fournir est basée sur la comparaison du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de l'échantillon analysé avec celui du CHUR (DePaolo et Wasserburg, 1976), soit à l'époque présente (ϵ^0) soit à l'âge de la cristallisation de la roche (ϵ^t), âge déterminé par d'autres méthodes isotopiques.

En résumé, s'il est difficile d'obtenir des âges isochrones Sm-Nd sur roche totale, cette méthode peut, par contre, fournir de précieuses informations sur la nature de la source par comparaison avec celles d'un réservoir.

Les analyses ont été faites au CRPG/CNRS et les procédures techniques utilisées sont celles décrites par Boher et al. (sous presse). Pour les calculs des isochrones et ϵ , les valeurs suivantes ont été utilisées: constante de désintégration (λ) de ^{147}Sm en $^{143}\text{Nd} = 6,54 \cdot 10^{-12} \text{an}^{-1}$ (Lugmair et Marti, 1978); $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})}$ actuel = 0,512638 et $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}_{(\text{CHUR})}$ actuel = 0,1967 (DePaolo et Wasserburg, 1976). Les âges modèles ont été calculés par rapport au

manteau appauvri (DM) en utilisant l'évolution préconisée par McCulloch (1987).

La méthode K-Ar - Les données K-Ar ont été obtenues sur les biotites du même échantillon que celui analysé par la méthode U-Pb. La méthode de datation utilisée est celle dite conventionnelle, basée sur la déstabilisation du ^{40}K pour produire ^{40}Ar . Comme l'Ar est un gaz noble, sa rétention dans le réseau cristallin des minéraux est sensible aux phénomènes externes notamment aux variations de température et pression. Ces phénomènes peuvent libérer l'argon des cristaux, affectant ainsi le système K-Ar. En raison de ces caractéristiques, la méthode K-Ar est considérée, dans le cas de roches métamorphiques, comme susceptible d'indiquer l'âge des derniers événements métamorphiques ou refroidissement plutôt que l'âge originel de ces roches.

Ainsi, ayant comme objectif de caractériser l'âge de refroidissement post-métamorphique de la région, nous avons séparé la biotite - minéral riche en K et dans lequel le système K-Ar est estimé se fermer à 300-350°C - du gneiss ocellé métamorphisé en conditions du faciès amphibolite.

Les analyses ont été faites au CRPG/CNRS et les procédures techniques et les constantes utilisées sont décrites par Zimmermann et al. (1985).

V.2 - Données géochronologiques antérieures

Des études géochronologiques préliminaires sur la ceinture d'Orós, essentiellement basées sur la méthode Rb-Sr en roche totale, ont été faites par Sá et al. (1988) et Macedo et al. (1988). La Figure V.1 présente les résultats obtenus par ces auteurs: 2596 ± 194 Ma, $R_0 = 0,7003 \pm 0,0027$, MSWD = 0,02 (orthogneiss du socle, Figure V.1a); 1707 ± 46 Ma, $R_0 = 0,7055 \pm 0,0002$, MSWD = 0,86 (méta-andésite, Figure V.1b); 1762 ± 174 Ma, $R_0 = 0,7048 \pm 0,0170$, MSWD = 0,86 (gneiss ocellé, Figure V.1c); 665 ± 40 Ma, $R_0 = 0,7076 \pm 0,0017$, MSWD = 0,26 (orthogneiss microporphyrrique, Figure V.1d). Les erreurs ont été calculés à 2σ .

Ces données montrent l'existence d'un socle d'âge Archéen, au moins dans la partie orientale tandis que l'âge Protérozoïque supérieur obtenu pour l'orthogneiss microporphyrrique a été interprété par Sá et al. (1988) comme celui de la mise en place d'un granite syntectonique du cycle orogénique brésilien. Les données sur les andésites et les gneiss ocellés fournissent une indication d'âge 1,7-1,8 Ga pour ces deux ensembles.

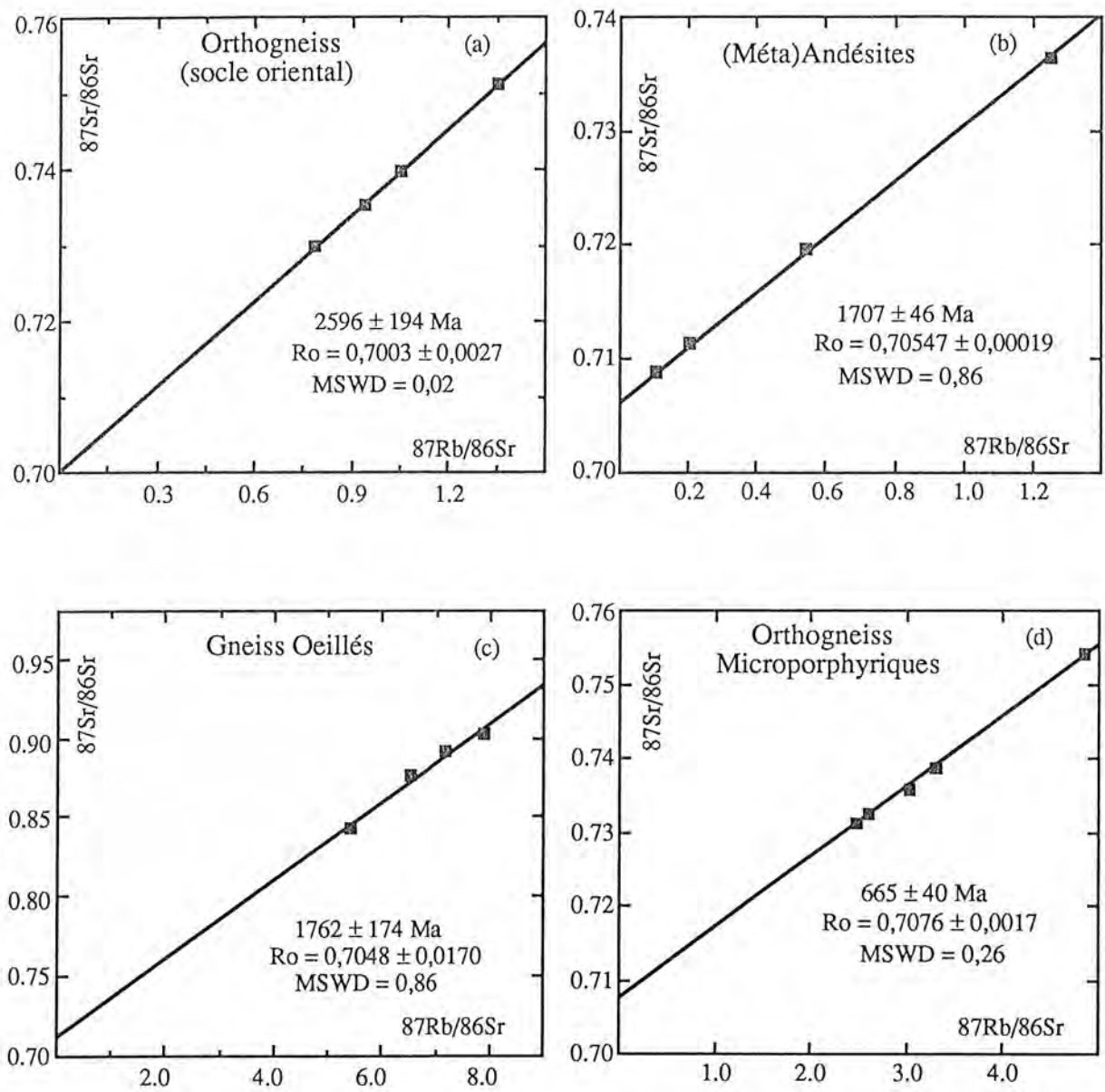


Figure V.1 - Diagrammes isochrones Rb-Sr de l'orthogneiss du socle (a), des (méta)andésites (b), des gneiss oeillés (c) et des orthogneiss microporphyriques (d). D'après Sá et al. (1988) et Macedo et al. (1988).

Enfin, une datation par K-Ar en roche totale faite par Sá et al. (1988) sur des rhyolites mylonitisées a fourni une valeur de 512 ± 8 Ma interprétée comme l'âge de refroidissement de l'orogénèse brésilienne dans la région.

V.3 - Résultats analytiques

U-Pb sur les rhyolites - Les zircons des rhyolites sont limpides et de teinte jaune pâle. Une étude morphologique montre une prédominance des formes prismatiques peu allongées et bi-pyramidales. La majorité des prismes présente des faces (100)>(110), certains, toutefois, avec (100)>>(110). Les prismes sont toujours plus développés que les pyramides (Photo V.1) et, suivant la classification typologique de Pupin (1980), les zircons de cette roche se situent dans les champs S₂₅ à P₄. Selon cet auteur (Pupin, 1980), ces types de zircons sont fréquents dans les roches sub-alkalines à alcalines.

Au microscope électronique à balayage (MEB), les zircons montrent souvent de fines zonations de croissance et, parfois, une mince frange discontinue à la périphérie des cristaux (Photo V.2). Ces franges extérieures sont toujours plus claires, ce qui traduirait une plus grande richesse en U. Elles sont interprétées comme des surcroissances métamorphiques. De petites inclusions d'apatite, fluorine, monazite, feldspath potassique, quartz et biotite ont parfois été identifiées. Les différentes fractions de zircon ont été séparées, en choisissant les cristaux automorphes, sans inclusions et les plus homogènes possibles.

Trois fractions de zircon d'une rhyolite définissent, dans le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, une discordia dont les intercepts avec la concordia donnent respectivement des âges de 1790 ± 9 Ma et 440 ± 23 Ma (Figure V.2), avec un MSWD de 0,11 (Tableau V.1).

U-Pb sur les gneiss ocellés - Les zircons de ces roches sont limpides et de teinte jaune très pâle. Ils montrent une forme prismatique toujours très allongée et des terminaisons pyramidales très courtes. Les prismes présentent des faces (100)>(110) avec, toutefois, des variantes avec (100)>>(110) et (100)≈(110). Ces zircons se placent dans les champs P₅, P₄ et P₃ de la classification de Pupin (1980), qui sont caractéristiques de séries alcalines anorogéniques.

Avant de "trier" les populations, nous avons réalisé des observations au MEB pour identifier les inclusions et les structures internes de ces zircons. D'une façon générale, ils présentent le même type de zones de croissance

primaire et parfois de surcroissance métamorphique (Photo V.3) que ceux des rhyolites. Toutefois certains cristaux peuvent présenter des zonations primaires complexes ainsi qu'une bordure (métamorphique ?) grisâtre (Photos V.4 et V.5). Par ailleurs, parmi les cristaux de la fraction la plus grande (150-200 μ), certains montrent un coeur métamictisé (Photo V.6). Enfin, des inclusions d'apatite et monazite associées (Photo V.7), de thorite, fluorine, magnétite et quartz peuvent être observées.

Quatre fractions de zircons limpides et sans inclusions décelables à la loupe ont été analysées. Elles s'alignent le long d'une discordia qui, dans la Figure V.3, présente des intercepts à 1673 ± 20 et 119 ± 39 Ma avec un MSWD de 1,87.

Rb-Sr sur les rhyolites - Trois échantillons (8B, 8F, 8.1A) de rhyolite, sélectionnés comme décrit plus haut, ont été analysés. Les résultats obtenus (Tableau V.1) conduisent à un âge de 1780 ± 54 Ma (MSWD = 0,15) avec un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de $0,7020 \pm 0,0028$ (Figure V.4).

Sm-Nd sur les roches mafiques - Des analyses isotopiques sur roche totale ont été faites sur les (méta)andésites (10F, 10H, 10L), amphibolites (205RF, 205RJ) et (méta)gabbros (205RA, 205RD, 205RH). Les résultats obtenus sont présentés dans le Tableau V.2.

Les trois échantillons d'andésite, bien que présentant un faible étalement du rapport $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, ont cependant fourni un alignement dans le diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ conduisant à un âge isochrone de 2410 ± 171 Ma avec un rapport initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de $0,509549 \pm 0,000134$ et un MSWD de 1,32 (Figure V.5). Selon un calcul statistique (F. Albarède, comm. personnelle), la probabilité pour que cet alignement puisse être une isochrone est de 25% seulement. Les âges modèles par rapport au manteau primitif appauvri (DM) sont de ca. 2,48 Ga (Tableau V.2).

Les deux échantillons d'amphibolite présentent un très faible étalement du $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et des âges modèles (DM) d'environ 1,94 Ga (Tableau V.2).

Les gabbros ont fourni dans le diagramme de la Figure V.5 un âge isochrone de 884 ± 176 Ma (2σ) avec un rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ initial de $0,511730 \pm 0,000147$ et un MSWD de 0,87. La probabilité pour ce résultat de correspondre à une isochrone est de 35%. Les âges modèles (DM) avoisinent 1,04 Ga (Tableau V.2).

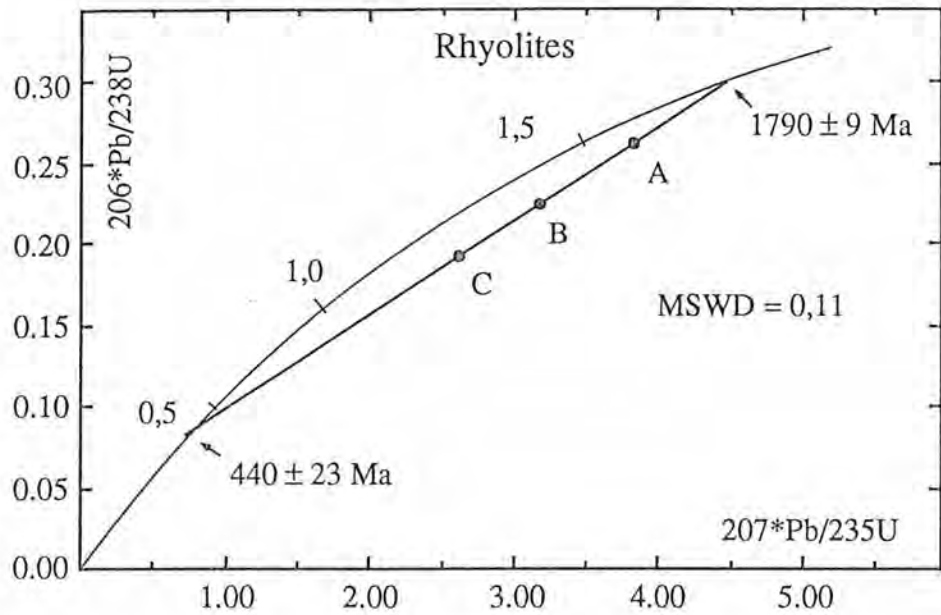


Figure V.2 - Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur fractions de zircon des (méta)rhyolites.

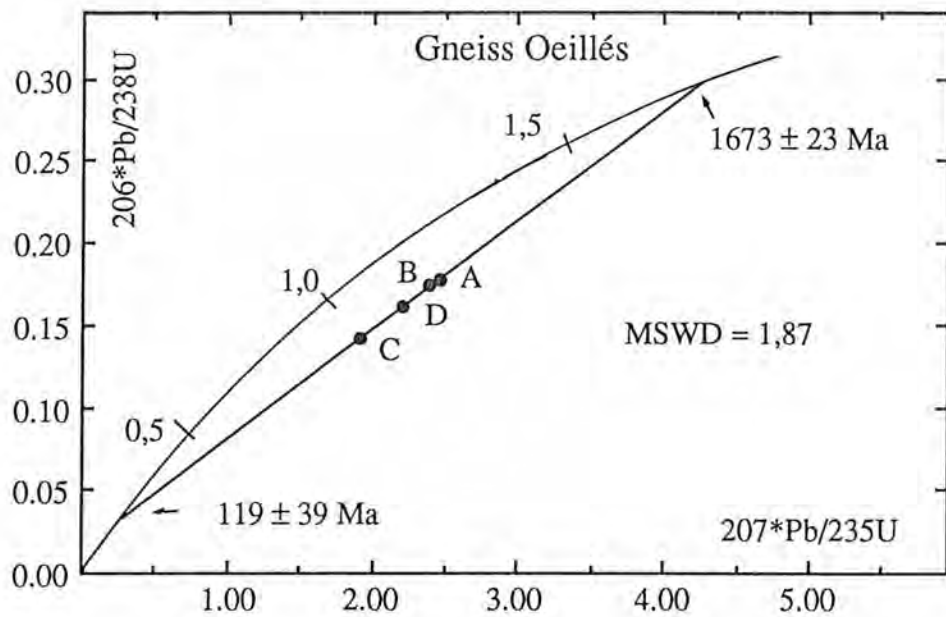


Figure V.3 - Diagramme $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur fractions de zircon des gneiss oeillés.

K-Ar sur les gneiss ocellés - Pour compléter les données K-Ar faite antérieurement (Sá et al., 1988) sur les rhyolites en roche totale, une analyse de biotite du gneiss ocellé a été réalisée (Tableau V.1). L'échantillon utilisé est le même que celui choisi pour les analyses U-Pb. Après une première séparation de la biotite par liqueurs denses et séparateur magnétique Frantz, un tri à la loupe a été nécessaire pour isoler une fraction saine et sans inclusions apparentes. L'âge ainsi obtenu est de 522 ± 1 Ma.

V.4 - Discussion

U-Pb, Rb-Sr et K-Ar - Des âges de 1790 Ma (U-Pb, intercept supérieur, Figure V.2) et de 1780 Ma (Rb-Sr, Figure V.4) ont été obtenus pour les (méta)rhyolites. Ces données, similaires et de bonne qualité, fournies par des méthodes différentes, indiquent très vraisemblablement l'âge de mise en place. L'âge des (méta)andésites, directement sous-jacentes aux rhyolites et en continuité stratigraphique (voir Chapitre II) avec elles, serait donc, lui aussi, voisin de 1,8 Ga.

Si l'on admet que les (méta)andésites et les amphibolites sont temporellement associées (les deux séries sont proches de la base de la séquence d'Orós; voir colonne stratigraphique, Figure II.1), l'âge ca. 1,8 Ga serait également à considérer comme celui de la genèse et de la mise en place des amphibolites.

Les gneiss ocellés et les gabbros recourent les roches volcaniques et sont donc plus jeunes que celles-ci.

La discordia de la Figure V.3 (gneiss ocellé) montre un intercept supérieur à 1673 ± 20 Ma, cohérent avec les données U-Pb et Rb-Sr (Figures V.2 et V.4) des roches stratigraphiquement plus anciennes. On note aussi que cette valeur s'accorde avec les données préexistantes (Macedo et al., 1988), notamment si l'on considère la marge d'erreur de 174 Ma (Figure V.1c). Aussi, cette valeur de 1673 Ma est-elle interprétée comme l'âge de mise en place des gneiss ocellés, environ 120 Ma après celle des roches volcaniques.

L'âge K-Ar sur biotite de ces mêmes gneiss ocellés est de 522 Ma. Cet âge représente l'époque de la fermeture du système K-Ar, c'est à dire enregistre le refroidissement tardif de la région par rapport au cycle brésilien. Cette donnée, couplée avec l'âge Rb-Sr obtenu pour l'orthogneiss microporphyrrique (665 Ma; Sá et al., 1988) et présenté sur la Figure V.1d, définit la durée du "fonctionnement" de l'orogénèse brésilienne dans cette région (665-522 Ma). On

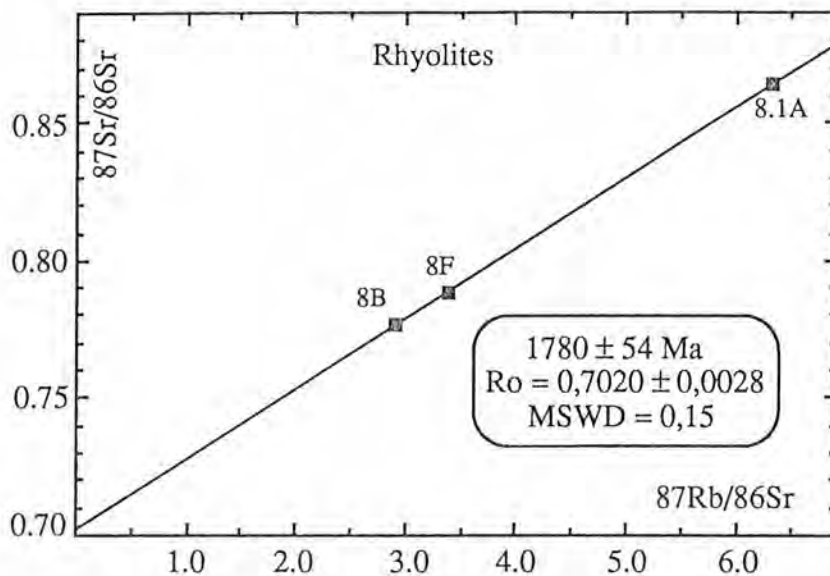


Figure V.4 - Diagramme isochrone Rb-Sr obtenu sur les (méta)rhyolites

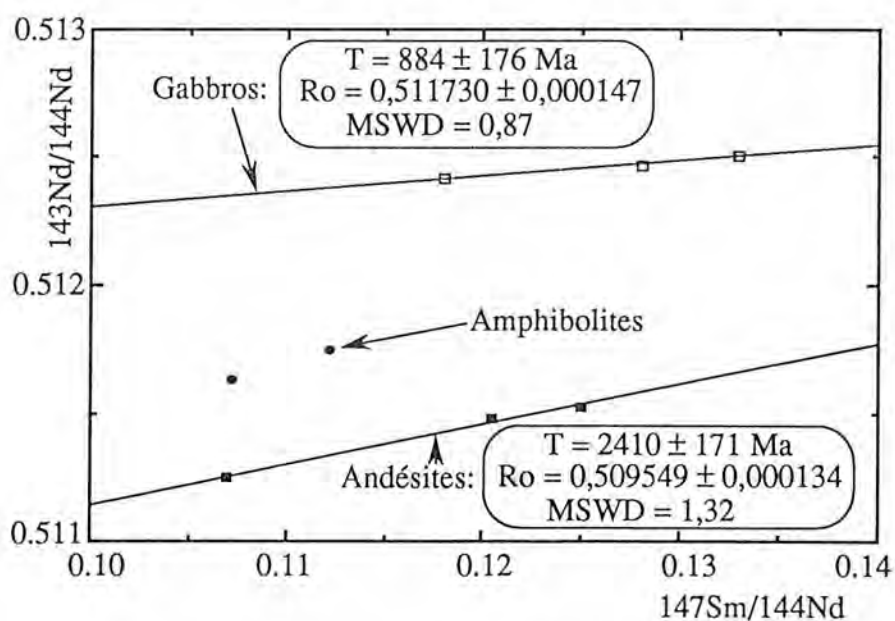


Figure V.5 - Diagramme $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ vs $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ pour les (méta)andésites, amphibolites et (méta)gabbros.

remarquera que cet âge K-Ar de 522 Ma s'accorde avec la valeur K-Ar obtenue antérieurement sur roche totale pour des rhyolites (512 ± 8 Ma; Sá et al., 1988).

Sm-Nd - La Figure V.5 montre les données $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ obtenues pour des andésites, amphibolites et gabbros. Il en ressort que les trois séries sont totalement disjointes et indépendantes, traduisant ainsi qu'elles sont issues de sources différentes.

L'âge isochrone fourni par la méthode Sm-Nd pour les andésites (2410 Ma) ne s'accorde ni avec le résultat obtenu par U-Pb et Rb-Sr (voir ci-dessus) ni avec l'approche faite antérieurement par Macedo et al. (1988, voir § V.2). Par conséquent, l'âge fourni par l'alignement en Figure V.5 serait un artefact, dépourvu de signification géologique. On rappellera, à ce propos, que la probabilité pour que cet alignement soit une isochrone est faible (25%).

Pour la série gabbroïque, nous disposons seulement des analyses isotopiques Sm-Nd. Les relations de terrain indiquent qu'elle recoupe les amphibolites donc plus jeune (<1,8 Ga). On sait, en outre, qu'elle est affectée par le cycle orogénique brésilien (>0,65 Ga).

Dans le diagramme isochrone Sm-Nd (Figure V.5) les termes gabbroïques définissent un bon alignement (MSWD = 0,87) correspondant à un âge de 884 ± 176 Ma bien situé dans l'intervalle acceptable (0,65 - 1,8 Ga) préalablement défini pour la cristallisation et mise en place de ces roches. Les âges modèles calculés pour les trois échantillons (Tableau V.2) tombent dans une fourchette très étroite (1,02-1,06 Ga) qui, aux erreurs analytiques près, est quasiment identique à l'âge isochrone. Une telle concordance nous conduit à admettre que le complexe gabbroïque a dû être généré et s'être mis en place aux alentours de 0,9 Ga, c'est à dire environ 900 Ma après les séquences volcaniques. Ceci implique, de plus, que le magma gabbroïque aurait évolué en circuit isotopique fermé sans intervention de processus crustaux.

V.5 - Conclusions

A partir des données isotopiques préexistantes et de celles obtenues dans le cadre de cette étude, plusieurs conclusions peuvent être tirées sur l'âge et l'évolution de la ceinture d'Orós.

1) Un gneiss granodioritique, composante du socle oriental de la ceinture d'Orós, a fourni un âge (Rb-Sr) de 2,6 Ga interprété comme l'âge de mise en place de cette unité. Comme ce gneiss recoupe le gneiss rubané cette valeur représente donc l'âge minimum du socle oriental.

Tableau V.1 - Données analytiques U-Pb, Rb-Sr et K-Ar obtenues sur les roches acides de la ceinture d'Orós

Gneiss Oeillés (U-Pb) Int. Sup. = 1673 ± 20 Ma Int. Inf. = 119 ± 39 Ma MSWD = 1,87	Zr Fraction A(NM-1°) (9,09mg)	U(ppm) 844	Pb*(ppm) 165	206Pb/204Pb 764.8	207*Pb/235U 2.47126 (1264 Ma)	206*Pb/238U 0.177867 (1056 Ma)	207*Pb/206*Pb 0.100767 (1638 Ma)
	Fraction B(NM-1°) (2,71mg)	1192	220	986.0	2.39332 (1241 Ma)	0.174449 (1037 Ma)	0.099502 (1615 Ma)
	Fraction C(NM-1°) (4,23mg)	1154	174	516.3	1.91715 (1087 Ma)	0.140836 (850 Ma)	0.098729 (1600 Ma)
	Fraction D(NM-1°) (4,44mg)	765	130	1446.1	2.21193 (1185 Ma)	0.161133 (936 Ma)	0.099561 (1616 Ma)
Gneiss Oeillés (K-Ar) (Biotites)	K (%) 7,35	40*Ar(cc/g) 4,65	40Ar(%) (atm) 15,7	Age 522 ± 1 Ma			
Rhyolites (U-Pb) Int. Sup. = 1790 ± 9 Ma Int. Inf. = 440 ± 23 Ma MSWD = 0,11	Zr Fraction A(NM-0°) (2,76mg)	U(ppm) 129	Pb*(ppm) 39	206Pb/204Pb 2123.1	207*Pb/235U 3.83201 (1600 Ma)	206*Pb/238U 0.26209 (1500 Ma)	207*Pb/206*Pb 0.106039 (1732 Ma)
	Fraction B(M-0°) (5,62mg)	169	46	637.8	3.17689 (1452 Ma)	0.22386 (1302 Ma)	0.102928 (1678 Ma)
	Fraction C(M-2°) (3,12mg)	239	53	1694.9	2.61835 (1306 Ma)	0.19148 (1130 Ma)	0.099174 1609 Ma)
Rhyolites (Rb-Sr) t = 1780 ± 54 Ma Ro = 0,7020 ± 0,0028 MSWD = 0,15	Echantillon 8B 8F 8.1A	Rb(ppm) 218.3 210.2 234.7	Sr(ppm) 218.5 180.7 109.1	87Rb/86Sr 2,911 ± 0,082 3,393 ± 0,095 6,322 ± 0,176	87Sr/86Sr 0,77677 ± 0,00031 0,78843 ± 0,00034 0,86401 ± 0,00009		

40*Ar: Argon radiogénique en 10⁻⁶ centimètre cubique par gramme.

40Ar(%) (atm): Pourcentage d'argon 40 d'origine atmosphérique.

Fraction A: 200-150 μ; Fraction B: 150-100 μ; Fraction C: 100-75 μ; Fraction D: 75-50 μ.

NM: non magnétique; M: magnétique; le numéro entre parenthèses correspond à l'inclinaison latéral du Frantz.

L'inclinaison longitudinale est toujours de 15°.

Les erreurs sont calculés à 2σ.

2) L'âge d'environ 1,8 Ga obtenu sur les rhyolites (U-Pb et Rb-Sr) représente l'époque de mise en place et de cristallisation de ces roches. Compte tenu des relations chronologiques évidentes entre ces rhyolites et les andésites (à l'Est) et la position stratigraphique équivalente des amphibolites (à l'Ouest), cet âge correspond également, avec une bonne approximation, l'époque de mise en place de ces volcanites mafiques. Toutes ces séries volcaniques étant proches de la base de la séquence sédimentaire, il en résulte que l'initiation du bassin précède de peu l'émission de ces épisodes volcaniques.

3) Pendant la poursuite de la sédimentation, des intrusions de granites porphyriques (aujourd'hui gneiss ocellés) ont recoupé les andésites, les rhyolites et au moins une partie de la séquence sédimentaire à 1,68 Ga (U-Pb), c'est à dire, environ 120 Ma après l'initiation du bassin d'Orós. La série plutonique mafique, quant à elle, a recoupé les amphibolites et la séquence sédimentaire à ca. 0,9 Ga (Sm-Nd).

4) A la fin du Protérozoïque supérieur, après l'achèvement de cette séquence, il y a eu formation et mise en place des granites microporphyriques (0,65 Ga; Rb-Sr) dans des conditions syntectoniques par rapport au cycle orogénique brésilien.

5) Les âges K-Ar d'environ 0,52 Ga obtenus sur des rhyolites et gneiss ocellés affectés par le métamorphisme brésilien, marquent la fin de l'activité orogénique de la région.

Les intercepts inférieurs concordia vs discordia (400 Ma et 119 Ma pour les rhyolites et les gneiss ocellés, respectivement) ont fourni des âges plus bas que ceux obtenus par la méthode K-Ar sur les mêmes unités. Comme la fin des activités orogéniques est fixée à ca. 0,52 Ga et qu'il n'y a pas évidence, ni dans la ceinture d'Orós ni dans la Province Borborema, d'événements aux âges enregistrés par les intercepts inférieurs, ceux-ci sont probablement sans signification géologique. D'après le modèle de Tilton (1960), ils pourraient traduire une diffusion ou une perte continue de Pb radiogénique. Selon différentes études, cette perte n'interfère pas sur l'intercept supérieur.

Les âges du paragneiss migmatisé du socle de l'Ouest tout comme celui de la migmatisation qui a affecté les socles (oriental et occidental; phase de déformation F_n) restent encore à préciser. Des analyses isotopiques par la méthode U-Pb focalisées sur les néosomes de migmatites seraient à inclure dans un programme ultérieur. On sait seulement, d'après les informations présentés aux Chapitres III et IV, que cette migmatisation a précédé la formation de la séquence d'Orós et qu'elle pourrait donc bien correspondre à la manifestation du cycle transamazonien/éburnéen dans la région.

Tableau V.2 - Données analytiques Sm-Nd obtenues sur les roches basiques de la ceinture d'Orós

	Echantillon	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(2\sigma)$	$\epsilon_{\text{Nd}}(t)$	T(DM)
Andésites $t = 2410 \pm 171 \text{ Ma}$ $R_o = 0,509549 \pm 0,000134$ $\text{MSWD} = 1,32$	10F	13,449	76,49	0,10698	0,511245 [7]	-6,48 [13]	2,48
	10H	6,642	33,54	0,12049	0,511476 [9]	-5,09 [18]	2,46
	10L	6,833	33,26	0,12500	0,511523 [11]	-5,22 [22]	2,50
Amphibolites	205RF	6,726	38,17	0,10723	0,511632 [14]	1,04 [28]	1,97
	205RJ	5,449	29,53	0,11227	0,511742 [10]	2,03 [20]	1,91
Gabbros $t = 884 \pm 176 \text{ Ma}$ $R_o = 0,511730 \pm 0,000147$ $\text{MSWD} = 0,87$	205RA	4,097	19,46	0,12808	0,512463 [16]	4,35 [32]	1,06
	205RD	5,601	28,89	0,11798	0,512417 [8]	4,59 [16]	1,02
	205RH	3,418	15,64	0,13297	0,512507 [12]	4,65 [24]	1,04

(t) à 1,8 Ga pour les andésites et amphibolites et 0,884 Ga pour les gabbros

T(DM) - Ages modèles (Ga) calculés par rapport au manteau appauvri (McCulloch, 1987).

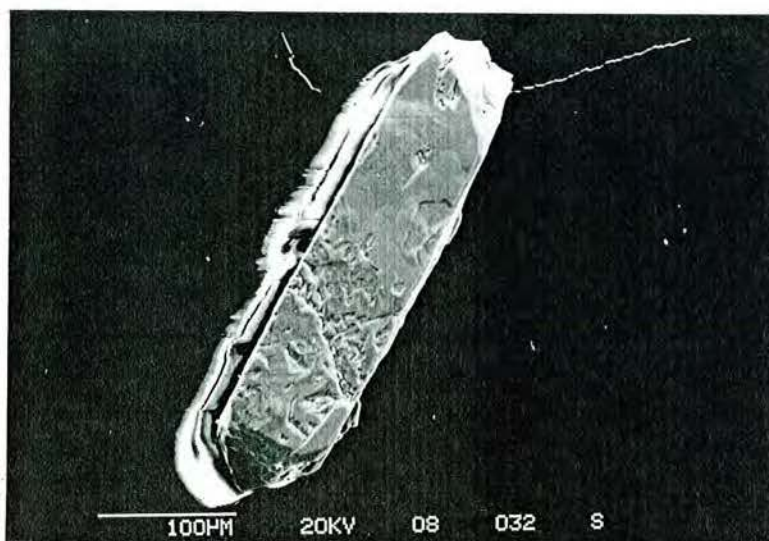


Photo V.1 - Cristal de zircon de la rhyolite montrant la section prismatique beaucoup plus développée que les terminaisons pyramidales. Fraction 150-100 μ , non magnétique à 3,6 Amp., 2°.

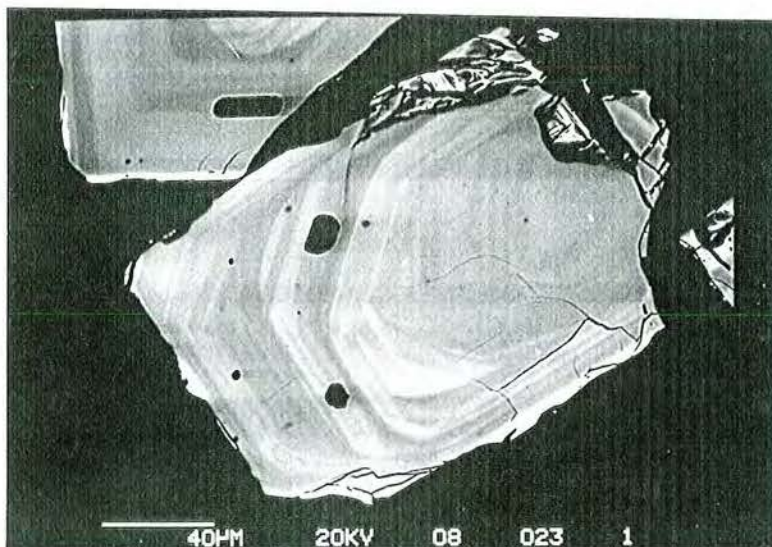


Photo V.2 - Zircon montrant de fines zonations de croissance primaire et une mince couche (surcroissance métamorphique ?) discontinue à la périphérie. La teinte plus claire représente un enrichissement en U. On peut suggérer que la fracturation observée doit être antérieure à la surcroissance. Les inclusions noires sont de l'apatite. Rhyolite, fraction 150-100 μ , magnétique à 3,6 Amp., 2°.

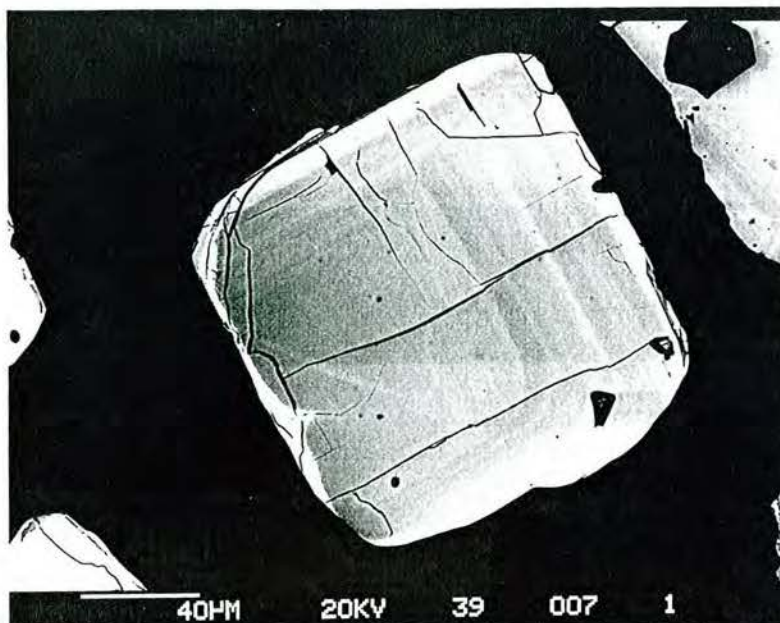


Photo V.3 - Section basale d'un zircon du gneiss oillé montrant de fines zonations de croissance. Il ressort que le contour interne de la couche externe est irrégulier (partie gauche de la photo) indiquant une corrosion du cristal avant cette surcroissance, ou un remplacement progressif à partir de la bordure. Fraction 200-150 μ , magnétique à 3,6 Amp., 2°.

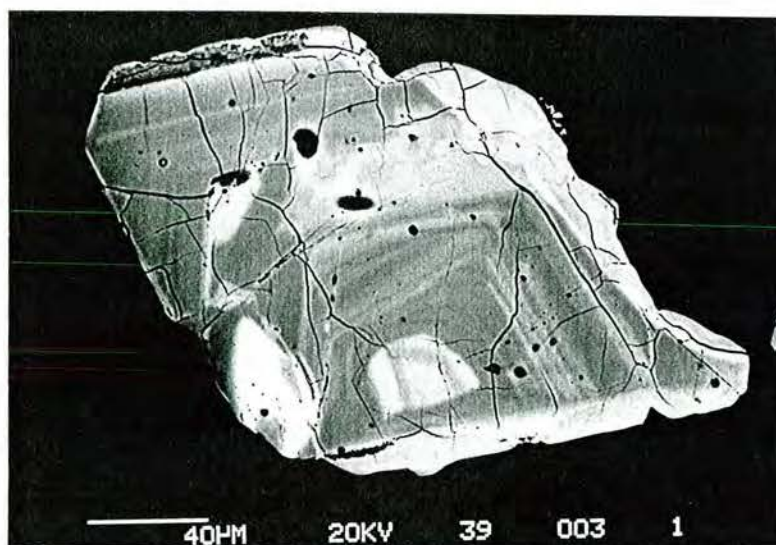


Photo V.4 - Zircon corrodé xénomorphe avec zonation primaire complexe montrant plusieurs sub-nucléus enrichis en U. Les inclusions sont surtout d'oxydes de fer. Gneiss oillé, fraction 200-150 μ , magnétique à 3,6 Amp., 5°.

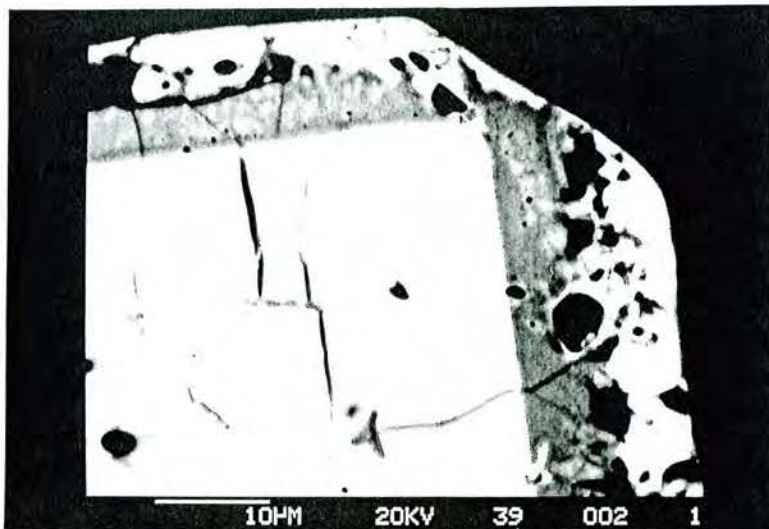


Photo V.5 - Zircon montrant bordure grisâtre, complexe et pleine d'inclusions, notamment de magnétite et du quartz. Gneiss oillé, fraction 200-150 μ , magnétique à 3,6 Amp., 5°.

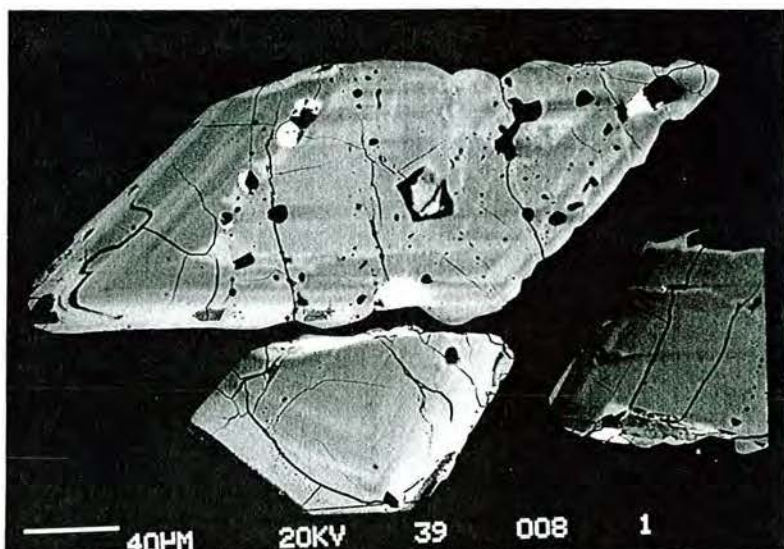


Photo V.6 - Zircon partiellement corrodé et fracturé avec des inclusions de quartz, d'apatite, de biotite et de monazite (blanche). Le coeur est légèrement métamictisé. Gneiss oillé, fraction 200-150 μ , magnétique à 3,6 Amp., 5°.

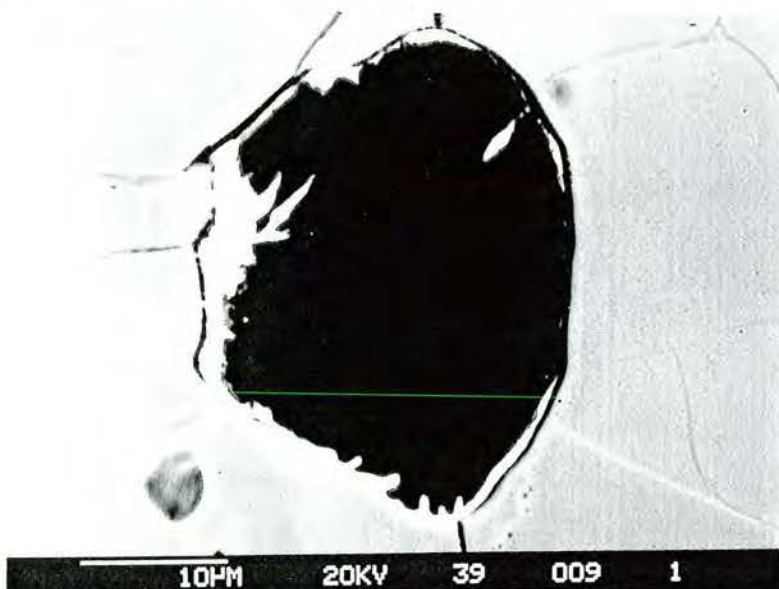


Photo V.7 - Détail d'un cristal de zircon où s'observe une inclusion d'apatite (noire) bordée de monazite (blanche). Cette texture indique une formation secondaire de la monazite. Gneiss oillé, fraction 200-150 μ , magnétique à 3,6 Amp., 5°.

VI - GEOCHIMIE DES ROCHES IGNEES

VI.1 - Introduction

Soixante-dix échantillons de roches ignées ont été analysés pour déterminer les teneurs en éléments majeurs et en quelques éléments en traces. Ces échantillons sont représentatifs de l'orthogneiss du socle et de l'orthogneiss à hornblende ainsi que des séries volcaniques (amphibolite, méta-andésite et métarhyolite) et plutoniques (gneiss ocellé, orthogneiss syénogranitique, métagabbro et orthogneiss microporphyrrique) intrusives dans la ceinture d'Orós. Les échantillons ont été sélectionnés en fonction de deux critères: 1) action la plus réduite possible des processus de déformation et d'altération hydrothermale et 2) large distribution géographique afin de vérifier l'existence ou non de variabilités compositionnelles régionales. Ainsi, sur les coulées de laves les échantillons représentent une section transversale complète depuis le sommet jusqu'à la base stratigraphique pour éviter les lacunes de composition. Sur les roches plutoniques, les échantillons ont été prélevés d'une bordure à l'autre, perpendiculairement aux structures. De cette façon, les coupures de composition qui pourront éventuellement apparaître sur une unité ne représentent pas un "gap" d'échantillonnage. A partir des variations des éléments majeurs, vingt quatre échantillons de roches volcaniques et plutoniques ont été sélectionnés et analysés pour les terres rares. Comme l'intérêt principal de ce travail est concentré sur la séquence volcano-sédimentaire et les roches plutoniques qui la recoupent, les déterminations des terres rares n'ont pas été faites sur les orthogneiss du socle et orthogneiss à hornblende.

Tous les résultats ont été obtenus par la méthode de spectrométrie d'émission couplée avec une source à plasma (AES-ICP) en routine au CRPG selon les techniques décrites par Govindaraju et Mevelle (1987). Les erreurs analytiques sont inférieures à 5% pour les éléments majeurs, inférieures à 10% pour les éléments en traces et environ 5% pour les terres rares sauf pour les teneurs inférieures à 1 ppm où l'incertitude est de l'ordre de 15%. Les données analytiques sont présentés au Tableau VI.1.

Tableau VI.1 - Analyses chimiques des roches ignées de la ceinture d'Orós.

	Andésites									Amphibolites			Gabbros						
	10A	10B	10C	10E	10F	10G	10H	10I	10L	205RF	205RI	205RJ	205RA	205RB	205RC	205RD	205RE	205RG	205RH
SiO ₂ (%)	55.60	56.34	56.45	56.82	56.14	48.15	50.31	54.60	46.20	53.54	51.45	50.03	45.67	45.62	47.60	47.84	43.65	45.22	41.52
TiO ₂	1.50	1.97	2.20	2.20	2.22	2.04	1.64	1.77	1.81	1.26	1.21	1.27	1.75	2.37	2.09	2.22	1.77	1.88	1.50
Al ₂ O ₃	13.48	12.60	12.53	12.51	12.51	15.33	14.19	13.61	16.78	17.07	16.96	16.68	8.92	11.80	10.82	12.05	8.30	9.98	6.83
Fe ₂ O _{3t}	12.03	12.25	12.74	12.88	12.74	13.26	13.83	13.03	14.33	8.50	9.03	9.58	9.89	10.75	9.89	10.05	9.26	9.80	7.90
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.19	0.20	0.19	0.20	0.11	0.13	0.14	0.14	0.14	0.14	0.13	0.14	0.13	0.15
MgO	3.20	2.25	1.97	1.92	1.95	5.98	5.15	3.34	5.67	3.99	6.44	7.44	13.71	10.25	11.14	9.41	12.69	8.98	12.03
CaO	6.00	5.07	4.40	4.65	4.76	9.23	9.30	6.66	9.86	5.97	7.39	7.51	12.91	13.36	12.73	12.50	16.08	15.18	19.14
Na ₂ O	2.00	2.91	2.88	2.83	2.65	2.50	2.22	2.97	3.08	4.22	3.52	3.39	0.98	1.61	1.82	2.37	0.96	2.56	1.16
K ₂ O	2.58	2.61	3.17	3.13	3.39	1.46	1.04	1.48	0.80	2.33	2.00	2.09	1.53	1.39	0.94	0.91	0.80	0.32	0.68
P ₂ O ₅	0.40	0.61	0.64	0.64	0.64	0.55	0.40	0.54	0.41	0.50	0.43	0.44	0.32	0.48	0.45	0.46	0.30	0.39	0.22
PF	2.30	2.36	1.74	1.98	2.19	0.97	1.05	1.26	1.13	2.63	1.30	1.60	3.73	2.54	2.29	2.00	5.67	5.25	8.78
Total	99.26	99.14	98.88	99.73	99.36	99.66	99.33	99.45	100.27	100.12	99.86	100.17	99.55	100.31	99.91	99.94	99.62	99.69	99.91
Ba(ppm)	758	1452	1205	1293	1450	676	675	767	346	1613	956	761	254	360	204	254	182	128	199
Be	1.60	2.10	1.70	1.80	1.90	1.20	1.10	1.30	0.80	1.40	1.20	1.40	0.80	0.90	0.80	0.70	1.10	1.00	1.00
Co	47	21	22	27	26	71	53	21	53	12	20	24	52	47	46	44	48	34	34
Cu	61	32	37	40	34	67	44	40	71	37	39	36	109	203	181	142	123	93	104
Ga	25	24	19	15	5	20	5	5	37	16	16	24	19	23	18	20	11	8	16
Nb	13	17	18	15	12	5	5	5	12	13	10	10	24	34	33	34	21	26	14
Ni	33	20	20	27	23	73	69	33	84	27	83	115	358	271	299	280	255	187	270
Rb	89	76	93	90	91	52	30	34	23	49	45	48	37	34	23	24	21	11	19
Sc	30	30	31	31	31	36	37	33	40	19	24	27	64	37	39	33	59	40	66
Sr	248	301	445	475	357	512	398	527	501	449	599	576	231	472	404	446	311	431	319
Th	<5	7	8	8	8	7	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5
V	123	120	138	138	139	141	167	151	190	105	131	157	222	261	249	249	232	241	197
Zn	116	133	139	133	131	129	121	127	114	78	77	85	70	58	59	56	53	51	52
Zr	253	358	385	384	386	205	177	276	178	194	160	159	90	136	117	128	90	104	67
Y	39.34				53	40.09	38		38.66	26.74	25.08	25	16.25			21.18			13.63
La	57.21				88.52	37.93	36.62		32.18	44.53	31.98	29.16	18.37			30.57			13.96
Ce	118.27				185.51	82.57	84.20		74.56	95.75	70.35	67.21	46.09			70.90			41.38
Nd	52.24				80.63	39.60	37.05		33.78	42.15	33.23	31.37	21.54			31.57			17.37
Sm	10.33				15.17	8.81	8.05		7.70	7.90	6.48	6.22	5.03			6.38			4.29
Eu	2.52				3.16	2.30	2.26		2.31	2.23	1.87	1.86	1.52			2.12			1.29
Gd	8.65				12.78	7.26	7.44		7.11	6.50	5.22	5.17	4.52			5.87			3.84
Dy	6.51				9.01	6.44	6.23		6.26	4.65	4.26	4.22	3.13			3.98			2.67
Er	3.30				4.60	3.40	3.34		3.30	2.36	2.14	2.17	1.43			1.85			1.20
Yb	3.02				3.96	3.02	2.97		2.97	1.92	1.87	1.90	0.98			1.33			0.84
Lu	0.58				0.63	0.51	0.49		0.46	0.32	0.31	0.33	0.16			0.28			0.14
Total(TR)	263				404	192	189		171	208	158	150	103			155			87

Tableau V.I (suite)

	Rhyolites																
	7A	7B	7D	7E	7F	7G	8A	8B	8C	8D	8E	8F	8.1A	8.1B	8.1C	8.1E	8.1F
SiO ₂	69.31	69.06	70.77	69.25	67.93	69.05	70.55	69.82	70.27	70.10	70.30	70.15	68.37	70.06	69.50	70.62	72.03
TiO ₂	0.50	0.53	0.51	0.53	0.53	0.53	0.41	0.44	0.46	0.45	0.45	0.46	0.50	0.46	0.44	0.50	0.35
Al ₂ O ₃	12.66	12.75	12.00	12.41	12.93	12.58	12.55	12.71	12.71	12.39	11.85	12.30	12.13	12.60	12.46	12.21	11.91
Fe ₂ O _{3t}	4.41	5.67	5.30	5.25	4.91	5.69	4.87	4.89	5.10	5.19	5.12	4.82	5.79	5.33	5.16	5.94	4.15
MnO	0.02	0.02	0.03	0.04	0.04	0.02	0.05	0.04	0.04	0.05	0.07	0.04	0.04	0.07	0.07	0.07	0.04
MgO	0.20	0.17	0.22	0.40	0.32	0.20	0.22	0.25	0.30	0.32	0.30	0.32	0.22	0.29	0.34	0.43	0.05
CaO	1.22	1.31	1.12	1.60	2.20	1.06	1.45	1.53	1.10	1.37	1.97	2.00	1.93	1.73	1.87	1.58	1.95
Na ₂ O	2.45	2.59	2.61	2.87	2.20	2.77	2.38	2.17	2.29	1.70	1.97	1.82	1.76	2.50	2.52	2.52	2.29
K ₂ O	6.30	6.37	5.59	4.70	5.75	5.84	5.87	6.33	6.15	6.17	4.70	5.82	6.16	5.58	5.25	4.54	5.16
P ₂ O ₅	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.13	0.16	0.16	0.13	0.15	0.16	0.17	0.16	0.14	0.17	0.20
PF	1.59	1.32	1.25	1.34	1.72	1.17	1.64	1.76	1.40	1.90	1.65	1.61	1.63	0.91	1.23	0.88	1.45
Total	98.83	99.96	99.57	98.56	98.70	99.08	100.12	100.10	99.98	99.77	98.53	99.50	98.70	99.69	98.98	99.46	99.58
Ba	1539	1526	1659	1813	1528	1482	1836	2204	1917	1998	1513	1895	1820	1943	1868	1559	1539
Be	2.40	2.80	3.40	2.70	2.90	2.70	3.40	4.10	3.70	3.80	3.50	3.70	3.90	3.60	3.90	4.30	3.90
Co	8	5	5	5	5	5	6	5	5	5	5	5	5	10	7	6	8
Cu	8	7	8	9	9	10	5	24	66	8	18	19	19	24	11	26	32
Ga	18	25	23	23	26	21	22	25	23	21	22	12	23	23	23	16	21
Nb	20	17	21	22	21	18	18	48	21	21	17	46	43	21	22	43	20
Ni	9	14	11	13	15	18	14	18	12	22	20	15	13	9	14	16	16
Rb	241	220	216	175	241	215	223	247	241	247	202	218	245	206	202	220	228
Sc	11	12	12	14	13	12	9	9	10	9	10	9	10	9	9	10	7
Sr	88	83	102	103	105	107	199	210	191	158	139	173	105	165	168	123	133
Th	20	21	19	21	20	17	26	21	27	26	24	21	30	24	23	26	27
V	33	31	27	30	28	31	28	26	24	19	29	26	29	24	20	19	18
Zn	70	31	72	79	76	81	109	111	120	103	84	89	111	140	148	139	117
Zr	536	569	553	549	561	565	527	584	606	567	497	557	588	571	554	596	485
Y									88.54				82.5		84.37	81.61	
La									147.26				140.64		136.82	139.91	
Ce									301.63				286.45		280.74	278.12	
Nd									121.63				117.60		113.45	116.49	
Sm									22.28				21.64		21.00	21.72	
Eu									3.12				2.87		3.00	3.01	
Gd									18.45				17.61		17.28	17.47	
Dy									14.25				13.26		13.54	12.97	
Er									7.47				6.97		7.11	6.76	
Yb									6.79				6.35		6.48	6.42	
Lu									1.14				1.12		1.11	1.13	
Total(TR)									644				615		601	604	

Tableau VI.1 (suite)

	Gneiss Oeillés								Syénogranites		Orthogneiss Microporphyriques					
	39A	39B	39I	51A	51B	51C	52	53	74.I	74.II	31HA	31HC	31HD	31HE	31HF	31HG
SiO ₂	74.60	72.92	73.59	73.50	75.06	74.00	73.39	72.70	76.55	76.93	70.37	69.54	71.56	67.21	67.75	67.56
TiO ₂	0.14	0.17	0.15	0.13	0.19	0.16	0.17	0.16	-	0.01	0.35	0.41	0.54	0.61	0.60	0.64
Al ₂ O ₃	11.71	12.14	12.08	12.24	11.55	12.26	12.16	12.55	12.57	12.28	14.36	14.48	13.16	14.41	14.53	14.71
Fe ₂ O _{3t}	2.20	2.61	2.36	2.24	2.75	2.43	2.56	2.43	1.02	1.27	2.52	2.66	3.11	3.50	3.50	3.60
MnO	0.02	0.03	0.02	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	-	-	0.02	0.03	0.03	0.04	0.04	0.04
MgO	0.04	0.06	0.04	0.05	0.08	0.06	0.08	0.05	-	0.01	0.50	0.56	0.60	0.75	0.73	0.73
CaO	0.96	1.31	1.12	1.04	1.22	1.20	1.29	1.35	0.40	0.40	1.18	1.12	1.29	1.51	1.62	1.56
Na ₂ O	2.22	2.56	2.40	2.36	2.37	2.41	2.58	2.56	3.66	3.62	3.11	3.37	3.18	3.41	3.24	3.59
K ₂ O	6.30	5.98	6.50	6.50	5.67	6.23	6.15	6.46	5.16	4.82	5.91	6.61	4.79	5.74	5.73	5.66
P ₂ O ₅	0.07	0.08	0.08	0.06	0.06	0.06	0.08	0.06	0.02	0.01	0.28	0.22	0.36	0.41	0.41	0.43
PF	0.73	0.81	0.87	0.77	0.86	0.92	0.83	0.90	0.46	0.50	1.01	0.84	0.87	0.95	0.95	0.86
Total	98.99	98.67	99.21	98.91	99.84	99.75	99.31	99.24	99.84	99.85	99.61	99.84	99.49	98.54	99.10	99.38
Ba	1219	1197	997	1151	895	1007	1273	1047	97	103	649	880	847	973	1006	982
Be	3.50	4.30	3.90	5.00	4.70	4.40	5.00	4.10	6.59	5.00	3.60	2.00	2.10	2.40	2.40	2.40
Co	9	13	10	5	5	5	5	9	98	108	5	6	5	5	5	5
Cu	6	6	7	7	9	13	12	5	5	5	6	6	36	7	7	8
Ga	25	28	27	5	7	14	26	23	11	13	23	21	24	29	24	26
Nb	18	26	30	5	5	5	21	10	78	67	15	13	17	20	21	23
Ni	21	17	26	24	12	13	5	9	5	5	9	18	18	14	19	20
Rb	281	274	336	331	308	323	301	307	346	328	286	275	217	263	259	259
Sc	4	5	5	4	5	5	6	4	1	1	3	3	4	5	4	4
Sr	134	141	115	133	116	123	143	129	42	51	158	222	205	261	284	278
Th	28	53	36	26	44	40	40	53	16	19	28	38	31	35	37	38
V	21	21	24	5	10	11	14	24	5	5	22	25	28	28	29	30
Zn	62	78	72	67	87	73	75	71	18	43	69	65	78	84	84	87
Zr	285	332	290	296	338	294	331	379	53	58	177	223	265	300	296	300
Y	146.97	104.54				152.31	289.82		46.01	39.31	11.46	8.6			15.11	
La	327.74	201.52				395.92	530.28		75.16	49.29	60.23	78.33			93.38	
Ce	568.37	411.30				680.64	998.87		132.05	86.75	135.48	171.57			193.46	
Nd	178.45	163.92				219.71	387.65		45.00	28.70	56.71	72.75			81.02	
Sm	30.06	29.40				36.17	68.18		9.66	6.90	9.50	11.20			12.47	
Eu	2.66	2.67				2.92	5.78		0.41	0.21	1.04	1.35			1.60	
Gd	22.31	23.70				30.12	50.80		7.41	5.95	6.11	7.13			8.41	
Dy	15.40	17.48				19.72	39.99		13.82	11.94	2.40	2.14			3.28	
Er	8.27	8.95				9.53	19.78		10.49	9.83	1.00	0.93			1.38	
Yb	7.63	7.61				7.98	17.50		18.62	17.05	0.67	0.52			0.85	
Lu	1.31	1.31				1.46	2.99		2.99	2.76	0.13	0.17			0.18	
Total(TR)	1162	868				1404	2122		316	219	273	346			396	

Tableau VI.1 (suite)

	Orthogneiss à Hornblende										Orthogneiss (socle)							
	79A	79B	79C	79D	79E	79F	79.1A	79.1B	79.1C	80.II	40A	40B	40D	40E	40F	40G	40J	40K
SiO ₂	67.31	66.60	65.77	64.94	66.62	66.40	68.87	68.34	67.72	62.00	73.12	72.90	71.85	73.09	72.37	72.31	71.47	72.53
TiO ₂	0.48	0.48	0.48	0.50	0.45	0.46	0.36	0.40	0.40	0.48	0.19	0.16	0.19	0.17	0.20	0.17	0.26	0.20
Al ₂ O ₃	14.93	14.67	14.78	14.91	15.01	14.93	14.36	14.73	14.28	16.64	13.88	13.48	13.83	13.60	13.68	13.69	14.43	13.71
Fe ₂ O _{3t}	3.97	3.97	3.92	4.16	3.90	3.95	3.27	3.47	3.44	4.20	2.06	1.82	1.98	1.83	2.24	1.87	2.66	2.08
MnO	0.06	0.06	0.06	0.11	0.06	0.06	0.05	0.05	0.05	0.08	0.04	0.03	0.03	0.02	0.06	0.04	0.05	0.04
MgO	1.93	1.95	1.91	2.06	1.87	1.87	1.38	1.56	1.48	1.76	0.32	0.22	0.43	0.30	0.36	0.30	0.50	0.34
CaO	3.25	3.20	3.24	3.12	3.27	3.22	2.40	2.37	2.62	3.91	1.79	1.54	1.70	1.51	1.75	1.66	2.20	1.75
Na ₂ O	3.59	3.54	3.62	3.95	3.82	3.75	3.59	3.62	3.82	5.89	3.54	3.33	3.69	3.70	3.04	2.91	3.29	3.02
K ₂ O	3.77	3.60	3.60	3.67	3.52	3.54	3.87	4.15	3.95	3.62	4.19	4.41	4.17	4.09	4.80	4.76	4.19	4.83
P ₂ O ₅	0.76	0.84	0.78	0.59	1.02	0.64	0.55	0.67	0.55	0.19	0.69	0.91	0.83	0.55	0.67	0.65	0.63	0.53
PF	0.24	0.22	0.22	0.24	0.24	0.22	0.20	0.20	0.22	0.78	0.11	0.10	0.11	0.11	0.11	0.08	0.13	0.10
Total	100.29	99.13	98.38	98.25	99.78	99.04	98.90	99.56	98.53	99.55	99.93	98.90	98.81	98.97	99.28	98.44	99.81	99.13
Ba	1394	1308	1340	1319	1236	1279	1168	1260	1270	1299	888	888	1006	898	1098	1122	1148	1062
Be	2.00	2.00	2.00	8.60	2.50	2.20	2.50	2.60	2.90	16.20	1.50	1.70	1.60	1.60	1.40	1.50	1.80	1.60
Co	10	11	14	10	8	7	6	5	5	86	5	5	11	5	5	6	5	5
Cu	13	12	13	39	13	13	20	11	36	9	5	5	5	5	8	5	6	5
Ga	20	19	14	22	19	19	19	21	21	5	11	10	15	19	18	14	5	5
Nb	7	5	5	6	5	5	5	7	7	5	7	5	5	5	7	6	5	5
Ni	36	27	24	28	36	35	35	35	35	22	11	13	18	21	30	17	22	13
Rb	91	93	91	191	98	90	134	151	129	136	120	126	116	107	132	140	122	136
Sc	9	9	9	9	9	9	8	8	8	9	5	4	5	4	6	5	5	5
Sr	864	849	855	659	692	860	552	514	540	971	266	254	357	275	299	274	394	330
Th	9	8	8	8	5	6	6	8	8	5	11	11	14	14	14	10	5	8
V	57	55	60	65	63	58	49	54	54	49	28	30	30	30	29	28	6	7
Zn	64	63	64	440	73	68	90	181	134	194	44	39	43	35	51	54	59	47
Zr	142	141	134	142	136	126	119	122	133	144	126	117	126	123	135	127	127	128
Y	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	11.00	10.00	11.00	12.00	10.00	16.00	17.00	21.00	12.00	18.00	21.00	19.00	25.00

VI.2 - Signature magmatique des séries ignées

VI.2.1 - Introduction

Comme première approche, des diagrammes binaires SiO_2 vs certains éléments majeurs et traces (incluant les terres rares) ont été faits sur l'ensemble des roches analysées (Figure VI.1). Pour une meilleure clarté de ces diagrammes pour les roches acides, la Figure VI.2 montre une vue plus détaillée.

Dans les Figures VI.1 et VI.2 les échantillons des différentes séries ignées analysées se répartissent selon des ensembles indépendants séparés les uns des autres par des discontinuités aussi bien compositionnelles qu'évolutives. Ainsi, malgré l'existence de relations chronologiques exprimant, pour certaines séries (par exemple andésites-rhyolites), un quasi synchronisme de mise en place, les différentes unités ignées ne seraient être associées le long d'une (ou plusieurs) lignée(s) continue(s). Par exemple, la Figure VI.1a,c (SiO_2 vs Fe_2O_3 et Al_2O_3) montre que les rhyolites ne sont pas en continuité ni évolutive ni compositionnelle avec les andésites. De même, les andésites et les amphibolites montrent clairement sur ces mêmes diagrammes qu'elles ne sont pas cogénétiques, car les deux séries sont soit alignées parallèlement (Figure VI.1a), soit montrent une tendance à se recouper (Figure VI.1c).

Par contre, les amphibolites semblent être sur la "continuité" des gabbros dans tous les diagrammes (Figure VI.1a à g), toutefois cette continuité est due à une coïncidence car les contraintes stratigraphiques nous font envisager un âge vers 1,8 Ga pour les amphibolites et les données géochronologiques Sm-Nd ont fourni un âge vers 0,9 Ga pour les gabbros. Nous sommes ainsi conduits à étudier et à caractériser chaque unité ignée au sein de la ceinture d'Orós de façon indépendante.

VI.2.2 - L'orthogneiss à hornblende et l'orthogneiss du socle

Les orthogneiss à hornblende constituent un groupe relativement homogène ($62\% < \text{SiO}_2 < 69\%$) dans le domaine de composition des roches granodioritiques ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} \approx 1$). Ils présentent un caractère intermédiaire méta-peralumineux ($\text{Al-Na-K-2Ca} < 0$ et 0 à 2,5 % de corindon normatif). Au niveau des éléments en traces ils se caractérisent par leurs teneurs élevées en Ba, Sr (qui présente un comportement clairement compatible) et, à un moindre degré Rb et Zr. Du fait de ces caractères, les orthogneiss à hornblende montrent une signature semblable aux granitoïdes de type I (White et Chappell, 1977) et

sont probablement générés à partir d'une source crustale basique à intermédiaire.

Les orthogneiss du socle de l'Est représentent des termes granitiques riches en SiO_2 (71,5 à 73,1%). Pour tous les autres éléments (sauf le K et le Y) les teneurs sont plus basses que les valeurs présentées par l'orthogneiss à hornblende. Ces deux unités, qui n'appartiennent pas aux séries intrusives dans la séquence d'Orós, sont les seules unités pouvant être associées le long d'une séquence évolutive continue malgré l'existence d'un "gap" de composition (entre 69 et 71,5% en SiO_2 , Figure VI.2). Les différences compositionnelles entre les éléments majeurs peuvent s'expliquer par l'évolution d'une série unique, comme les teneurs plus basses en Mg et Ca et les rapports $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ un peu plus élevé. Pour les éléments en traces les deux unités montrent le même comportement et une diminution plus remarquable d'une unité à l'autre observée pour le Sr, dénote un comportement compatible de cet élément; en plus, l'augmentation de corindon normatif observée dans l'orthogneiss à hornblende est observée continuellement dans l'orthogneiss du socle (de 3,5 à 4%) tandis que le paramètre Al-Na-K-2Ca se rapproche de zéro.

La différence fondamentale par rapport à la minéralogie est que l'orthogneiss à hornblende présente jusqu'à 15% de l'hornblende, 3-5% de biotite et 1-2% de sphène dans sa composition modale pendant que l'orthogneiss du socle est beaucoup plus riche en biotite ($\approx 10\%$) et présente seulement quelques cristaux de l'hornblende et du sphène. Ces informations minéralogiques ne fournissent cependant pas des contraintes contradictoires à une hypothèse cogénétique pour ces unités. La position stratigraphique de l'orthogneiss à hornblende n'est pas bien calée (voir Chapitre II), cependant il est plus ancien que 1,8 Ga et le socle a présenté un âge (Rb-Sr) archéen.

VI.2.3 - Les unités de la ceinture d'Orós

Nous présenterons ici les unités intrusives dans la séquence (méta)sédimentaire selon l'ordre chronologique de mise en place; les amphibolites et andésites étant considérés comme synchrones (Chapitre V).

Amphibolites - Du fait de la mauvaise qualité des affleurements disponibles et de leur rareté, nous ne disposons pour les amphibolites que de trois analyses chimiques sur échantillons frais.

La série présente des valeurs en SiO_2 entre 50 et 53,5%. Le terme le moins évolué (205 RJ) est caractérisé par sa richesse en alcalins (notamment K), Ba, Sr, Zr et terres rares, avec un fort fractionnement entre terres rares légères et

lourdes $((La/Yb)_N = 10)$). Ceci suggère une affinité alcaline pour le magma source. L'évolution de la série est marquée par l'accroissement des alcalins (Na_2O+K_2O) et le comportement compatible de Co, Ni, Sc, Sr et V et, incompatible, de Ba, Zr et des terres rares légères (avec augmentation du rapport $(La/Yb)_N$, Figure VI.3a).

Andésites - La série andésitique présente une variation depuis des termes andési-basaltiques passant par une dominance des termes andésitiques jusqu'à l'interface andésite-dacite, avec des teneurs en SiO_2 de 46,20 à 56,82% (Tableau VI.1). D'une façon générale, les termes les plus riches en SiO_2 sont vers le sommet stratigraphique des coulées de laves et les moins riches vers la base.

Les termes les plus primitifs de la séquence (de composition andési-basaltique) se caractérisent par l'existence d'un faible pourcentage en Ne normative ($< 1\%$) et des teneurs élevées en Fe, Ti, K, Ba, Sr, Zr, Y et terres rares (Tableau VI.1). De plus, les terres rares montrent un fractionnement significatif entre les terres rares légères et terres rares lourdes (Figure VI.3a).

Pendant l'évolution de cette série le Fe diminue faiblement ($Fe_2O_3(t)$ de 14,3 à 12%; voir Figure VI.1a) tandis que le K augmente fortement (de 0,80 à 3,39% en K_2O), jusqu'à des termes avec environ 11% de quartz normatif. Ces données montrent une affinité de cette série avec un magma transitionnel ou de tendance alcaline.

Pour les éléments en traces, au cours de l'évolution de la série, les teneurs en Co, Ni, Sr, Sc et V montrent un comportement compatible. Par contre Ba, Rb et Zr montrent un comportement incompatible.

Les spectres des terres rares (Figure VI.3a) sont caractérisés par une augmentation progressive du fractionnement entre les terres rares légères et lourdes $((La/Yb)_N$ de 7,5 à 15)) et le développement d'une anomalie négative en Eu $((Eu/Eu^*)_N$ de 0,94 à 0,67)); ce fractionnement est dû plutôt au comportement incompatible des terres rares légères tandis que les terres rares lourdes ne présentent pas de variation significative au cours de l'évolution de la série.

Rhyolites - Les dix-sept analyses représentatives des rhyolites montrent une très faible variation des teneurs au niveau des éléments majeurs, traces et terres rares, ce qui traduit une homogénéité de composition de ces coulées de laves et l'absence de toute évolution significative. Pour cela nous préférons l'appeler unité plutôt que série. Elle est riche en Fe_2O_3 (4,4-5,9%) et K_2O (4,7-6,3%) et présente un caractère méta-alumineux exprimé par la valeur négative du paramètre Al-Na-K-2Ca (Debon et Le Fort, 1983) et moins que 1% de corindon normatif. Au niveau des éléments en traces cette unité présente des

Figure VI.1

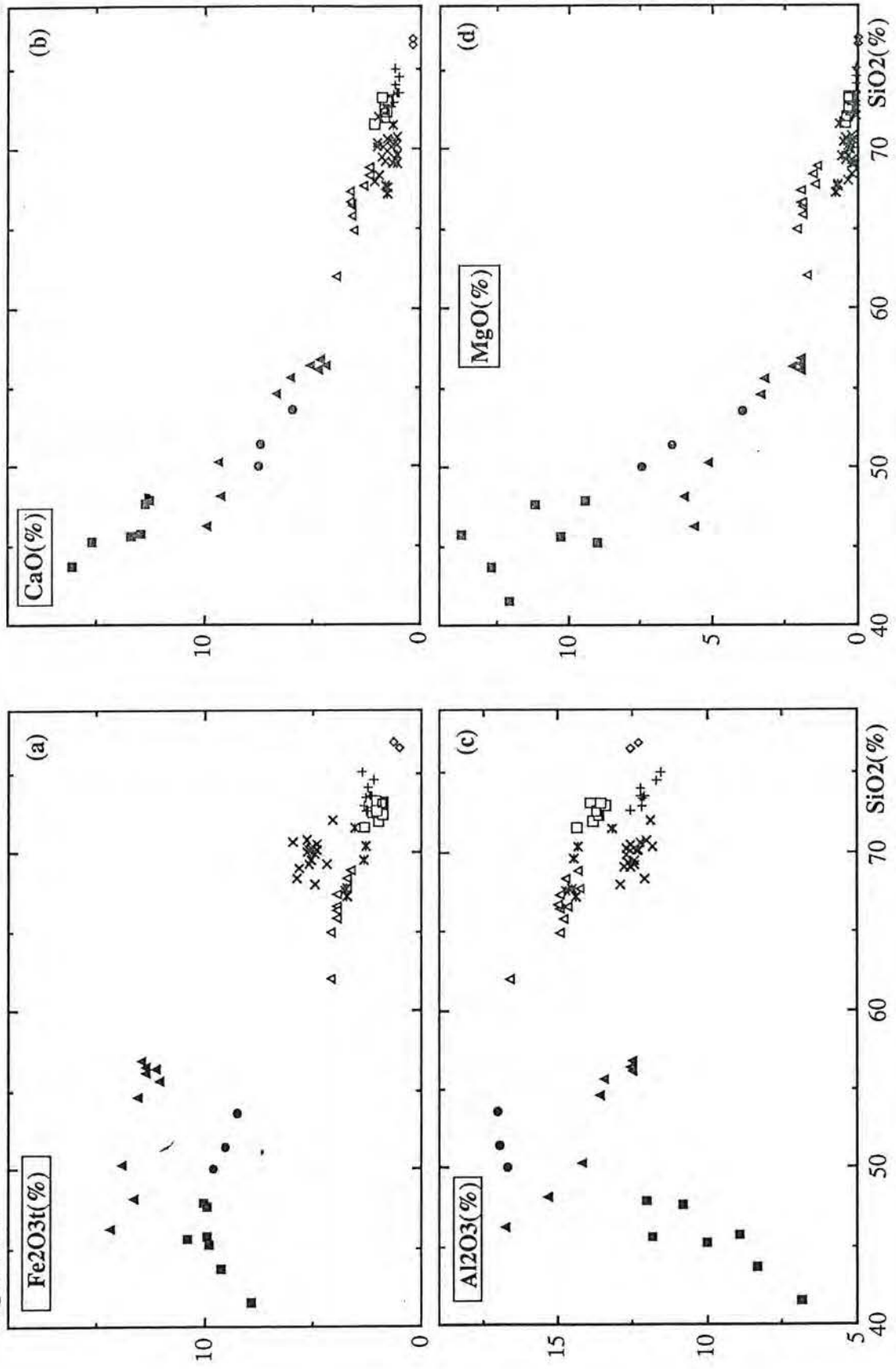
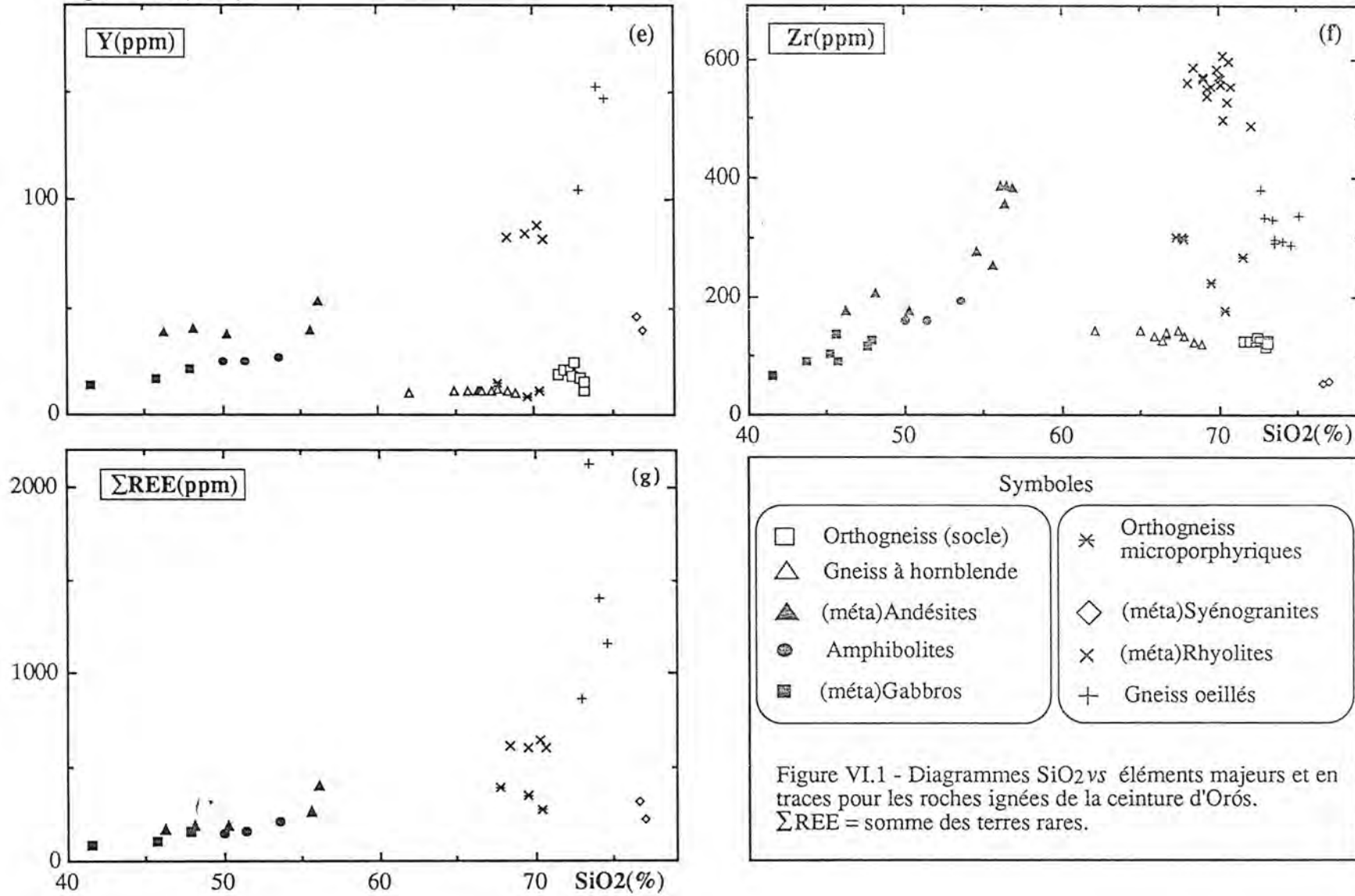


Figure VI.1 (suite)



teneurs élevées en Ba (> 1480 ppm), Rb (> 200 ppm), Zr (> 480 ppm), Y (> 80 ppm) et terres rares (≈ 600 ppm).

Le spectre des terres rares (Figure VI.3b) montre une importante anomalie négative en Eu ($(Eu/Eu^*)_N \approx 0,46$), ainsi qu'un fractionnement significatif entre les terres rares légères ($(La/Sm)_N > 4$) et un rapport $(Gd/Yb)_N$ d'environ 2,2 dénotant une distribution asymétrique dans le spectre entre les terres rares légères et lourdes. L'ensemble de ces caractères chimiques sont classiquement montrés par les roches granitiques d'affinité sub-alcaline ou les séries monzonitiques (Collins et al., 1982; Holtz et Leterrier, 1987).

Gneiss ocellés - Les gneiss ocellés montrent une composition homogène tant au niveau des éléments majeurs qu'au niveau des éléments en traces. Ils sont riches en SiO_2 (72,7 à 75%) et K_2O (5,7 à 6,5%) et très pauvres en MgO (< 0,08%), caractéristiques de granites très évolués. Comme pour les rhyolites, la valeur négative du paramètre Al-Na-K-2Ca et l'absence de corindon normatif traduisent un caractère méta-alumineux. Les teneurs élevées en K, Ba (900 à 1300 ppm), Zr (≈ 300 ppm) et très élevées en Y (100 à 290 ppm) et terres rares (jusqu'à 2100 ppm), ainsi qu'un important fractionnement entre les terres rares légères et lourdes ($(La/Yb)_N$ entre 18 et 29) sont caractéristiques des granites d'affinité alcaline. La présence en quantité importante de fluorine, apatite, magnétite et fluorcerine conforte cette affinité de même que la morphologie des zircons de cette roche (voir Chapitre V; Pupin, 1980). Les spectres des terres rares (Figure VI.3b) montrent une importante anomalie négative en Eu ($(Eu/Eu^*)_N$ entre 0,26 et 0,30), ainsi que, de façon semblable aux rhyolites, un fractionnement plus remarquable entre les terres rares légères ($(La/Sm)_N$ entre 4,3 et 6,9) qu'entre les terres rares lourdes ($(Gd/Yb)_N$ entre 2,3 et 3,1).

Ainsi les gneiss ocellés et rhyolites sont deux unités de sources distinctes (§ VI.2.1 et Chapitre V) cependant ils montrent certains aspects chimiques similaires: (i) les deux groupes représentent des roches bien évoluées, sans termes de composition intermédiaires, et affinités sub-alcaline à alcaline, (ii) teneurs en Zr, Ba, Y, terres rares et rapport Fe/Fe+Mg élevés et (iii) teneurs basses en Mg, Ca et Sr. Ces caractéristiques sont montrées par des granites du type A (Loiselle et Wones, 1979).

Syénogranites - Les syénogranites forment l'unité ignée la plus riche en SiO_2 de la ceinture d'Orós avec environ 76,5% tandis que la quasi totalité de sa composition modale constituée de quartz et feldspath fait de cette roche un leucogranite. Elle présente des teneurs élevées en K_2O ($\approx 5\%$), Na_2O ($\approx 3,6\%$), Rb (≈ 340 ppm), Nb (≈ 70 ppm) et très basse en Ba (≈ 100 ppm), Sr (≈ 45 ppm), Y

(≈ 40 ppm) et terres rares (≈ 250 ppm), ainsi que la présence en quantité de traces en MgO, MnO et TiO₂. Un caractère méta-alumineux est traduit par le paramètre Al-Na-K-2Ca négatif et moins de 0,5% de corindon normatif. La richesse en alcalins (Na + K), sa minéralogie composée d'environ 70% de microcline et la présence importante de magnétite et fluorine sont suggestives d'une affinité alcaline pour cette unité.

Les terres rares fournissent des spectres en forme de V (Figure VI.3b), fondamentalement différents de ceux des autres groupes de roches acides d'Orós, avec une très forte anomalie négative en Eu ($(Eu/Eu^*)_N \approx 0,12$). L'ensemble de ces caractéristiques est présenté par des leucogranites très évolués.

Gabbros - Ils représentent l'unité la plus basique de la ceinture d'Orós et se caractérisent de façon générale par leurs hautes teneurs en Mg, Ca (les teneurs $> 15\%$ s'expliquent par la présence de calcite), Co et Ni et, par contre, leurs faibles teneurs en Al, Na, Ba et terres rares. Ces caractères ainsi que l'existence locale de structures rubanées primaires (mis à part les roches homogènes et à grain fin: 205 RD et 205 RG) suggèrent que les gabbros ne représentent pas des liquides magmatiques mais des cumulats essentiellement de clinopyroxène en reliques dans l'amphibole. La confrontation des caractères chimiques des gabbros avec ceux des amphibolites spatialement associées s'avère ainsi très délicate. Toutefois, l'échantillon le plus proche d'une composition basaltique (205 RD) présente, par rapport à l'amphibolite la plus primitive (205 RJ) plusieurs différences significatives ne pouvant s'expliquer par le jeu d'une simple cristallisation fractionnée: pauvreté en Al et Ba, richesse en Nb et, pour les teneurs équivalentes, un plus fort fractionnement entre terres rares légères et lourdes ($(La/Yb)_N = 15,5$ et $10,4$ respectivement).

Orthogneiss microporphyriques - Les orthogneiss microporphyriques montrent un chimisme clairement distinct des autres roches acides décrites ci-dessus. Ils sont per-alumineux (Al-Na-K-2Ca > 0 et plus de 1,7% de corindon normatif) et présentent des teneurs élevées en K₂O (4,8 à 6,6%), Na₂O ($\approx 3,3$), Al₂O₃ ($\approx 14\%$) et Rb (≈ 260 ppm) et, par contre, basses en Y (9 à 15 ppm) et terres rares (270 à 400 ppm). Ces caractères, les valeurs très élevées des rapports $(La/Yb)_N$ (61 à 107) avec de fortes anomalies négatives en Eu ($(Eu/Eu^*)_N \approx 0,43$; Figure VI.3b) et un rapport initial $^{87}Sr/^{86}Sr$ relativement élevé d'environ $0,7076 \pm 0,0017$ (Figure V.1d) sont typiques des granites type S (White et Chappell, 1983).

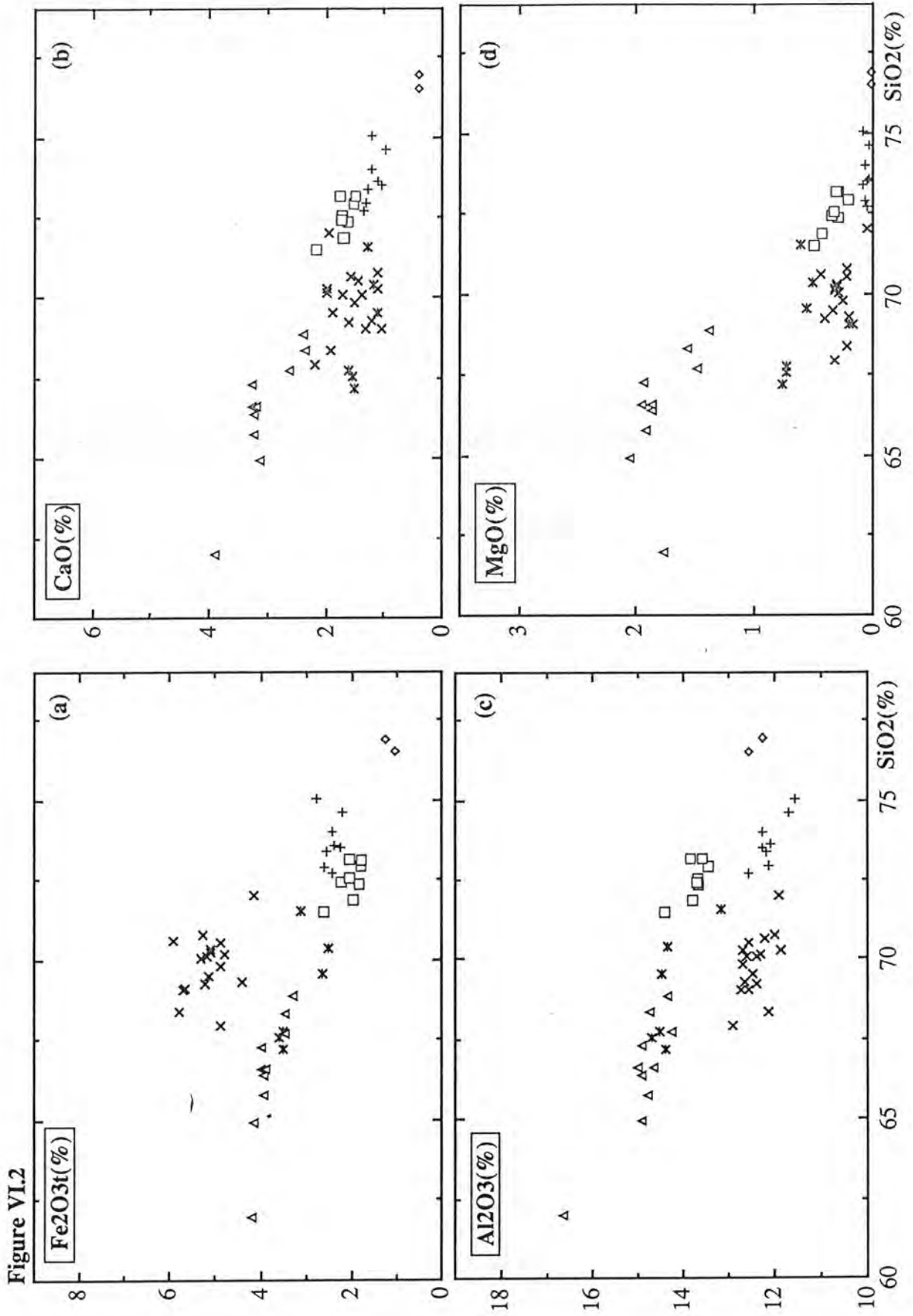
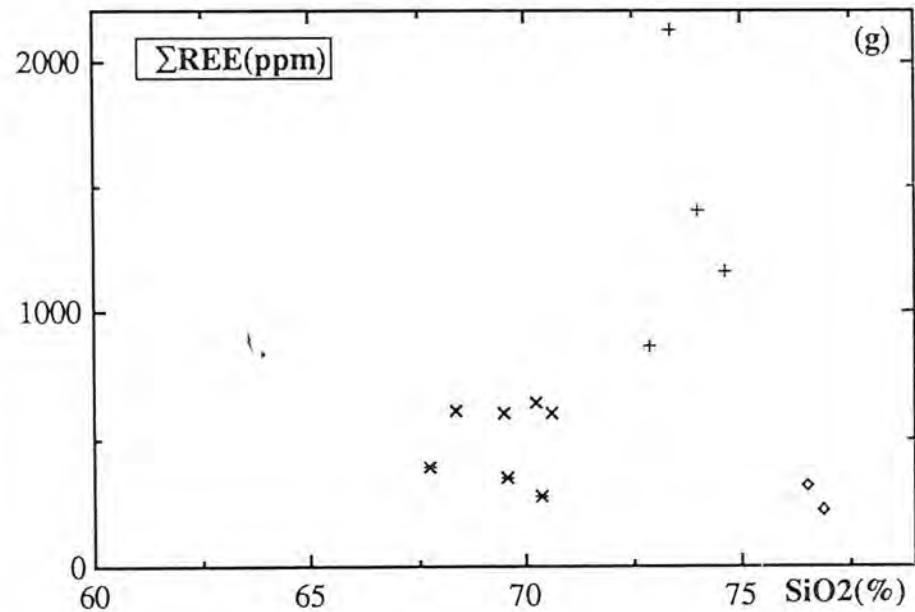
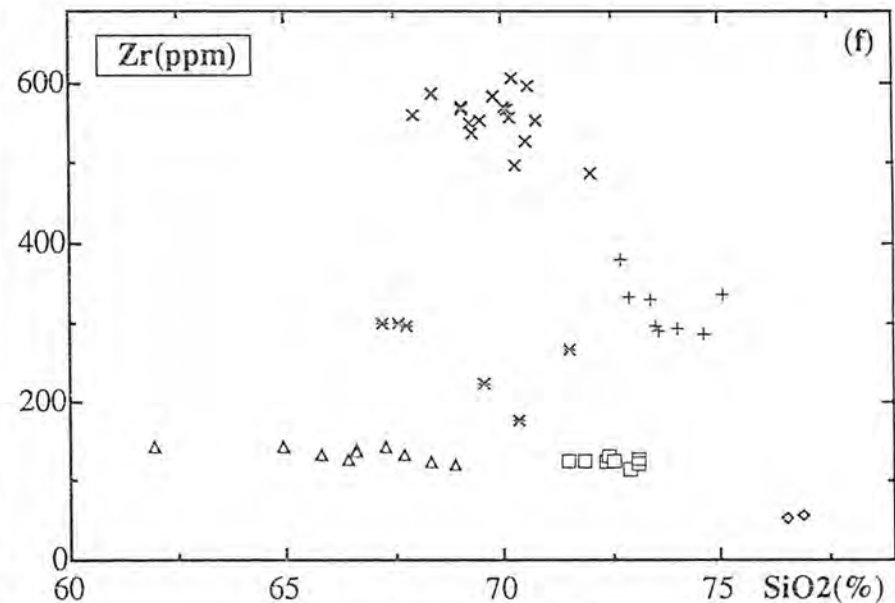
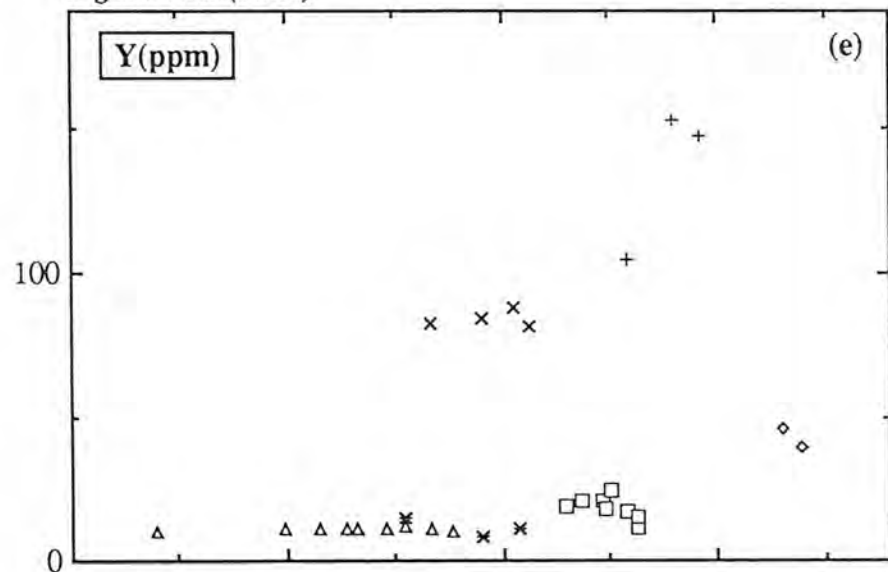


Figure VI.2 (suite)



Symboles

□ Orthogneiss (socle)	✱ Orthogneiss microporphyriques
△ Gneiss à hornblende	◇ (méta)Syénogranites
+ Gneiss oillés	× (méta)Rhyolites

Figure VI.2 - Diagrammes SiO₂ vs éléments majeurs et en traces pour les roches acides de la ceinture d'Orós.
 ΣREE = somme des terres rares.

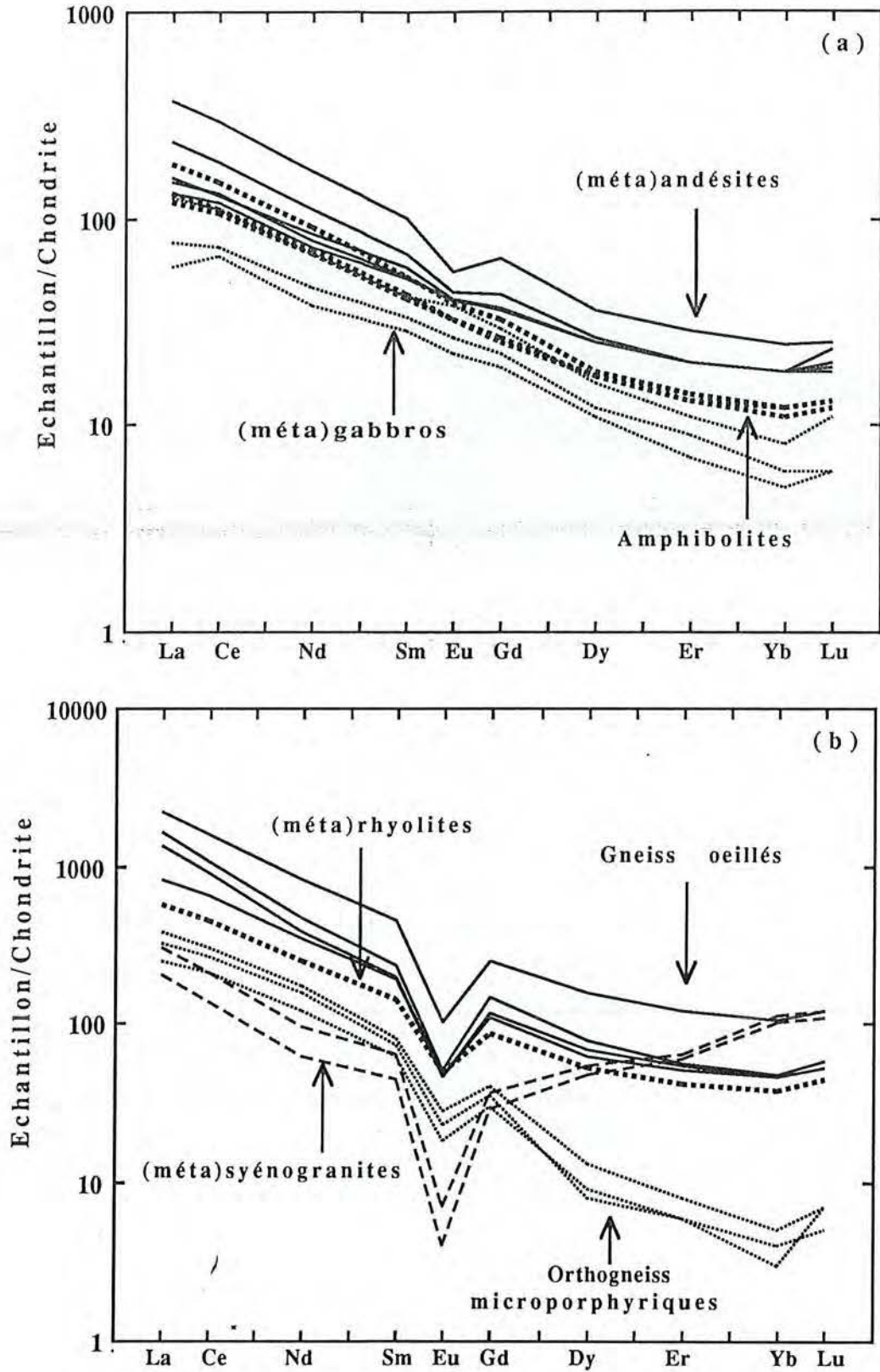


Figure VI.3 - Spectres de terres rares (normalisés par rapport aux chondrites) pour les roches ignées de la ceinture d'Orós. Valeurs des chondrites d'après Evensen *et al.* (1978).

VI.3 - Approche du cadre géodynamique de mise en place

VI.3.1 - Introduction

Des études sur des suites basiques et acides ont démontré que le site géodynamique de la génération et mise en place de roches ignées peuvent être établis à travers des comportements de certains éléments majeurs et en traces (Pearce et Cann, 1973; Pearce, 1982; Wood, 1980; Pearce et al., 1984; Meschede, 1986; Sun et McDonough, 1989). Les éléments peuvent être disposés sur des diagrammes rectangulaires ou triangulaires, ou être normalisés par rapport à des compositions standards spécifiques tels que les basaltes océaniques (MORB), granites de rides médio-océaniques (ORG) ou le manteau primitif (PM) et présentés sur des diagrammes multi-élémentaires (les "spidergrams"). L'interprétation de ces diagrammes consiste donc de comparer les roches analysées à des roches semblables dont l'environnement géodynamique est bien connu. Cependant quelques restrictions sur l'utilisation directe de ces diagrammes sont posées: i) leur conception a été basée sur des roches Phanérozoïques et donc leur utilisation pour des roches Protérozoïques doit être faite avec précaution et l'application sur des roches archéennes (ou Protérozoïque inférieur) n'est pas recommandable pour la détermination des sites géodynamiques (Hoffmann et al., 1986); ii) l'hétérogénéité des sources et/ou la contamination crustale préalable ou pendant la mise en place des magmas peuvent perturber le chimisme des roches et fournir des conclusions ambiguës ou équivoques (Myers et Breitkopf, 1989).

Nous utilisons ces diagrammes pour des roches du Protérozoïque moyen et supérieur, toutefois ils serviront comme des informations supplémentaires plutôt qu'un guide pour la nature de la source, en conjonction avec des autres contraintes géochimiques, géochronologiques et stratigraphiques. On rappellera cependant que l'application de ces diagrammes avec les restrictions pertinentes est largement utilisée sur des roches à partir du Protérozoïque moyen (*e.g.* Vannucci et al., 1989).

Pour les diagrammes multi-élémentaires les analyses seront normalisées par rapport au PM (roches basiques) ou ORG (roches acides) selon les valeurs fournies respectivement par Sun et McDonough (1989) et Pearce et al. (1984).

Afin d'éviter l'influence du fractionnement entre les éléments compatibles et incompatibles au cours de l'évolution de la série ainsi que la contamination dans la croûte des termes les plus évolués, nous utiliserons pour ces diagrammes que les termes les plus primitifs.

VI.3.2 - Les roches basiques

Sur le diagramme triangulaire Ti-Zr-Y conçu par Pearce et Cann (1973) pour l'utilisation sur roches basiques et intermédiaires et présenté sur la Figure VI.4, les points représentatifs des andésites (éch. 10G, 10H et 10L) et amphibolites sont dans les domaines des basaltes calco-alcalins.

La Figure VI.5a montre un diagramme multi-élémentaire (pour être utilisé à titre de comparaison) où est montrée la distribution/configuration de certaines séries basiques de sites géodynamiques bien établis, basé sur les données fournies par Pearce (1982). On note sur ce diagramme, à part les variations de compositions caractéristiques de chaque série, que les basaltes d'arcs volcaniques (orogéniques) montrent, en général, une anomalie négative en Nb, par contre, les basaltes intra-plaques, bien que présentant des teneurs très différentes entre les séries tholeiitiques et alcalines, ne montrent pas ce comportement du Nb.

Sur le diagramme multi-élémentaire de la Figure VI.5b les andésites montrent une augmentation progressive des valeurs normalisées du Sr au Ba (jusqu'à 100 fois le manteau primitif) suivi d'une diminution progressive jusqu'au Yb (≈ 6 fois le manteau primitif) et une importante anomalie négative en Nb.

Sur la Figure VI.5c les amphibolites sont plus riches en K et Ba par rapport aux andésites mais montrent une configuration semblable à celles-ci. En comparant cette disposition fournie pour les andésites et les amphibolites avec des séries types de la Figure VI.5a, on observe que ces roches montrent des valeurs normales et une distribution des éléments qui peuvent être comparées aux basaltes shoshonitiques d'arcs volcaniques (orogéniques).

Nous remarquons que ces diagrammes n'ont pas été appliqués aux gabbros car ils représentent des cumulats dont la distribution des éléments ne présentent pas un comportement de liquides magmatiques.

VI.3.3 - Les roches acides

Sur le diagramme de la Figure VI.6a, conçu pour la discrimination pétrogénétique de roches acides, les rhyolites, gneiss ocellés et syénogranites se localisent dans le domaine de granites intra-plaques, c'est à dire, montrent une relation Rb vs Y+Nb similaire à celle des granites engendrés dans un

environnement anorogénique, tandis que les orthogneiss microporphyriques sont regroupés dans le domaine des granites syn-collisionnels (orogéniques).

De même que pour les roches basiques, la Figure VI.7a montre, à titre de comparaison, les spectres de séries acides de sites géodynamiques bien établis, d'après les informations fournies par Pearce et al. (1984). La distribution des éléments des rhyolites sur la Figure VI.7b montre un enrichissement en Rb, Ba, Th et de moindre importance en Ce, avec des valeurs du Nb, Zr, Sm, Y et Yb proches des granites de la ride océanique (ORG). En comparant cette distribution avec les séries montrées sur la Figure VI.7a, on observe que même avec des variations des valeurs normalisées entre les éléments, les spectres fournis par les rhyolites ressemblent à ceux des granites intra-plaques, plus spécifiquement à celui des granites de "croûte continentale amincie" (WPG2).

Les gneiss ocellés (Figure VI.7c) montrent une distribution qui peut ressembler aux rhyolites, toutefois ils sont plus riches en Rb, Th, Ce, Sm et présentent des anomalies négatives importantes en Nb. Ces différences, en même temps que les similitudes, montrent des caractéristiques de granites intra-plaques, mais cette fois-ci plus spécifiquement des granites avec une "dominance crustale" (WPG1 de la Figure VI.7a). Harris et al. (1983) suggèrent que ce sélectif enrichissement en Rb, Th, Ce et Sm par rapport aux éléments adjacents est indicatif d'une participation crustale importante pendant la formation de ces roches.

Les syénogranites (Figure VI.7d), à l'exemple de leurs spectres de terres rares, montrent une configuration particulière par rapport aux autres séries d'Orôs et, une comparaison avec les séries types de la Figure VI.7a n'est pas évidente, toutefois le comportement du K au Nb avec une anomalie négative importante en Ba et les valeurs en Sm, Y et Yb proches de l'ORG rappelle plutôt des caractéristiques de granites intra-plaques type WPG1. On note cependant un appauvrissement remarquable en Ce et Zr, ainsi qu'un enrichissement en Yb par rapport au Y, qui n'est pas un comportement normal de ce type de granite (WPG1, Figure VI.7d).

Les orthogneiss microporphyriques (Figure VI.7e) bien qu'ils présentent des spectres qui ressemblent à ceux des séries précédentes, présentent certaines caractéristiques distinctives, notamment en ce qui concerne une diminution des valeurs normalisées du Zr, Sm, Y et Yb, ce dernier présentant des valeurs égales ou inférieures à 0,1. Ces caractéristiques sont montrées par les granites syn-collisionnels (orogéniques).

En ce qui concerne l'orthogneiss à hornblende et l'orthogneiss du socle, les diagrammes multi-élémentaires n'ont pas été faits car: 1) nous ne disposons

pas de tous les éléments concernés et 2) par ailleurs nous ne savons pas l'âge de l'orthogneiss à hornblende, toutefois l'orthogneiss du socle a présenté un âge archéen; l'application de ces diagrammes n'est donc pas recommandable. Le diagramme Rb vs Y+Nb de la Figure VI.6b a été fait avec l'unique objectif de comparer les distributions de ces deux groupes plutôt que de déterminer leur site géodynamique. On note que les échantillons de ces deux unités se regroupent dans un même domaine ce qui pourrait également suggérer des sources identiques.

VI.4 - Discussion

Le couplage des contraintes géochimiques avec les données géochronologiques et stratigraphiques ainsi que les informations régionales sur l'évolution géodynamique de la Province Borborema, nous permet de visualiser le contexte de la mise en place du magmatisme volcanique et plutonique de la ceinture d'Orós.

Au sein de cette ceinture les roches les plus anciennes sont les volcanites, mises en place à proximité de la base de la séquence sédimentaire. Leur datation (Chapitre V) permet de caler l'initiation du bassin d'Orós aux alentours de 1800 Ma. Cet âge est nettement postérieur au cycle orogénique Transmazonien (2100-1850 Ma) caractérisé régionalement dans le socle Archéen/Protérozoïque inférieur de la Province Borborema (Macedo et al., 1984; Pessoa et al., 1986; Martin et al., 1990; Hackspacher et al., 1990).

D'autre part, dans le cadre géodynamique de la Province Borborema, après le cycle Transamazonien il n'y a que des enregistrements orogéniques attribués à l'événement Brésilien (Pan-Africain), entre 700-550 Ma. De la même façon qu'il est admis actuellement pour les chaînes Pan-Africaines du Nord-Ouest de l'Afrique, il n'existe pas d'évidences, du moins pour le moment, d'événements orogéniques d'âges intermédiaires. Il en résulte que l'initiation et l'activité magmatique volcanique de la ceinture d'Orós s'est déroulée en contexte anorogénique (ou post-orogénique).

La géochronologie et les observations de terrain nous indiquent que l'emplacement des magmas dans la ceinture d'Orós s'est fait dans l'ordre suivante: andésites/amphibolites \Rightarrow rhyolites (ca. 1800 Ma) \Rightarrow gneiss ocellés (ca. 1680 Ma) \Rightarrow syénogranites \Rightarrow gabbros (ca. 880 Ma) \Rightarrow orthogneiss microporphyriques (ca. 650 Ma). L'étude chimique a montré, à l'exception des orthogneiss microporphyriques, que toutes les unités ignées de la ceinture

d'Orós présentent une affinité (ou tendance) sub-alcaline à alcaline. Par rapport au contexte de leur mise en place plusieurs points peuvent être posés:

1) La position des andésites directement sous-jacentes aux rhyolites et en continuité stratigraphique avec elles, et l'association du moins temporelle des amphibolites, suggèrent fortement un environnement géodynamique similaire pour la génération de ces magmas, même s'il ne sont pas cogénétiques;

2) En prenant en considération l'âge de ces trois ensemble vers 1,8 Ga et les contraintes régionales, un contexte anorogénique ou, au moins post-orogéniques (par rapport au cycle Transamazonien), peut être admis pour la génération de ces magmas et leur mise en place;

3) Le caractère franchement alcalin des gneiss ocellés (semblable à celui des granites de type A) et leur mise en place environ 120 Ma après les séries volcaniques, sont indicatifs d'une genèse en contexte anorogénique; l'affinité alcaline des syénogranites et l'association au moins spatiale avec les gneiss ocellés, suggèrent un même contexte tectonique anorogénique;

4) L'âge d'environ 880 Ma défini pour les gabbros (nettement antérieur au cycle orogénique Brésilien) suggèrent aussi que ces roches ont été générées dans un contexte anorogénique;

5) L'âge vers 650 Ma des orthogneiss microporphyriques, leur position parallèle aux plans axiaux des plis brésiliens et leur affinité chimique avec des granites du type S, suggèrent fortement que ces roches sont d'origine supracrustale étant engendrées dans un contexte syntectonique par rapport au cycle Brésilien.

Les diagrammes discriminants présentés au § VI.3 ont toutefois fourni, pour les unités volcaniques, des signatures contradictoires alors que, ainsi que nous l'avons établi (1) elles doivent avoir été engendrées et mises en place dans un même contexte géodynamique. Les roches basiques (amphibolites et andésites) ont montré sur les diagrammes triangulaire (Figure VI.4) ou multi-élémentaire (Figure VI.5b,c) des signatures orogéniques tandis que les rhyolites ont montré, sur les deux diagrammes utilisés (Figures VI.6a et VI.7b), des signatures anorogéniques.

Une telle ambiguïté entre cadre géodynamique réel et signature géochimique a été soulignée dans l'étude de complexes volcaniques. Ainsi, les basaltes Phanérozoïques du bassin du Paraná (Brésil), générés en contexte sûrement anorogénique, présentent une signature orogénique; ce caractère est expliqué par l'existence d'un processus de contamination crustale durant l'évolution et la mise en place de ce complexe (Mantovani et al., 1985). D'autre part, il a été suggéré que des magmas basaltiques, générés en contexte d'arc

insulaire (ou marge active), ont pu demeurer piégés en position infracrustale durant de longues périodes et être libérées sous l'effet de la relaxation des contraintes en conditions post-orogéniques (Silvester, 1989).

Le rapport La/Nb des andésites (3 à 7) et amphibolites (≈ 3) élevés par rapport au MORB ou le manteau primitif (≈ 1) est suggestif d'une contamination du manteau par des processus de subduction (Ringwood et Irifune, 1988) et les mêmes contraintes sont portées par le rapport Ba/Nb extrêmement élevé (Sun et McDonough, 1989). Pour la genèse de ces deux séries volcaniques deux hypothèses peuvent être proposées: (1) Fusion d'un manteau préalablement enrichi et mise en place des magmas dans un contexte purement anorogénique ou (2) genèse des magmas dans des conditions orogéniques et mise en place postérieure en contexte post-orogénique sous l'effet de la relaxation des contraintes et l'initiation du bassin d'Orós. En faveur de cette deuxième hypothèse nous avons leurs âges qui post-datent de peu la phase finale du cycle orogénique transamazonien. A ceci s'ajoute le fait que la position stratigraphique de ces laves près de la base de la séquence sédimentaire assure qu'elles se sont mises en place au début de la formation du bassin d'Orós. Toutefois, ces données n'éliminent pas la première hypothèse et, d'après Silvester (1989) il est parfois très difficile de distinguer les magmas post-orogéniques des magmas anorogéniques.

Le contexte anorogénique préconisé pour les gneiss ocellés et syénogranites est bien conforté par les diagrammes discriminants qui ont montré des signatures typiques de la plus part de granites anorogéniques - les granites type A (Collins et al., 1982; White et Chappell, 1983; Whalen et al., 1987) - plus particulièrement à celles des granites avec participation dominante de la croûte (les WPG1 de la Figure VI.7a). De même, ces diagrammes discriminants sont en accord avec les contraintes orogéniques préconisés pour les orthogneiss microporphyriques.

En discussion finale par rapport à l'application des diagrammes discriminants, il ressort que les réponses données par ces diagrammes sur ces roches du Protérozoïque moyen et supérieur sont en accord avec des autres contraintes établies par d'autres méthodes d'approche. Nous pouvons cependant dire que, peut-être, ceci n'a pas été le cas des volcanites basiques, néanmoins ces diagrammes ont montré des signatures semblables aux basaltes shoshonitiques (potassiques) d'arc, faisant réfléchir sur la possibilité que ces roches soient post-orogéniques, ce qui n'est pas une possibilité invraisemblable, au contraire, cela est une possibilité raisonnable dans le cadre de génération de ces roches.

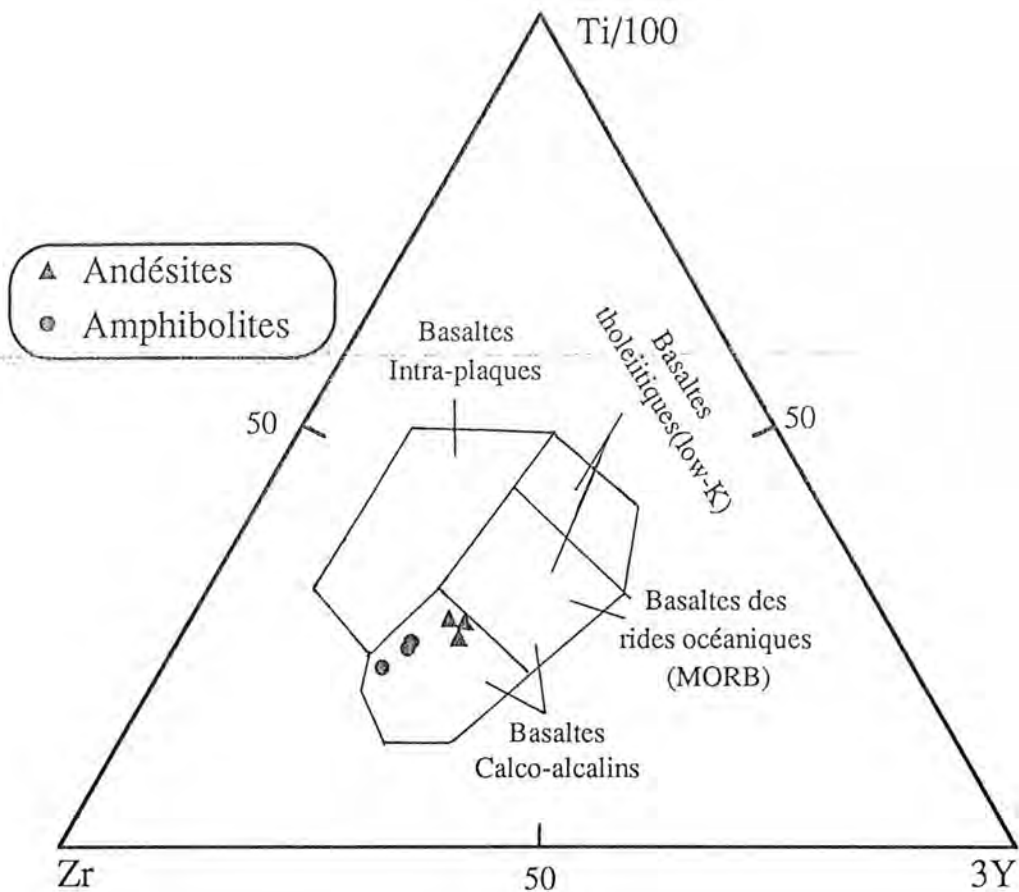


Figure VI.4 - Diagramme discriminant Ti-Zr-Y pour les roches volcaniques basiques de la ceinture d'Orós. Les champs sont d'après Pearce et Cann (1973).

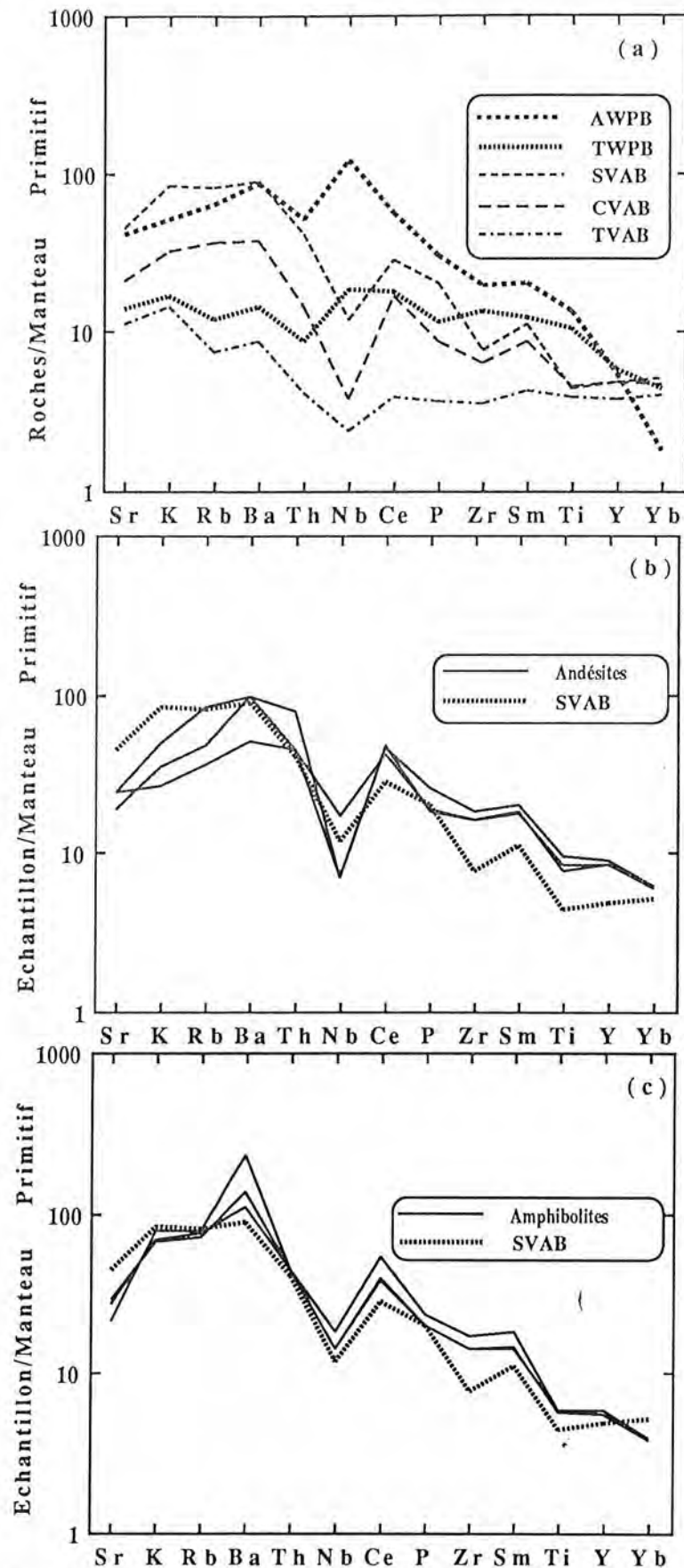


Figure VI.5 - Diagrammes discriminants multi-élémentaires (normalisés par rapport au manteau primitif) de séries basiques de sites géodynamiques bien établis (a) et pour les andésites (b) et amphibolites (c) de la ceinture d'Orós. Basaltes shoshonitique (SVAB), calco-alcalin (CVAB) et tholéïtique (TVAB) d'arcs volcaniques; basaltes intra-plaques alcalin (AWPB) et tholéïtique (TWPB). Valeurs de références d'après Pearce (1982) et valeurs pour le manteau primitif d'après Sun et McDonough(1989).

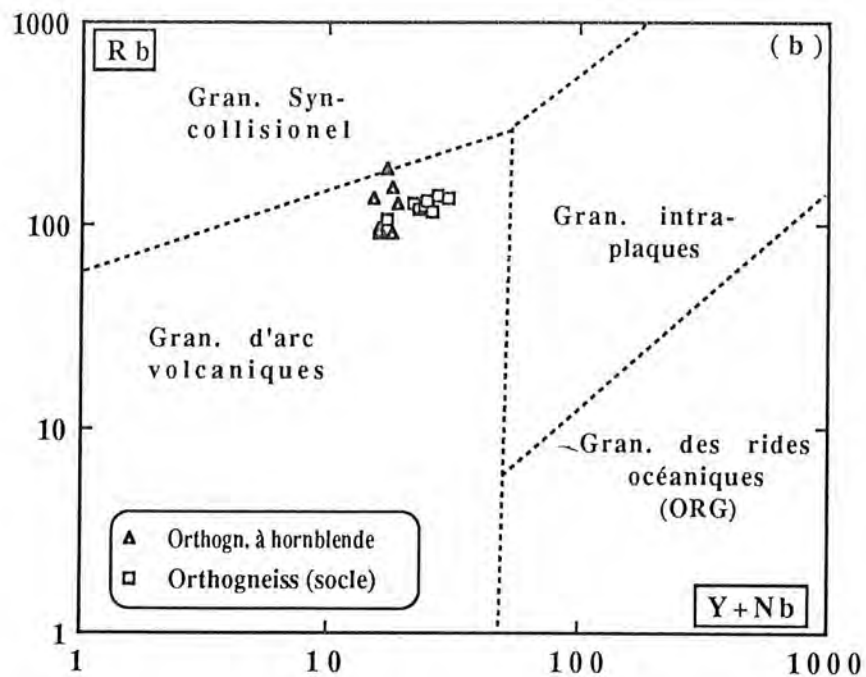
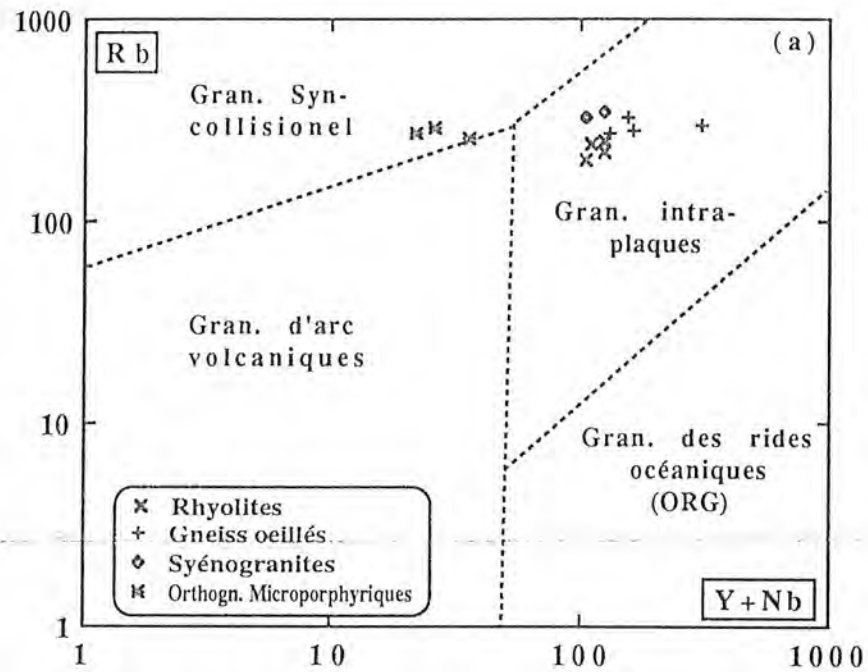
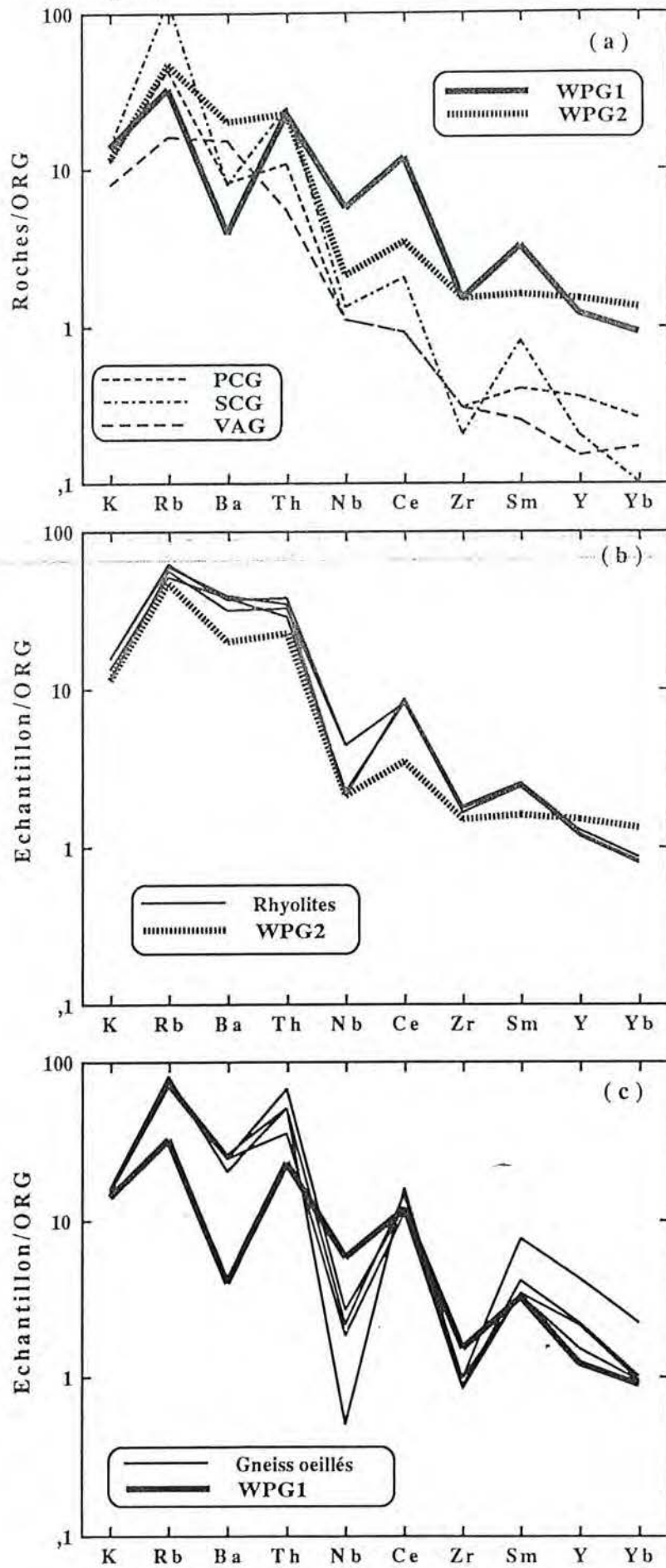


Figure VI.6 - Diagramme Rb vs Y+Nb pour les roches acides de la ceinture d'Orós. Les champs sont d'après Pearce *et al.* (1984).

Figure VI.7



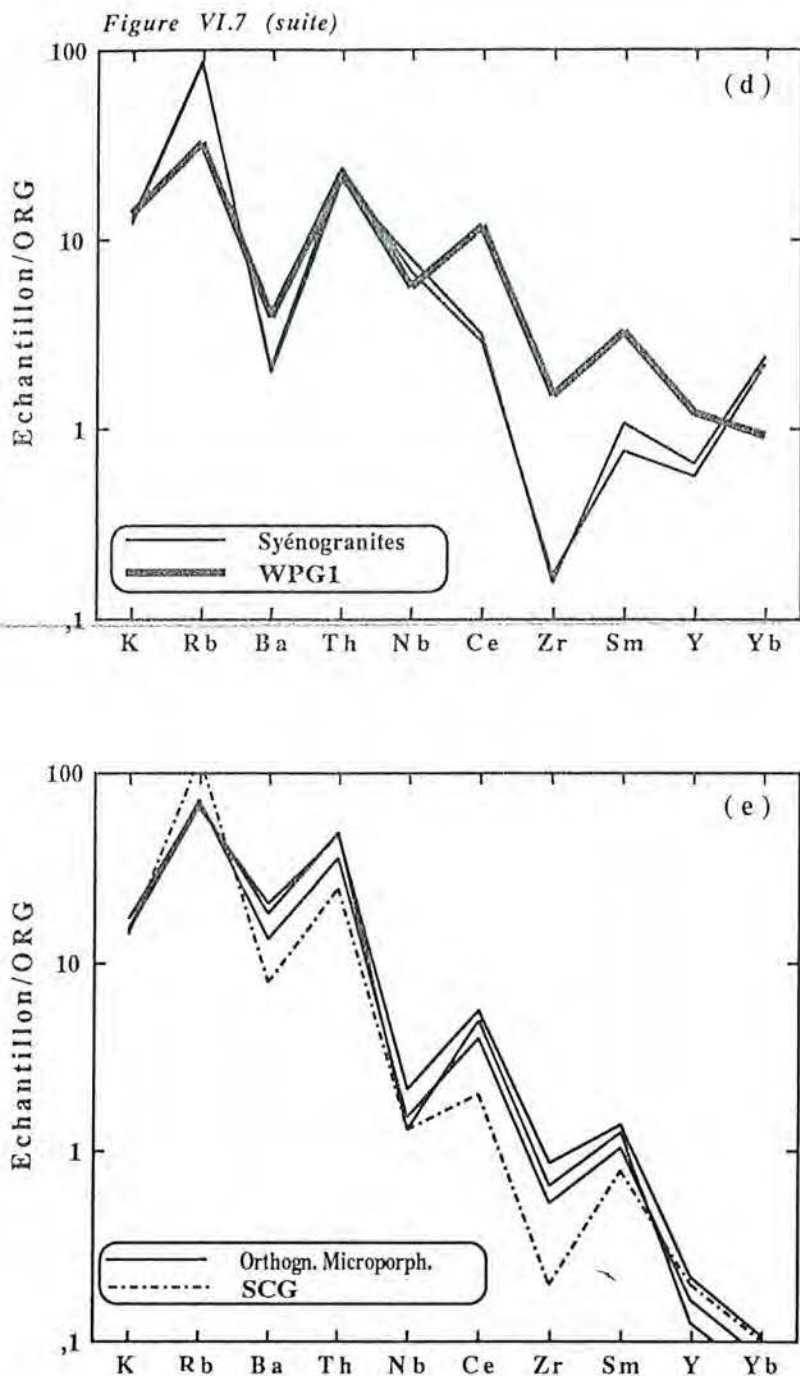


Figure VI.7 - Diagrammes discriminants multi-élémentaires (normalisés par rapport aux granites de la ride océanique - ORG) de séries acides de sites géodynamiques bien établis (a) et pour les rhyolites (b), gneiss ocellés (c), syénogranites (d) et orthogneiss microporphyriques (e) de la ceinture d'Orós. Granites d'arc (VAG), syn-collisionnel (SCG), post-collisionnel (PCG), intra-plaque avec une "dominance crustale" (WPG1) et intra-plaque de "croûte continentale amincie" (WPG2). Valeurs de références d'après Pearce *et al.* (1984).

VII - APPROCHE PETROGENETIQUE

VII.1 - Introduction

Basées sur l'ensemble des informations présentées dans les chapitres précédents et des données isotopiques obtenues par les méthodes Sm-Nd et Rb-Sr, une approche sur la nature du matériau-source et pétrogénèse des roches ignées de la ceinture d'Orós peut être faite.

Les roches basiques

Les ϵ_{Nd} calculés à 1,8 Ga ($\epsilon_{Nd}^{1,8}$) des deux échantillons d'andésites les plus basiques (échs. 10H et 10L) dont la composition est vraisemblablement proche du magma souche, sont fortement négatifs et sensiblement équivalents (-5,09 et -5,22; Tableau V.2 et Figure VII.1). Ceci indique que la souche des andésites était préalablement enrichie en LILE ("large ion lithophile elements"). Ce caractère, sans aucun doute initial, peut s'expliquer suivant deux hypothèses différentes: les andésites seraient le produit (1) d'une (re)fusion d'une ancienne croûte continentale issue du manteau (normal ou appauvri), ou (2) d'une fusion d'un manteau préalablement enrichi (sous l'effet d'un processus de subduction antérieur?). La première hypothèse semble peu vraisemblable car elle supposerait une (re)fusion quasi complète d'un protolithe basique, ce qui exigerait un énorme flux de chaleur.

L'échantillon le plus évolué de cette série (éch. 10F) a une valeur de ϵ_{Nd}^T significativement plus basse (-6,48) que celles des termes plus primitifs. Ceci montre que le magma n'a pas évolué en système isotopique fermé et l'on peut admettre l'existence d'un processus de contamination crustale limité mais significatif durant son évolution. Cette observation souligne la nécessité du choix des échantillons les moins évolués pour l'application des diagrammes discriminants.

Dès lors, du fait de l'enrichissement préalable du manteau (hypothèse 2) et d'une probable perturbation (même limitée) du système isotopique, l'âge modèle présenté par les andésites (ca. 2,48 Ga; Tableau V.2) est sans signification géologique car les calculs pour le déterminer supposent que le rapport Sm/Nd

n'a subi aucun changement depuis la fusion du matériau-source dans le manteau.

Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de $0,7055 \pm 0,0002$ (Figure V.1b) présenté par cette série andésitique, relativement élevé pour des roches d'origine mantellique, traduit lui-aussi le caractère enrichi du manteau source.

Les **amphibolites** présentent des $\epsilon_{\text{Nd}}^{1,8}$ sensiblement plus élevés que ceux des andésites (1,04 et 2,03; Tableau V.2 et Figure VII.1). L'âge modèle des deux échantillons d'amphibolites (ca. 1,94 Ga; Tableau V.2) étant très proche de l'âge admis pour la cristallisation de cette unité (1,8 Ga), on peut estimer que ces roches se sont mises en place à environ 1,8 Ga étant issues d'un manteau légèrement appauvri (proche du CHUR).

Tout en étant isotopiquement distinctes, les amphibolites présentent la même signature orogénique que les andésites (Chapitre VI). Compte tenu des valeurs relativement élevées des rapports de certains éléments en traces (tels que La/Nb et Ba/Nb) pour les amphibolites, on peut admettre, comme dans le cas des andésites mais à moindre degré, l'existence au niveau de leur source mantellique d'une certaine composante crustale.

Bien que les roches **gabbroïques** soient des cumulats, leur signature isotopique, notamment en ce qui concerne les rapports $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ et $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, est bien représentative de la nature de leur source. Les ϵ_{Nd}^T calculés à 884 Ma sont, compte tenu de la marge d'erreur, équivalents et de valeurs fortement positives (4,35 à 4,65; Tableau V.2). Ces valeurs indiquent que la source de ces roches plutoniques mafiques était appauvrie en "LILE" par rapport au CHUR (Figure VII.1). La similarité de l'âge isochrone des gabbros (Figure V.5) et de l'âge modèle (Tableau V.2) suggère clairement qu'ils ont été générés à ca. 900 Ma par fusion d'un manteau appauvri de type DM.

Les roches acides

Les rhyolites, gneiss ocellés et syénogranites sont des roches très évoluées et homogènes. Ce caractère très évolué, l'absence de termes intermédiaires ou de l'association génétique avec des roches moins évoluées, sont plutôt suggestifs de roches de dérivation crustale.

Le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des **rhyolites** de $0,7020 \pm 0,0028$ (Figure V.4) apparaît bas pour des roches crustales, cependant il pourrait indiquer (i) soit une source à faible rapport isotopique $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ générée peu avant sa refusion, (ii) soit une perte de ^{87}Sr réalisée de manière homogène et proportionnelle pour tous les échantillons pendant (ou après) la cristallisation des roches.

L'hypothèse (i) nous semble plus vraisemblable et l'on pourrait, par exemple, envisager une fusion en base de croûte d'une roche intermédiaire d'origine mantellique à faible rapport Rb/Sr.

Par contre, le rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des gneiss ocellés un peu plus élevé ($0,7048 \pm 0,0170$; Figure V.1c) conforte bien son origine crustale. Nous rappelons que les signatures "intra-plaques" un peu différentes de ces roches montrées par les gneiss ocellés et les rhyolites (WPG1 et WPG2) met en évidence une dominance crustale plus marquée pour les gneiss ocellés (type WPG1; Figure VI.7d).

Les rhyolites et les gneiss ocellés seraient donc des roches d'origine crustale et de type A (Loiselle et Wones, 1979) engendrées par la fusion d'une probable source ignée (subtype de granite type I, Whalen et al., 1987). Pour conforter cette conclusion, il est à noter que les deux ensembles présentent un chimisme similaire à ceux des complexes granitiques situés dans le Lachland Fold Belt (Australie) et qui sont classiquement considérés comme représentatifs de granites de type A (p.ex., les batholites New England et Beta, (White et Chappell, 1983) et le granite Gabo (Collins et al., 1982)).

Les orthogneiss microporphyriques, montrant des rapports $(\text{La}/\text{Yb})_N$ très élevés (61 à 107), un caractère per-alumineux ainsi que un rapport initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ relativement élevé ($0,7076 \pm 0,0017$, Figure V.1d), se rattachent aux séries granitiques de type S (White et Chappell, 1983). Ceci suggère, pour ces roches, une source supracrustale.

VII.2 - Discussion

L'interprétation des données isotopiques, géochimiques et géochronologiques sur les formations basiques de la ceinture d'Orós (andésites, amphibolites et gabbros) conduisent à proposer une évolution pétrogénétique en deux étapes impliquant: 1) mise en place quasiment synchrone (aux alentours de 1,8 Ga) d'un magma andésitique issu de la fusion d'un manteau enrichi (à l'Est de la ceinture) et d'un magma basaltique (amphibolites, à l'Ouest) engendré à partir d'un manteau légèrement appauvri (composition isotopique proche d'un manteau primitif); 2) environ 900 Ma après ce premier épisode, mise en place d'un magma gabbroïque issu d'un manteau appauvri de type DM (voir Figure VII.1).

Cette évolution pose deux questions fondamentales: 1) Peut-il coexister dans un domaine donné deux manteaux possédant des signatures isotopiques

distinctes? 2) Le manteau sous continental peut-il s'appauvrir significativement durant une période de 900 Ma?

White et Hofmann (1982) ont montré l'existence, au sein du manteau supérieur, d'hétérogénéités à petite comme à grande échelle. De même, McCulloch et al. (1983) ont proposé l'existence au sein du manteau, de réservoirs enrichis. Ces études conduisent à un modèle de manteau stratifié capable de former simultanément, suivant le niveau impliqué dans le processus de fusion, des magmas de composition et de signature isotopique différentes. Ces données peuvent expliquer la genèse synchrone des magmas andésitiques et basaltiques (ultérieurement transformés en amphibolites) à partir de niveaux mantelliques plus au moins profonds et de compositions isotopiques différentes, ainsi que la génération postérieure du magma gabbroïque.

Du fait de la liaison spatiale et temporelle entre les andésites et les rhyolites, il est bien probable que l'ascension du magma basique à la base de la croûte a pu induire la fusion partielle du protolithe crustal qui a produit les rhyolites (Clémens et al., 1986; Sandiford et Powell, 1986).

Les gneiss ocellés sont formés ca. 120 Ma après la mise en place des roches volcaniques. Le problème généralement posé pour la formation de ce type de roche franchement anorogénique reste toujours la source de chaleur élevée nécessaire pour produire une fusion partielle à partir de sources relativement anhydres situées en base de croûte (Collins et al., 1982; Whalen et al., 1987; Silvester, 1989). Cependant, l'existence de points chauds (sans aucune relation orogénique) et/ou d'un amincissement de la croûte continentale pendant des périodes d'extension ("rifting") pouvant induire une montée des isothermes, sont fréquemment admis comme la source de chaleur permettant de générer des roches granitiques anorogéniques (Collins et al., 1982; Sandiford et Powell, 1986). L'ascension de ces magmas vers la partie supérieure de la croûte se fait à travers des discontinuités crustales comme des failles formées par des processus de "rifting". A ce propos on rappelle que la position du gneiss ocellé entre le socle et la séquence sédimentaire ainsi que sa forme allongée suggèrent ce contrôle pour l'ascension de ces magmas.

La signature syn-collisionnelle bien établie pour les orthogneiss microporphyriques datés à ca. 650 Ma et l'absence de roches basiques associées supportent bien l'hypothèse de leur genèse par fusion crustale sous l'effet de l'épaississement de la croûte, par des processus de compression lors de l'orogénèse brésilienne.

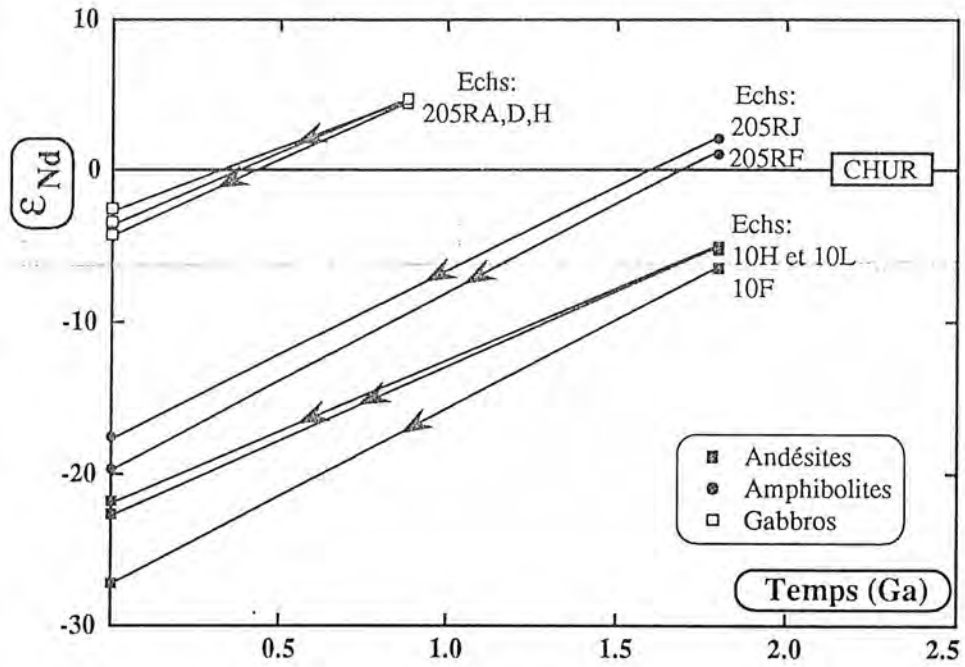


Figure VII.1 - Evolution du rapport $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ (représenté par ϵ_{Nd}) vs Temps, pour les (méta)andésites, amphibolites et (méta)gabbros. Les points à droite représentent les ϵ_{Nd} à l'époque de la cristallisation de les roches. La droite horizontale $\epsilon_{Nd} = 0$ représente le CHUR.

VIII - EVOLUTION GEODYNAMIQUE ET CONCLUSIONS GENERALES

VIII.1 - Introduction

L'ensemble des données stratigraphiques, structurales, métamorphiques, géochimiques et géochronologiques nous permet d'envisager une succession d'événements responsables de la formation de la ceinture d'Orós et son évolution tectonométamorphique au cours du temps. Un modèle global de l'évolution géodynamique est donc proposé et représenté dans la Figure VIII.1.

1) La formation du bassin d'Orós a commencé vers 1800 Ma lors d'une période d'extension crustale qui a déclenché un processus de "rifting" continental avec collapse et sédimentation. Le début de la sédimentation s'est accompagné de la mise en place et de la cristallisation de volcanites basiques, suivies de volcanites acides (Figure VIII.1b). L'ascension de ces magmas a pu être contrôlée par des failles listriques formées pendant le processus de "rifting". Lors de la mise en place dans la croûte, le magma basique a probablement pu induire une fusion anatectique partielle générant le magma rhyolitique.

La localisation de ce bassin entre deux socles lithologiquement différents (gneiss rubanés et orthogneiss plutoniques à l'Est et gneiss à biotite d'origine sédimentaire à l'Ouest) et d'âges probablement distincts, suggère que la divergence initiale ou la séparation des blocs qui est à l'origine du bassin d'Orós se serait produite à l'emplacement d'une ancienne discontinuité crustale majeure, pré-rifting (Figure VIII.1a).

2) Environ 120 Ma après la mise en place des roches volcaniques et pendant la poursuite ou vers la fin de la période de sédimentation, des intrusions de granites porphyriques (gneiss ocellés, ca. 1680 Ma) puis de syénogranites ont recoupé les andésites, rhyolites et au moins une partie de la séquence sédimentaire (Figure VIII.1c). Leur forme allongée et leur position en bordure du socle de l'Est, suggèrent que la mise en place de ces roches plutoniques anorogéniques a été contrôlée par la faille bordière orientale. Une

série plutonique basique (gabbros) a ensuite recoupé, au bord Ouest de la ceinture, les amphibolites et la séquence sédimentaire vers 900 Ma.

3) A la fin du Protérozoïque supérieur, une période de convergence est caractérisée par des phases tectoniques compressives ductiles responsables des phases de plissements et des cisaillements présents dans la ceinture d'Orós. Cette tectonique a été accompagnée par la formation et la mise en place des granites microporphyriques d'origine crustale (orthogneiss microporphyriques), vers 650 Ma (Figure VIII.1d).

4) L'achèvement de cette compression, rapportée au cycle orogénique brésilien, s'est fait à la limite Précambrien/Cambrien, et le refroidissement post-orogénique de la région est daté par la fermeture du système K-Ar, vers 520 Ma.

Bien que toutes les informations obtenues convergent pour conforter l'évolution proposée pour la ceinture d'Orós, plusieurs questions complémentaires peuvent être posées.

a) Les mécanismes d'extension sont-ils la conséquence de processus de relaxation de contraintes subséquent à une période orogénique antérieure à 1800 Ma?

Des phénomènes d'extension crustale peuvent être associés à (i) des processus de relaxation de contraintes postérieurs à une période de compression orogénique ou simplement à (ii) des changements des courants de convection dans le manteau avec amincissement crustal et remontée de l'asthénosphère, qui causent la divergence de deux blocs continentaux sans aucune relation orogénique. Dans les cas de "rifts" dont les processus de divergence sont temporellement éloignés de toute orogénèse, la question ne se pose pas, toutefois, dans le cas où ces processus sont légèrement postérieur à un cycle orogénique majeur, cette question demeure pleine de sens.

Sur la base des données des Chapitres VI et VII et des informations géochronologiques, la formation du Orós a débuté vers 1800 Ma avec la mise en place de magmas basiques qui présentent des signatures géochimiques semblables aux magmas basiques orogéniques et qui, dans le cas de la ceinture d'Orós, pourraient éventuellement être interprétés comme post-orogéniques. Cette éventualité est proposée surtout parce que (i) ces âges post-datent de peu un événement orogénique majeur qui a affecté le socle de la Province

Borborema (le cycle Transamazonien) et (ii) la signature géochimique des roches basiques qui se sont mises en place au début de la formation du bassin ressemble à une signature orogénique.

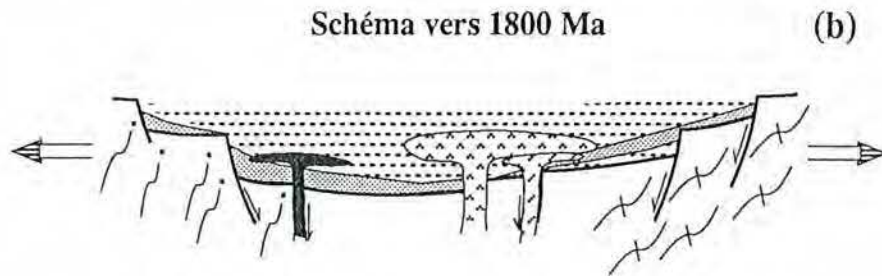
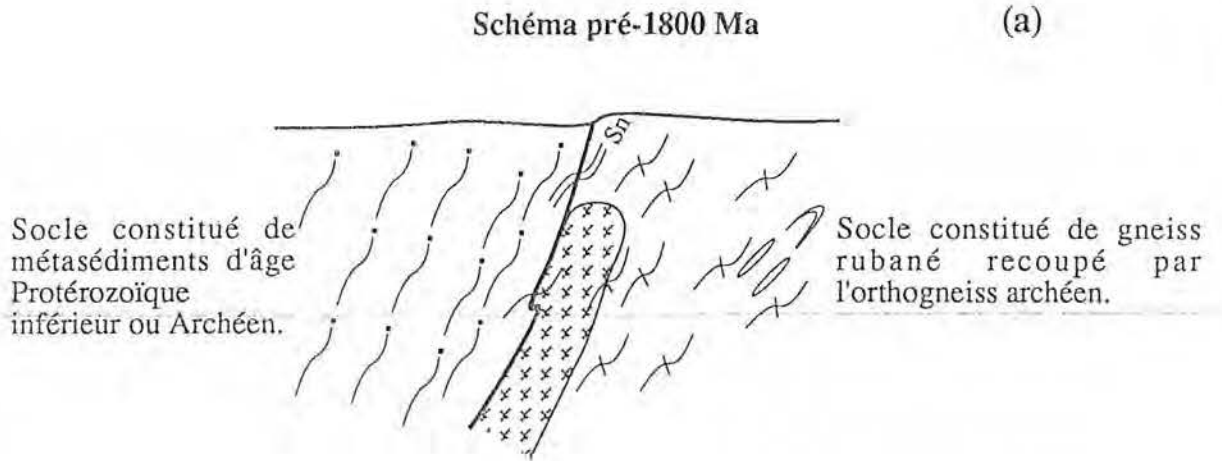
De plus, les rhyolites subalcalines (situées stratigraphiquement au dessus des roches basiques) montrent des signatures semblables à celles de roches anorogéniques (WPG₂, Figure VI.7b) mais présentent certaines différences vis à vis des granites alcalins clairement anorogéniques (WPG₁, Figure VI.7c). Selon Silvester (1989) de telles différences peuvent faire la distinction entre granites post-orogéniques et anorogéniques. Cet auteur signale de plus (voir discussion en § VI.4) qu'il est parfois très difficile de distinguer les magmas post-orogéniques mis en place sous l'effet de processus de relaxation crustale, de magmas anorogéniques. En résumé, d'après les données que nous disposons, la possibilité demeure que l'initiation du bassin d'Orós se soit faite en réponse à des phénomènes de relaxation post-orogéniques, suivi d'extension et de la formation d'un "rift", bien que nous n'ayons pas de contraintes déterminantes pour la confirmer. Il est cependant bien établi que tous les événements tectonométamorphiques mis en évidence au sein de la ceinture d'Orós, depuis la base jusqu'au sommet stratigraphique (sauf le socle), se sont développés bien plus tard, pendant le cycle orogénique brésilien (Protérozoïque supérieur).

b) La séquence (méta)sédimentaire représente-elle uniquement un grand cycle de sédimentation d'âge Protérozoïque moyen ou y a-t-il eu un autre cycle sédimentaire au Protérozoïque supérieur ?

Les métasédiments sont constitués de plusieurs unités lithologiques - parfois répétées - telles que paragneiss, quartzites, micaschistes, marbres et roches calco-silicatées. Du point de vue sédimentologique, les passages entre les unités sont parfois graduels, ce qui dénote des changements progressifs de sources et/ou d'ambiance de sédimentation. Bien que des différences lithologiques et compositionnelles aient été bien caractérisées entre les micaschistes de l'Est et du Nord-Ouest (§IV.4), avec contribution de sources différentes et matériaux plus ou moins matures, ces données n'impliquent absolument pas l'existence d'une grande coupure stratigraphique. Dans toute la séquence, aucune structure sédimentaire qui pourrait caractériser une discordance stratigraphique régionale n'a été observée.

Du point de vue géochronologique, il est certain que la sédimentation a débuté aux alentours de 1800 Ma car des coulées de laves de cet âge, proches de la base de la séquence y sont intercalées; par contre, nous n'avons pas de

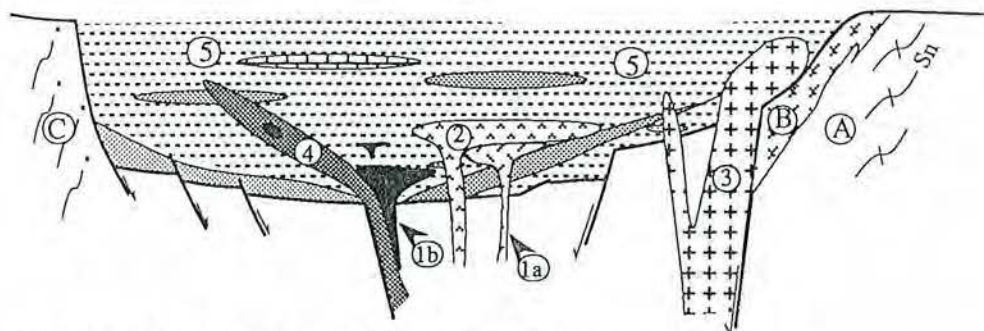
Figure VIII.1



Extension et début de "rifting" avec déposition de sédiments et mise en place de roches volcaniques basiques (basaltes et andésites) suivie par de volcanisme acide (rhyolites).

Figure VIII.1 (suite)

Schéma pré-Brésilien (c)



L'achèvement du bassin volcano-sédimentaire d'Orós.

Légende: Sn - schistosité pré-rifting; (A) - Gneiss rubané avec l'intrusion de (B) - l'orthogneiss archéen du socle oriental; (C) - paragneiss du socle occidental.




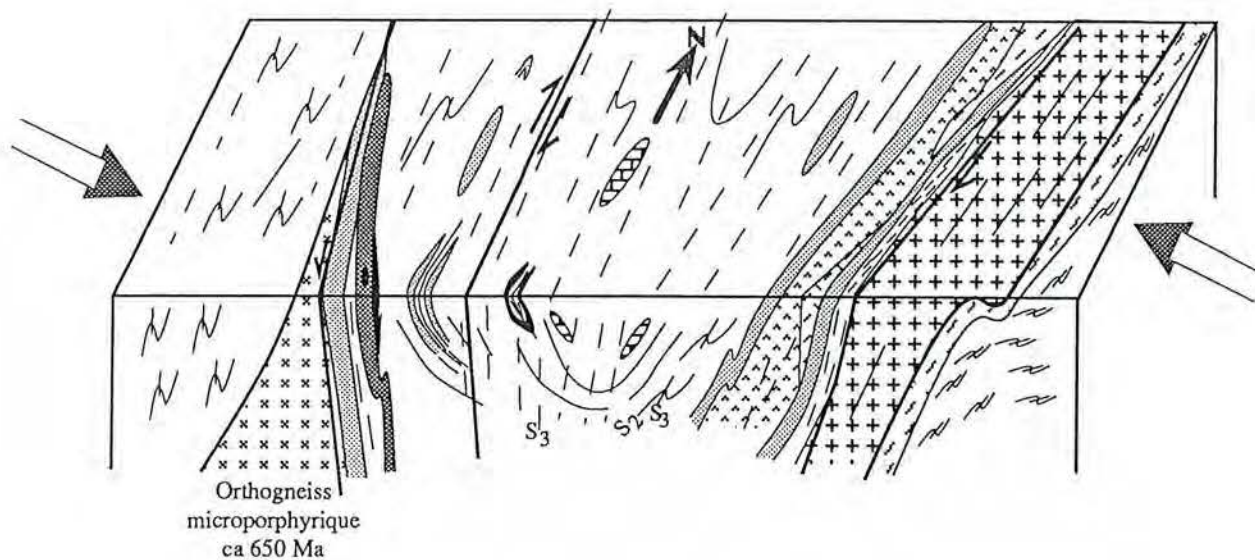
(1a) - [méta]andésites, (1b) - basaltes[amphibolites] et (2) [méta]rhyolites; (3) - granite porphyrique [gneiss ocellé]; (4) [méta]gabbros; (5) séquence [méta]sédimentaire: principalement psammites et pelites , arénites , calcaires et marnes .

Schéma entre 650-520 Ma (d)



Compression pendant le cycle Brésilien avec développement de plis et zones de cisaillements et intrusion de granite syntectonique.

référentiel géochronologique pour caler l'âge réel des portions les plus élevées de la séquence sédimentaire.

c) Quel est l'âge de la migmatisation qui a affecté le socle et quel est l'âge du socle occidental ?

Il est bien établi que la migmatisation qui affecte le socle (phase F_n) est restreinte aux roches du socle et que le rubanement S_n est recoupé par les gneiss ocellés. Ainsi, cet événement doit précéder temporellement l'installation du bassin d'Orós et être antérieur à 1800 Ma; cependant, nous n'avons pas d'autres informations concrètes pour bien caler cette phase dans le temps. A partir des informations régionales, à l'Ouest, en dehors de la ceinture d'Orós, Pessoa et al. (1986) ont établi un âge Transamazonien pour l'unité granitique de Cedro et la déformation associée. Si cette déformation est contemporaine de la phase F_n et si les roches du socle de l'Ouest à Orós sont corrélées avec les métasédiments encaissants du granite de Cedro, il est bien possible que les métasédiments du socle occidental d'Orós soient d'âge Protérozoïque inférieur et la migmatisation transamazonienne, toutefois ces possibilités demeurent encore à confirmer et des datations U-Pb sur des mobilisats néosomatiques du socle de l'Ouest à Orós sont proposées.

VIII.2 - Conclusions

Les données et discussions présentées aboutissent aux conclusions suivantes:

1) *Le gneiss rubané et l'orthogneiss granodioritique du socle oriental sont d'âge Archéen, vers 2600 Ma; la migmatisation qui a affecté les socles de l'Est et de l'Ouest précède temporellement la formation de la séquence volcano-sédimentaire d'Orós.*

2) *Le début de la séquence volcano-sédimentaire se situe vers 1800 Ma sous l'effet de processus d'extension crustale, induisant la formation d'un "rift" ensialique.*

3) *Il n'y a pas d'évidences de discordance stratigraphique régionale au sein de la séquence volcano-sédimentaire.*

4) *Intrusion de roches plutoniques alcalines anorogéniques, de source crustale (type A), 120 Ma après le début de la sédimentation, vers 1680 Ma.*

5) *Intrusion d'une seconde série plutonique anorogénique de composition dominante gabbroïque, vers 900 Ma.*

6) *Pendant la phase de compression, rapportée au cycle orogénique brésilien, toutes les structures tectoniques présentes au sein de la ceinture ont été formées.*

a) *Les zones de cisaillements présentent plutôt les caractéristiques dominantes d'un cisaillement pur, coaxial, avec des sous-zones restreintes qui montrent une composante non-coaxiale et des mouvements décrochants dextres.*

b) *Le métamorphisme associé aux phases tectoniques est progressif de M_1 à tardi- M_2 /précoce- M_3 , où il atteint l'isograde de staurotide + andalousite dans les conditions du faciès amphibolite inférieur, et rétrograde syn- à tardi- M_3 .*

7) *Formation et mise en place de granites type-S, dans un contexte syntectonique par rapport aux phases tectonométamorphiques brésiliennes, vers 650 Ma.*

8) *L'achèvement des activités orogéniques est marqué par la fermeture du système K-Ar, vers 520 Ma.*

VIII.3 - Discussion: comparaison avec d'autres séquences, le volcanisme en régime extensif

Dans la Province Borborema, la ceinture d'Orós est - pour l'instant - unique, car elle comporte la seule séquence volcano-sédimentaire d'âge Protérozoïque moyen inférieur bien datée, pour laquelle on peut affirmer que la structuration est uniquement due au cycle Brésilien. Sa localisation dans la partie centro-occidentale de la Province Borborema et entre deux socles lithologiquement et probablement chronologiquement différents, ainsi que son âge certainement postérieur aux ceintures considérées comme d'âge Protérozoïque inférieur, par les défenseurs du modèle polycyclique (p. ex., Jardim de Sá et al., 1987, 1988), fait donc, de cette ceinture, un modèle qui peut servir pour résoudre les ambiguïtés d'interprétation d'autres ceintures Protérozoïques du Nord-Est du Brésil.

Beaucoup plus loin, au Nord-Ouest, au Sud et au Sud-Ouest, en dehors de la Province Borborema, trois grandes séquences volcano-sédimentaires d'âges voisins de celui de la ceinture d'Orós sont connues: a) le Supergroupe Uatumã, dans le Bouclier Amazonien (Nord du Brésil), b) le Groupe Espinhaço, au Sud de la Province Borborema, discordant sur le Craton São Francisco et c) le Groupe Araí, qui appartient à la Province Tocantins (ceinture Uruaçu), située dans la région centrale du Brésil (Figure VIII.2).



Figure VIII.2 - Carte de localisation des séquences volcano-sédimentaires et plutoniques d'âge Protérozoïque moyen au Brésil (surfaces en noir). (a) Uatumã, (b) Espinhaço, (c) Araí et (d) Orós. (1) Craton São Francisco et (2) Craton Amazonien. Basé sur Pimentel *et al.* (1991).

a) Le Supergroupe Uatumã est une séquence volcanique (avec des sédiments associés) représentée par des andésites et surtout par des rhyolites, qui occupe une surface considérable de la partie nord de l'Amazonie et s'étend vers les Guyanes. Les andésites sont d'affinité calco-alcaline et les rhyolites sub-alcalines; elles présentent des âges Rb-Sr entre 1800-1900 Ma (Santos, 1984). Ces roches sont recoupées par des granites alcalins anorogéniques d'âge ca. 1700 Ma (Rb-Sr et K-Ar), cependant l'origine de ce magmatisme volcanique n'est pas encore bien définie (Dall'Agnol *et al.*, 1987). Néanmoins, Gibbs et Barron (1983) suggèrent que la mise en place de ces roches ignées du Protérozoïque moyen inférieur est associée à des processus d'extension crustale. Il faut signaler, de plus, que dans le bouclier Guyanais, le cycle Transamazonien a affecté le socle de la séquence Uatumã (Gibbs et Barron, 1983).

b) Le Groupe Espinhaço est une séquence sédimentaire comportant à la base des rhyolites sub-alkalines datées aux environs de 1750 Ma par les méthodes Rb-Sr et U-Pb, respectivement par Brito Neves et al. (1979) et Machado et al. (1989). Des granites sub-alkalins (U-Pb, ca. 1720 Ma) sont intrusifs dans le socle sous-jacents (Turpin et al., 1988) et représentent un magmatisme anorogénique contemporain du début de la sédimentation du Groupe Espinhaço. Le socle a été affecté, là aussi, par le cycle Transmazonien (Cordani et Brito Neves, 1982) et la formation de cette séquence sédimentaire et le magmatisme associé sont interprétés comme étant liés à des processus d'extension ("rift") crustale.

c) La Province Tocantins est constituée de trois ceintures dénommées Paraguai-Araguaia, Uruaçu et Brasília et est géologiquement située entre les Cratons Amazonien et São Francisco (Almeida et al., 1981; Marini et al., 1984).

Récemment, des rhyolites placées à la base du Groupe Araí (ceinture Uruaçu) ainsi que de granites alcalins, ont été datés très précisément par la méthode U-Pb sur zircons (Pimentel et al., 1991). Les rhyolites et deux plutons granitiques subvolcaniques (les granites Soledade et Sucuri) ont fourni des âges similaires de ca. 1770 Ma qui ont été interprétés comme représentant l'époque de la cristallisation de ces roches. Le granite Soledade montre en outre un intercept inférieur à 658 Ma, interprété comme l'enregistrement de l'événement orogénique brésilien. Du fait des âges similaires de l'ensemble et le caractère subvolcanique de ces granites, Pimentel et al. (1991) les considère comme des magmas cogénétiques. Marini et Botelho (1986) ont classé ce magmatisme comme de type A formé dans un environnement anorogénique intracontinental associé à une séquence sédimentaire, pendant une période d'extension crustale. Ces âges ca. 1770 Ma correspondent donc à l'époque de l'initiation du dépôt du Groupe Araí (Pimentel et al., 1991).

Le granite Serra da Mesa, intrusif dans le Groupe Araí (Macambira, 1983), a été daté par la même méthode (Pimentel et al., 1991). Bien que les résultats n'ont pas la même qualité que les précédents, un âge maximal de 1614 Ma et minimal de 1574 Ma a été établi. Ceci indique que la mise en place et la cristallisation de cette roche s'est faite, au minimum, 150 Ma après les intrusions des granites Soledade et Sucuri et de la cristallisation des rhyolites Araí, et caractérise donc deux épisodes distinctes de magmatisme. Plusieurs datations K-Ar sur biotites sur des roches plutoniques et socle ont fourni des âges entre 513 et 550 Ma (Reis Neto, 1983), ce qui suggère, comme à Orós, l'époque de la fin des activités orogéniques brésiliennes dans la région.

D'une façon générale, ces trois grandes séquences, au Nord-Ouest, au Sud et au Sud-Ouest de la Province Borborema (Figure VIII.2) présentent des âges et des environnements sédimentaires et magmatiques très semblables à ceux de la séquence d'Orós. En outre, du point de vue géodynamique, tous les socles de ces séquences ont été affectés par les cycles orogéniques transamazonien et brésilien, sauf pour le socle du Supergroupe Uatumã qui est stable (voire cratonisé) au Protérozoïque supérieur. Ces groupes de séquences sédimentaires avec une prédominance de volcanisme acide sub-alcalin proche à la base, recoupés par des granites alcalins, peuvent donc être globalement corrélés. Ils pourraient correspondre à une période d'extension crustale majeure au Protérozoïque moyen inférieur, qui a produit le magmatisme associé à de vastes bassins sédimentaires dans le bouclier Précambrien du Brésil.

A l'échelle transcontinentale, de vastes séquences d'âge Protérozoïque moyen et de contexte géodynamique comparable à celui du Brésil sont décrits dans la littérature. A titre d'exemple, dans la "midcontinent region" de l'Amérique du Nord, le Protérozoïque moyen a été dominé par de larges formations de magmatisme rhyolito-granitique qui ont été mises en place durant une période de processus d'extension crustale (e.g. Bickford et al., 1986). Il s'agit d'extrusions/intrusions qui s'étendent des Etats Unis au Canada et qui composent le "transcontinental belt" de l'Amérique du Nord (e.g. Anderson et Bender, 1989). Ces roches sont divisées en trois périodes d'activités ignées entre 1480-1450 Ma, 1400-1340 Ma et vers 1100 Ma. De loin, la première période magmatique a été la plus représentative constituant environ soixante complexes, plus de 1000 km de largeur et s'étend du Sud de la Californie au Labrador; ils ont été formés peu après des événements orogéniques: l'orogénèse Matatzal (Bickford et al., 1986). On signale, à titre d'information, qui à la même époque que se forment les grands bassins extensifs en Amérique du Sud, l'Amérique du Nord était dominée par des périodes orogéniques majeurs (accrétion + collision entre 1900 et 1600 Ma). Les grands bassins extensifs sont donc décalés dans le temps, plus jeunes en Amérique du Nord.

D'autres terrains extensifs d'âge Protérozoïque moyen sont décrits dans l'hémisphère nord (références en Pimentel et al., 1991) ainsi qu'au Nord-Ouest de l'Afrique (Caby et Andreopoulos-Renaud, 1983) et représentent de vastes régions volcano-plutoniques liées à des processus d'extension crustale. Il faut signaler aussi, que dans certaines localités bien étudiées, tels que le Nord-Ouest de l'Afrique (Abouchami et al., 1990) et Sud-Ouest des Etats Unis (Bennett et

DePaolo, 1987), ces orogénèses qui précèdent les extensions ont formé une grande quantité de croûte juvénile, ce qui n'est pas encore montré au Brésil, jusqu'à preuve du contraire.

Ces données attestent qu'au Protérozoïque moyen, à une échelle transcontinentale (voire même globale), la croûte a été dominée par de significatives extensions et extrusions/intrusions d'origine crustale dominante. La plupart de ces extensions représentent, dans le temps, "un contraste géodynamique (inversion ?) par rapport à une histoire orogénique précoce suivie d'une période de relaxation et de relative tranquillité tectonique" (Anderson et Bender, 1989). Ces terrains post-datent et recourent des roches affectées par les orogénèses Penokean et Matatzal (Amérique du Nord) et l'orogénèse Transamazonien/Eburnéen (Brésil/Afrique).

Cependant, les mécanismes ou le "moteur" qui sont à l'origine de ces extensions et formations significatives de magmas crustaux au Protérozoïque moyen sont encore motifs de spéculations. Des modèles thermomécaniques ont été proposés pour l'Amérique du Nord: les extensions et la formation de magmas crustaux seraient liées à (1) phénomènes de relaxation post-orogéniques (Van Schmus et Bickford, 1981) ou (2) à une remontée du manteau/amincissement de la croûte (Anderson et Cullers, 1978). Selon Anderson et Bender (1989) le modèle proposé par Van Schmus et Bickford (1981) montre certaines contraintes favorables du fait que tout au long de cette séquence, le "transcontinental belt" recoupe mais est sub-parallèle à trois séquences orogéniques. Toutefois, les premières manifestations magmatiques liées à l'extension, bien qu'elles soient les plus importantes en volume, post-datent toujours l'événement orogénique (orogénèse Matatzal) en plus de 100 Ma. En outre, selon Hammond (1986) il n'y a pas de roches mafiques associées qui justifie un diapirisme du manteau (modèle de Anderson et Cullers), sauf si elles sont restées dans une position infracrustale/intracrustale et n'affleurent pas.

Au Phanérozoïque, des volumes significatifs de volcanisme/plutonisme associés à des extensions sont décrits et les mécanismes pour leur formation sont aussi largement discutés. Un des exemples les mieux connus est le magmatisme Méso-Cénozoïque/sédimentation syn-extensionnel qui composent plusieurs "rifts" de la Province Basin and Range, à l'Ouest des Etats Unis. Cette province ressemble, "grosso modo", à la séquence d'Orós: elle est constituée des séquences volcano-sédimentaires dont le magmatisme initial est représenté par basaltes/andésites calco-alcalins potassiques surmontés par des roches

volcaniques rhyolitiques et par des granites subalcalins à alcalins (Gans et al., 1989). Plusieurs auteurs (e.g. Snyder et al., 1976; Coney et Reynolds, 1977) ont proposé que la formation de ces séquences soit liée à une convergence de plaques qui ont généré les magmas andésitiques, suivis par la formation de magmas rhyolitiques pendant une période d'extension avec formation de "rifts". Le processus d'extension serait alors une conséquence de la "relaxation thermique et l'expansion de la croûte qui a été épaissie pendant une période de convergence antérieure" (Coney et Harms, 1984). La localisation de ces magmas en extension tout près de régions qui ont été précédemment soumises à des processus de raccourcissement et épaississement crustal, conforte ce modèle.

Cependant, ce changement au cours du temps d'un magmatisme basique orogénique (en relation avec des processus de subduction), vers un magmatisme acide, n'explique pas la quantité significative du magmatisme à caractère extensionnel présente dans certaines localités de la province Basin et Range, nettement antérieur à la fin de la période de subduction. Dans d'autres localités, il y a synchronisme entre les rhyolites et le volcanisme basique (Gans et Mahood, 1984). McKenzie et Bickle (1988) ont proposé l'existence de deux étapes distinctes d'injection de magma basique dans la croûte: la première liée à des processus de relaxation post-orogénique, et une autre liée à des processus de l'amincissement crustal/diapirisme du manteau. Récemment, basé sur l'ensemble de ces informations et certaines particularités temporelles entre les magmas basiques et acides tout au long de la province Basin et Range, Gans et al. (1989) ont proposé un modèle d'évolution magmatique pour cette province. En effet, il s'agit d'une jonction des deux modèles avec volcanismes liés aux phénomènes de relaxation crustale, post-orogéniques, et magmatisme produit par le diapirisme du manteau. Nous pouvons donc conclure que même dans le cas de "rifts modernes", il n'est toujours pas évident de classer les "rifts" continentaux en "rift passif" ou "actif" (selon la classification de Sengor et Burke, 1978), c'est à dire, de préciser s'ils sont en relation ou non aux processus de relaxation post-orogéniques.

Après ces exemples provenant de plusieurs continents et concernant soit des terrains Protérozoïques, soit Phanérozoïques, il existe de significatifs magmatismes en environnement extensionnel qui post-datent de peu des chaînes orogéniques de convergence accompagnés d'un épaississement crustale. En outre, plus éloigné temporellement (50-150 Ma) du volcanisme basique/acide initial sont décrits des magmatismes alcalins clairement anorogéniques (les

granites Lagoa Real, Serra da Mesa, Amazonie, Midcontinent) associés à la formation de "rifts".

Après ce tour du monde et revenant sur la petite ceinture d'Orós, nous trouvons des séquences "grosso modo" similaires: magmatisme basalto-andésitique initial avec une signature géochimique orogénique, suivi de volcanisme acide; plus éloigné dans le temps (120 Ma), intrusion de granite alcalin clairement anorogénique associé à des failles. Il n'existe pas de donnée qui atteste de la formation significative précoce de croûte juvénile dans la province Borborema, ni d'évidence de zones de subduction. Cependant, un événement orogénique antérieur majeur (le cycle Transamazonien) a affecté le socle de la province à la fin du Protérozoïque inférieur. Dès lors, les informations au sein de la région d'Orós couplées avec des comparaisons avec ~~d'autres séquences volcaniques en extension, soit au Brésil, soit ailleurs,~~ nous conduisent à proposer que les processus d'extension crustale qui ont déclenché la formation du "rift" continental d'Orós, sont liés à des phénomènes de relaxation crustale post-orogéniques: formation d'un "rift passif". Au cours du temps, le "rift" d'Orós devient un "rift actif" avec collapse et formation extensive de failles dans lesquelles se sont introduits des granites alcalins clairement anorogéniques, caractérisant deux épisodes distincts de magmatisme.

Epilogue

Plusieurs sujets sur une seule ceinture plissée sont abordés au cours de ce travail. D'une part les discussions ont été centrées sur les observations et l'interprétation des données de terrain ainsi que l'étude de lames minces au microscope pétrographique, qui constituent ce qu'on appelle le "travail de base" du géologue. D'autre part, les compléments de ces discussions ont été réalisés avec l'aide des données de laboratoire, c'est à dire, les analyses chimiques de roche totale et de minéraux, les analyses de la déformation finie et isotopiques, entre autres. Nous avons donc essayé de coupler les informations pour établir un modèle géodynamique et des conclusions qui soient (ou semblent) cohérentes avec les deux types de "base de données" auxquelles nous avons eu accès.

Dans cette thèse (que vous venez, peut-être, de lire jusqu'au bout) on trouve de la stratigraphie et de la pétrographie, des études structurales et métamorphiques, l'utilisation de quatre méthodes géochronologiques, une étude géochimique de roches volcaniques et plutoniques, basiques et acides, ainsi qu'une approche pétrogenétique. Chaque item signalé ci-dessus, ou même une partie de quelques chapitres, avec l'addition d'informations et des études plus profondes, pourrait bien correspondre, tout seul, à un sujet pour une thèse. Il est ainsi évident que certains thèmes ciblés pourraient être plus détaillés ou traités plus profondément. Je vous avoue que c'est vrai. L'homme peut aller toujours plus loin et perfectionner tout ce qui est déjà fait.

Toutefois, aller plus loin n'était pas notre objectif immédiat, car il faut toujours établir des limites. La référence par rapport à ces limites et le choix de faire un travail pluridisciplinaire plutôt que spécifique, ont été faits (en commun accord avec la direction de cette thèse) surtout à cause de la nécessité de perfectionner la connaissance de la géologie de la Province Borborema et de savoir en quoi l'étude de la ceinture d'Orós pouvait éventuellement apporter des informations pour l'évolution géodynamique de cette Province du Nord-Est du Brésil. Une étude pluridisciplinaire et par conséquent moins détaillée (ce qui n'est pas un synonyme de superficiel) de chaque sujet était donc notre choix de départ. Maintenant que l'on dispose d'une bonne base, "le coup d'envoi" est donné pour des études plus profondes et plus spécialisées.

Ce dernier paragraphe est tourné vers le futur, pour lequel une question se pose: à partir de la ceinture d'Orós, que faut-il faire, en plus, pour aider à résoudre les ambiguïtés d'interprétation (polycyclique ou monocyclique ?) de l'évolution de la Province Borborema? Le socle de l'Ouest nous paraît un bon point de départ, car établir l'âge de sa sédimentation et, éventuellement, du métamorphisme pré-brésilien, pourra bien aider à résoudre ce point litigieux. Est-ce qu'il appartient à la même unité qui recouvre le socle Archéen de la région de Tróia et Independência (Ouest d'Orós) ? Est-ce qu'il est d'âge Protérozoïque inférieur ainsi que la déformation qui l'a migmatisé? Est-ce qu'il est constitué de roches véritablement polycycliques (transamazonien + brésilien) à côté de roches monocycliques (Orós) ? Quelles sont les différences et/ou les similitudes entre ces roches et les roches des ceintures considérées comme polycycliques? Répondre à ces questions peut bien être un projet pour l'avenir.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- ABOUCAMI, W., BOHER, M., MICHARD, A. et ALBAREDE, F. (1990) A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Journal of Geophysical Research*, 95:17605-17629.
- ALBAREDE, F. et BROUXEL, M. (1987) The Sm/Nd secular evolution of the continental crust and the depleted mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, 82:27-35.
- ALBEE, A.L. (1972) Metamorphism of pelitic schists: reaction relations of chloritoid and staurolite. *Geological Society of American Bulletin*, 83:3248-3268.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. et FUCK, R.A. (1977) Províncias estruturais brasileiras. In: VII Simp. Geologia do Nordeste, Campina Grande, Brésil, 1:366-391.
- ALMEIDA, F.F.M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B.B. et FUCK, R.A. (1981) Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Review*, 17:1-29.
- 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. et CULLERS, R.L. (1978) Geochemistry and evolution of the Wolf River batholith, a late Precambrian rapakivi massif in North Wisconsin, U.S.A. *Precambrian Research*, 7:287-324.
- BELL, T.H. et HAMMOND, R.I. (1984) On the internal geometry of mylonite zones. *Journal of Geology*, 92:667-686.
- BELL, T.H. et RUBENACH, M.J. (1983) Sequential porphyroblast growth and crenulation cleavage development during progressive deformation. *Tectonophysics*, 92:171-194.
- BENNETT, V. et DEPAOLO, D.J. (1987) Proterozoic crustal history of the western United States as determined by Nd isotopic mapping. *Geological Society of America Bulletin*, 99:674-685.
- BERMAN, R.G. (1988) Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na₂O-K₂O-CaO-MgO-FeO-Fe₂O₃-Al₂O₃-SiO₂-TiO₂-H₂O-CO₂. *Journal of Petrology*, 29:445-522.
- BERTHÉ, D., CHOKROUNE, P. et 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.
- BICKFORD, M.E., VAN SCHMUS, W.R. et ZIETZ, I. (1986) Proterozoic history of the midcontinent region of North America. *Geology*, 14:492-496.
- BRAGA, A.P.F. et MENDONÇA, J.C.G.S. (1984) Sequências vulcano-sedimentares de Orós e Jaguaribe - Folha SB.24-Z-A-I - Região sudeste do estado do Ceará. In: XXXIII Congr. Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Brésil, 5:2512-2526.

- BRITO NEVES, B.B. (1983) O mapa geológico do Nordeste oriental do Brasil, escala 1/1000000. Livre docência thesis, Inst. Geociências, Univ. São Paulo, São Paulo, Brésil, 177 pp., (inédit).
- BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., CORDANI, U.G. et DELHAL, J. (1979) A evolução geocronológica da Cordilheira do Espinhaço: dados novos e integração. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1):71-85.
- BRITO NEVES, B.B., VAN SCHMUS, W.R. et BASEI, M.A.S. (1990) Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do Sistema de Dobramentos Piancó-Alto Brígida. In: XXXVI Congr. Brasileiro de Geologia, Natal, Brésil, 6:2697-2710.
- BROWN, E.H. (1969) Some zoned garnets from the greenschist facies. *American Mineralogist*, 54:1662-1677.
- CABY, R. (1985) New geodynamic concepts regarding the crustal evolution of NE Brazil. Abstr. Conf. "Tectonics and geochemistry of Early to Middle Proterozoic Fold Belts", BRM record 1985/28.
- CABY, R. (1989) Precambrian terranes of Benin-Nigeria and Northeast Brazil and the late Proterozoic South Atlantic fit. *Geological Society of America*, Sp. Paper 230:145-158.
- CABY, R. et ANDREOPOULOS-RENAUD, U. (1983) Age à 1800 Ma du magmatisme subalcalin associé aux métasédiments monocycliques dans la chaîne Pan-Africaine du Nord du continent Africain. *Precambrian Research*, 36:335-344.
- CABY, R. et ARTHAUD, M.H. (1986) Major precambrian nappes of the Brazilian belt, Ceara, Northeast Brazil. *Geology*, 14:871-874.
- CARMICHAEL, D.M. (1970) Intersecting isograds in the Whetstone Lake area, Ontario. *Journal of Petrology*, 11:147-181.
- CHAMPENOIS, M. (1989) Apport de l'analyse interactive d'images à l'étude de l'évolution structurale de zones déformées: application à une zone de cisaillement pan-africaine de l'Adrar des Iforas (Mali) et aux orthogneiss du massif du Grand Paradis (Alpes, Italie). Thèse INPL, Nancy, France, 210 pp.
- CLEMENS, J.D., HOLLOWAY, J.R. et WHITE, A.J.R. (1986) Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, 71:317-324.
- COLLINS, W.J., BEAMS, S.D., WHITE, A.J.R. et CHAPPEL, B.W. (1982) Nature and origin of A-Type granites with particular reference to southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 80:189-200
- CONEY, P.J. et HARMS, T.A. (1984) Cordilleran metamorphic core complexes: Cenozoic extensional relics of Mesozoic compression. *Geology*, 12:550-554.
- CONEY, P.J. et REYNOLDS, S.J. (1977) Cordilleran Benioff zones. *Nature*, 270:403-406.
- CORDANI, U.G. et BRITO NEVES, B.B. (1982) The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(1/3):78-88.
- CORSINI, M., VAUCHEZ, A., ARCHANJO, C. et JARDIM DE SA, E.F. (1991) Strain transfer at continental scale from a transcurrent shear zone to a transpressional fold belt: the Patos-Serido system, northeastern Brazil. *Geology*, 19(6):545-572.

- DALL'AGNOL, R., BITTENCOURT, J.S., JORGE-JOÃO, X.F., MEDEIROS, H., COSTI, H.T. et MACAMBIRA, M.J.B. (1987) Granitogenesis in Northern Brazilian region - a review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4):382-403.
- DALLMEYER, R.D. (1974) The role of crystal structure in controlling the partitioning of Mg and Fe between coexisting garnet and biotite. *American Mineralogist*, 59:201-203.
- DANTAS, J.R.A. et al. (1974) Carta geológica do Brasil ao milionésimo - Folhas Jaguaribe (SB-24) e Fortaleza (SA-20). DNPM/MME, (notice explicative), Brasília, Brésil, 74 pp.
- DAVIDSON, A., CULSHAW, N.G. et NADEAU, L. (1982) A tectono-metamorphic framework for part of the Grenville Province, Parry Sound region, Ontario. In: *Current Research*, Part A, Geological Survey of Canada, 82(1A):175-190.
- DEBON, F. et LE FORT, P. (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, 73:135-149.
- DEPAOLO, D.J. et WASSERBURG, G.J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophysical Research Letters*, 3:249-252.
- DUNNET, D. (1969) A technique of finite strain analysis using elliptical particles. *Tectonophysics*, 7(2):117-136.
- DUNNET, D. et SIDDANS, A.W.B. (1971) Non-random sedimentary fabrics and their modification by strain. *Tectonophysics*, 12:307-325.
- EVENSEN, N.H., HAMILTON, P.J. et O'NIONS, R.K. (1978) Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochemistry Cosmochemical Acta*, 42:1199-1212.
- FAURE, G. (1986) Principles of isotope geology. J. Wiley & Sons, New York, 589 pp.
- 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.
- FRY, N. (1979) Random point distributions and strain measurement in rocks. *Tectonophysics*, 60:89-105.
- GANS, P.B. et MAHOOD, G.A. (1984) Syn-extensional intermediate to silicic volcanism in the eastern Basin and Range province. Geological Society of America Abstracts with Programs, 16:515.
- GANS, P.B., MAHOOD, G.A. et SCHERMER, E. (1989) Syn-extensional magmatism in the Basin and Range province: a case study from the eastern Great Basin. Geological Society of America, Special Paper 233, 53 p.
- GHENT, E.D., ROBBINS, D.B. et STOUT, M.Z. (1979) Geothermometry, geobarometry, and fluid compositions of metamorphosed calc-silicates and pelites, Mica Creek, British Columbia. *American Mineralogist*, 64:874-885.
- GHENT, E.D. et STOUT, M.Z. (1981) Geobarometry et geothermometry of plagioclase-biotite-garnet-muscovite assemblages. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76:92-97.
- GIBBS, A.K. et BARRON, C.N. (1983) The Guiana shield reviewed. *Episodes*, 2:7-14.

- GOVINDARAJU, K. et MEVELLE, G. (1987) Fully automated dissolution and separation methods for inductively coupled plasma atomic emission spectrometry rock analysis. *Journal Analytical Atomic Spectrometry*, 2:615-621.
- HACKSPACHER, P.C., VAN SCHMUS, W.R. et DANTAS, E.L. (1990) Um embasamento transamazônico na Província Borborema. In: XXXVI Congr. Brasileiro de Geologia, Natal, Brasil, 6:2683-2696.
- HAMMOND, J.G. (1986) Geochemistry and petrogenesis of Proterozoic diabase in the southern Death Valley region of California. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 93:312-321.
- HARRIS, N.B.W., DUYVERMAN, H.J. et ALMOND, D.C. (1983) The trace element and isotope geochemistry of the Sabaloka igneous complex, Sudan. *Journal Geological Society of London*, 140:245-256.
- HOFFMANN, A.W., JOCHUM, K.P., SEUFERT, M. et WHITE, W.M. (1986) Nd and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:33-45.
- HOLDAWAY, M.J. (1971) Stability of andalusite and aluminum silicate phase diagram. *American Journal of Sciences*, 271:97-131.
- HOLTZ, F. et LETERRIER, J. (1987) Typologie des granitoides Hercyniens du Nord-Portugal: Exemples des complexes de granites à deux micas du domaine de Montalegre. In: F. BEA et al. (Eds.), *Geologia de los granitoides y rocas asociadas des Macizo Hesperico*, Editorial Rueda, Madri, pp:271-279.
- HOSCHEK, G. (1969) The stability of staurolite and chloritoid and their significance in metamorphism of pelitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 22:208-232.
- JARDIM DE SA, E.F. (1984) A evolução Proterozóica da Província Borborema. In: XI Simp. Geologia Nordeste, Recife, Brasil, 1:297-316.
- JARDIM DE SA, E.F. et SA, J.M. (1987) Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: a field excursion in the Seridó region, NE Brazil. In: Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations (ISGAM), Salvador. Brasil, Exc. Guides Vol.:33-45.
- JARDIM DE SA, E.F., MACEDO, M.H.F., LEGRAND, J.M., MCREATH, I., GALINDO, A.C. et SA, J.M. (1987) Proterozoic granitoids in a polycyclic setting: the Seridó region, NE Brazil. In: Int. Symp. Granites Assoc. Mineralizations (ISGAM), Salvador, Brasil, Extended Abstr. Vol.:103-110.
- JARDIM DE SA, E.F., MACEDO, M.H.F., TORRES, H.H.F. et KAWASHITA, K. (1988) Geochronology of metaplutonics and the evolution of the supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. In: VII Congr. Latino-Americano de Geologia, Belém, Brasil, 1:49-62.
- KASE, H.R. et METZ, P. (1980) Experimental investigations of the metamorphism of siliceous dolomites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73:151-159.
- KAWASHITA, K., MANTOVANNI, M., THOMAZ FILHO, A., TORQUATO, J.R. et BERENHOLC, M. (1974) Método radiométrico rubídio-estrôncio. Procedimento das análises no Centro de Pesquisas Geocronológicas da USP. Univ. de São Paulo, São Paulo, Brasil 106 pp., (inédit).

- LA ROCHE, H. de (1965) Sur l'existence de plusieurs faciès géochimiques dans les schistes paléozoïques des Pyrénées Luchonnaises. *Geologische Rundschau*, 55:274-301.
- LA ROCHE, H. de (1974) Geochemical characters of the metamorphic domains: survival and testimony of their premetamorphic history. *Sciences de la Terre*, 19(2):101-117.
- LAPIQUE, F. (1987) Traitement informatique de la déformation finie et interprétation de l'évolution tectonique Pan-Africaine de la région de Timgaouine (Hoggar, Algérie). Thèse Univ. Nancy I, Nancy, France, 224 pp.
- LAPIQUE, F., CHAMPENOIS, M. et CHEILLETZ, A. (1988) Un analyseur vidéographique interactif: description et application. *Bull. Minéralogie*, 111:676-687.
- LOISELLE, M.C. et WONES, D.R. (1979) Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America*, Abst. Prog., 11:468.
- LUGMAIR, G.W. et MARTI, K. (1978) Lunar initial $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$: differential evolution of the lunar crust and mantle. *Earth Planetary Science Letters*, 39:3349-3357.
- MACAMBIRA, M.J.B. (1983) Ambiente geológico e mineralizações associadas ao granito Serra Dourada. MSc thèse, Universidade Federal do Pará, Belém, Brésil, 132 p., (inédit).
- MACEDO, M.H.F., JARDIM DE SA, E.F. et SA, J.M. (1984) Datações Rb-Sr em ortogneisses e a idade do Grupo Seridó. In: XI Simp. Geologia do Nordeste, Recife, Brésil, 1:253-262.
- MACEDO, M.H.F., SA, J.M. et KAWASHITA, K. (1988) A idade da Faixa Orós: dados preliminares. *Revista Brasileira de Geociências*, 18(3):1-24.
- MACHADO, N., SCHRANK, A., ABREU, F.R., KNAUER, L.G. et ABREU, P.A.A. (1989) Resultados preliminares da geocronologia U/Pb na Serra do Espinhaço Meridional. In: V Simpósio Geologia de Minas Gerais, Belo Horizonte, Brésil, 1:171-174.
- MANTOVANNI, M.S.M., MARQUES, L.S., SOUSA, M.A., CIVETTI, L., ATALLA, L. et INNOCENTI, F. (1985) Trace element and strontium isotope constraints on the origin and evolution of Paraná continental flood basalts of Santa Catarina state (southern Brazil). *Journal of Petrology*, 26:187-209.
- MARINI, O.J. et BOTELHO, N.F. (1986) A província de granitos estanníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, 16:119-131.
- MARINI, O.J., FUCK, R.A., DARDENNE, M.A. et DANNI, J.C.M. (1984) Província Tocantins: setores central e sudeste. In: F.F.M. ALMEIDA et Y. HASUI (Eds.), O PréCambriano do Brasil, Ed. Blücher, São Paulo, Brésil, pp:205-264.
- MARTIN, H., SOUZA, Z.S., FONSECA, V.P. et JARDIM DE SA, E.F. (1990) Geochemistry of high-grade metaplutonics: the Caicó Complex, NE Brazil. In: XXXVI Congr. Brasileiro de Geologia, Natal, Brésil, Abs. Vol.:171.
- MCCULLOCH, M.T. (1987) Sm-Nd isotopic constraints on the evolution of Precambrian crust in the Australian continent. In: A. KRONER (Ed.), Proterozoic lithospheric evolution, Geodynamic Series, American Geophysical Union, Washington, EUA, 17:115-130.
- MCCULLOCH, M.T., JAQUES, L., NELSON, D.R. et LEWIS, J.D. (1983) Nd and Sr isotopes in kimberlites and lamproites from Western Australia: an enriched mantle origin. *Nature*, 302:400-403.

- MCKENZIE, D.P. et BICKLE, M.J. (1988) The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Journal of Petrology*, 29:625-679.
- MESCHEDE, M. (1986) A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with a Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, 56:207-218.
- MICHARD, A. (1975) Chronologie et développement d'une orogénèse. Exemple des Pyrénées orientales. Thèse d'Etat, Univ. Paris VII, 142 pp.
- MIYASHIRO, A. (1973) Metamorphism and metamorphic belts. George Allen & Unwin, London, 492 pp.
- MOINE, B. (1974) Caractères de sédimentation et de métamorphisme des séries épizonales à catazonales du centre de Madagascar (région d'Anbatofinandraham). Approche structurale, pétrographique et spécialement géochimique. *Sciences de la Terre*, Mémoire n° 31, 281 pp.
- MOINE, B., PROST, A. et ENGUND, J.O. (1974) Etude chimique d'une série détritique: les sparagmites de Norvège du Sud, région du Lac Mjøsa. 2^{ème} Réunion Annuelle de Sciences de la Terre, Pont-à-Mousson, France, p. 291.
- MYERS, R.E. et BREITKOPF, J.H. (1989) Basalt geochemistry and tectonic settings: a new approach to relate tectonic and magmatic processes. *Lithos*, 23:53-62.
- OLESEN, N.O. (1978) Distinguishing between inter-kinematic and syn-kinematic porphyroblasts. *Geologische Rundschau*, 67:278-287.
- PANOZZO, R.H. (1983) Two dimensional analysis of shape-fabric using projections of digitized lines in a plane. *Tectonophysics*, 95:279-294.
- PEARCE, J.A. (1982) Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. THORPE (Ed.), *Andesites*, J. Wiley & Sons, pp:525-548.
- PEARCE, J.A. et CANN, J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planetary Science Letters*, 19:290-300.
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W. et ANDREW, G.T. (1984) Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25:956-983.
- PESSOA, R.R., BRITO NEVES, B.B., KAWASHITA, K., PESSOA, D.A.R. et FUCK, R.A. (1986) Contribuição ao estudo da evolução geocronológica do maciço de Tróia - CE. In: XII Simp. Geologia do Nordeste, João Pessoa, Brésil, 1:75-93.
- PIMENTEL, M.M., HEAMAN, L., FUCK, R.A. et MARINI, O.J. (1991) U-Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in central Brazil. *Precambrian Research*, 52:321-335.
- POWELL, D. et TREAGUS, J.E. (1970) Rotational fabrics in metamorphic mineral. *Mineralogical Magazine*, 37:801-814.
- PUPIN, J.P. (1980) Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73:207-220.
- RAMSAY, J.G. (1967) Folding and fracturing of rocks. McGraw-Hill, New York, 568 pp.

- RAMSAY, J.G. et HUBER, M.I (1983) The technics of modern structural geology: strain analyses. Acad. Press, London, 307 pp.
- REINHARDT, J. et RUBENACH, M.J. (1989) Temperature-time relationships across metamorphic zones: evidences from porphyroblast-matrix relationships in progressively deformed metapelites. *Tectonophysics*, 158:141-161.
- REIS NETO, J.M. (1983) Evolução geotectônica da bacia do Alto Tocantins, Goiás. MSc thèse, Universidade de São Paulo, Brésil, 98 pp., (inédit).
- RIES, A.C. (1977) Stromatolites in the Ceara Group (Precambrian) in Brazil. In: VII Simp. Geologia Nordeste, Campina Grande, Brésil, 1:366-391.
- RINGWOOD, A.E. et IRIFUNE, T. (1988) Nature of the 650 km seismic discontinuity: implications for mantle dynamics and differentiation. *Nature*, 331:131-136.
- ROSENFELD, J.L. (1968) Garnet rotations due to the major paleozoic deformations in South-East Vermont. In: E-an ZEN, W.S. WHITE, J.B. HADLEY et T.B. THOMPSON (Eds.), *Studies of Appalachian geology*, John Wiley, New York, 185-202.
- SA, J.M., BEZERRA, F.H.R., MACEDO, M.H.F. et PEREIRA, R. (1988) Middle Proterozoic supracrustals and Brasiliano orogeny in the southeast Ceara state: a monocyclic evolution. In: VII Congr. Latino-Americano de Geologia, Belém, Brésil, 1:35-48.
- SANDIFORD, M. et POWELL, R. (1986) Deep crustal metamorphism during continental extension: modern and ancient examples. *Earth and Planetary Science Letters*, 79:151-158.
- SANTOS, E.J. et BRITO NEVES, B.B. (1984) Província Borborema. In: F.F.M. ALMEIDA et Y. HASUI, (Eds.), *Geologia do Brasil*. Ed. Blucher, Brésil, 123-186.
- SANTOS, J.O.S. (1984) Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: XXXIII Congr. Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Brésil, 9:4526-4538.
- SCHONEVELD, C. (1978) A study of some typical inclusion patterns in strongly paracrystalline rotated garnets - Reply. *Tectonophysics*, 47:179-183.
- SENANT, J. (1991) "Sur les bassins intracontinentales mesozoïques du Nord-Est du Brésil". Thèse à paraître, Université Aix-Marseille.
- SENANT, J. et POPOFF, M. (1989) Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil): extension intracontinentale crétacée et réactivation des grands cisaillements ductiles pan-africains. *Compte-Rendu Académie des Sciences de Paris*, Série II, 308:1613-1619.
- SENGOR, A.M.C. et BURKE, K. (1978) Relative timing of rifting and volcanism on earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5:419-421.
- SHIMAMOTO, T. et IKEDA, Y. (1976) A simple algebraic method for strain estimation from deformed ellipsoidal objects. 1: Basic theory. *Tectonophysics*, 36:315-337.
- SILVESTER, P.J. (1989) Post-collisional alkaline granites. *Journal of Geology*, 97:261-280.
- SNYDER, W.S., DICKINSON, W.R. et SILBERMAN, M.L. (1976) Tectonic implications of space-time patterns of Cenozoic magmatism in the western United States. *Earth and Planetary Science Letters*, 32:91-106.

- SPEAR, F.S. et CHENEY, J.T. (1989) A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101:149-164.
- SPRY, A. (1969) Metamorphic textures. Pergamon, Oxford, 350 pp.
- STEIGER, R.H. et JÄGER, E. (1977) Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology. *Earth Planetary Science Letters*, 36:359-362.
- STRECKEISEN, A. (1976) To each plutonic rocks its proper name. *Earth Science Review*, 12:1-33.
- STRECKEISEN, A. (1980) Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: IUGS subcommittee on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 69(1):194-207.
- SUN, S.S. et McDONOUGH, W.F. (1989) Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for mantle composition and processes. In: A.D. SAUNDERS et M.J. NORRY (Eds.), *Magmatism in the ocean basins*, Geological Society Special Publication, 42:313-345.
- THOMPSON, J.B. et NORTON, S.A. (1968) Paleozoic regional metamorphism in the New England and adjacent areas. In: E-an ZEN, W.S. WHITE, J.B. HADLEY et T.B. THOMPSON (Eds.), *Studies of Appalachian geology*, John Wiley, New York, pp:319-327.
- TILTON, G.R. (1960) Volume diffusion as a mechanism for discordant lead ages. *Journal of Geophysical Research*, 65:2933-2945.
- TULLIS, J. et YUND, R.A. (1985) Dynamic recrystallization of feldspars: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13:238-241.
- TURPIN, L., MARUEJOL, P. et CUNEY, M. (1988) U-Pb, Rb-Sr and Sm-Nd chronology of granitic basement, hydrothermal albitites and uranium mineralization (Lagoa Real, South-Bahia, Brazil). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98:139-147.
- VANNUCCI, R., MESSIGA, B., ODDONE, M. PICCARDO, G.B. et TOLOMEO, L. (1989) Geochemical characteristics of Proterozoic post-orogenic magmatism in the Nagssugtoqidian Mobile Belt of southeast Greenland. *Lithos*, 23:85-100.
- VAN SCHMUS, W.R. et BICKFORD, M.E. (1981) Proterozoic chronology and evolution of the midcontinent region, North America. In: A. KRÖNER (Ed.), *Precambrian plate tectonic*, Elsevier, Amsterdam, pp:261-296.
- VAUCHEZ, A. (1986) The development of discrete shear-zones in a granite: stress, strain and changes in deformation mechanisms. *Tectonophysics*, 133:137-156.
- VERNON, R.H. (1978) Porphyroblast-matrix microstructural relationships in deformed rocks. *Geologische Rundschau*, 67:288-305.
- WHALEN, J.B., KENNETH, L.C. et CHAPPEL, B.W. (1987) A-Type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95:407-419.
- WHITE, A.J.R. et CHAPPELL, B.W. (1977) Ultrametamorphism and granitoid genesis. *Tectonophysics*, 43:7-22.

- WHITE, A.J.R. et CHAPPEL, B.W. (1983) Granitoid types and their distribution in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Geological Society of America, Memoir* 159:21-34.
- WHITE, W.M. et HOFMANN, A.W. (1982) Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution. *Nature*, 296:821-825.
- WILLIAMS, J.H. (1968) Least-squares fitting of a straight line. *Canadian Journal of Physics*, 46:1845-1847.
- WINKLER, H.G.F. (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. Springer-Verlag, New York, 348 pp.
- 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 Volcanic Province. *Earth Planetary Science Letters*, 50:11-30.
- ZIMMERMANN, J.L., VERNET, M., GUYETAND, G. et DAUTEL, D. (1985) Données sur potassium et argon (de 1976 à 1984) dans quelques échantillons géochimiques de référence. *Geostandards Newsletters*, 9(2):205-208.
- ZWART, H.J. (1962) On the determination of polymetamorphic mineral associations and its application to the Bosost area (central Pyrenees). *Geologische Rundschau*, 52:38-65.

UNIVERSITE DE NANCY I

NOM DE L'ETUDIANT : Monsieur SA Jeziel Martins

NATURE DE LA THESE : DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I
en PETROLOGIE-GEOLOGIE STRUCTURALE

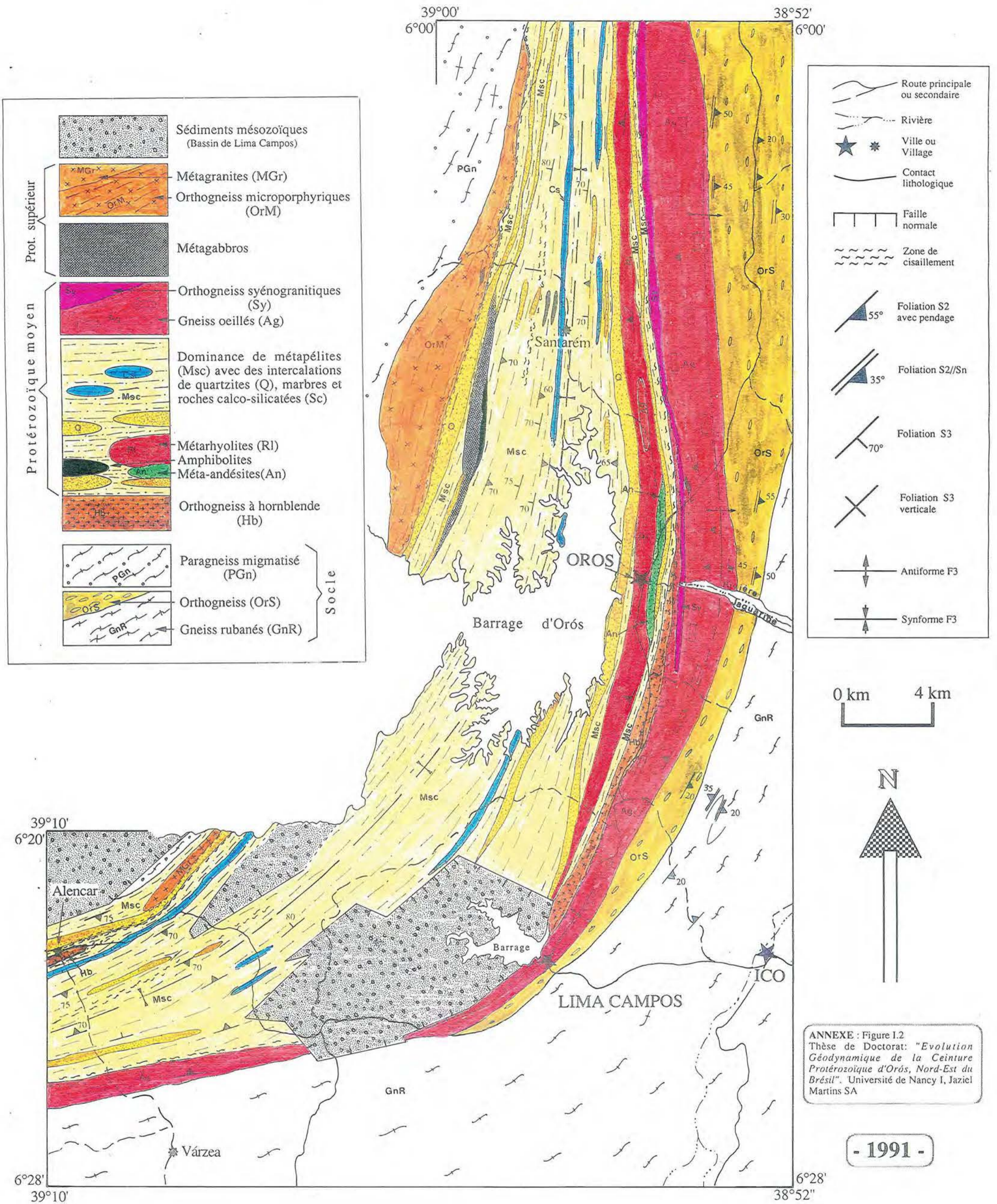
VU, APPROUVE ET PERMIS D'IMPRIMER

NANCY, le 11 DEC. 1991 n° 570

LE PRESIDENT DE L'UNIVERSITE DE NANCY I



CARTE GEOLOGIQUE DE LA CEINTURE D'OROS



Resumé

La ceinture plissée d'Orós (Nord-Est du Brésil) est constituée d'une séquence volcano-sédimentaire recoupée par des roches plutoniques. Les données obtenues par les méthodes U-Pb, Rb-Sr et Sm-Nd ont fourni des âges de 1800 Ma pour le complexe volcanique, 1680 Ma pour les gneiss ocellés, 880 Ma pour les métagabbros et 665 Ma pour les orthogneiss microporphyriques. Ces âges représentent l'époque de la mise en place de ces roches.

Un modèle d'évolution géodynamique est proposé: 1) les méta-andésites et les amphibolites représentent deux séries géochimiquement distinctes et se sont mises en place à l'époque initiale de la formation de la séquence d'Orós, à environ 1800 Ma; 2) la montée des andésites a induit, à la base de la croûte, une fusion partielle dont résultent les rhyolites sub-alkalines; 3) les gneiss ocellés alcalins se sont mis en place 120 Ma après les roches volcaniques et sont clairement anorogéniques; 4) la cristallisation des gabbros (ca. 880 Ma) s'est également faite en conditions anorogéniques; 5) le cycle orogénique brésilien/pan-africain est responsable de l'architecture actuelle de la ceinture et a engendré les orthogneiss microporphyriques (ca. 665 Ma).

La chaîne d'Orós est considérée comme représentant un bassin intracontinental initialement associé à des processus de relaxation post-orogénique, au début du Protérozoïque moyen.

Mots-clés: Protérozoïque moyen, Magmatisme alcalin, Magmatisme en régime extensif, Ceinture plissée, Géochronologie-Brésil, Orós-Brésil, Nord-Est Brésil, Province Borborema.