



HAL
open science

**STRUCTURE DU BATHOLITE DE
FERKESSEDOUGOU (SECTEUR DE ZUENOULA,
CÔTE D'IVOIRE) : IMPLICATIONS SUR
L'INTERPRETATION DE LA GEODYNAMIQUE DU
PALEOPROTEROZOÏQUE D'AFRIQUE DE L'OUEST
A 2.1 Ga**
Ouattara Gbele

► **To cite this version:**

Ouattara Gbele. STRUCTURE DU BATHOLITE DE FERKESSEDOUGOU (SECTEUR DE ZUENOULA, CÔTE D'IVOIRE) : IMPLICATIONS SUR L'INTERPRETATION DE LA GEODYNAMIQUE DU PALEOPROTEROZOÏQUE D'AFRIQUE DE L'OUEST A 2.1 Ga. Tectonique. Université d'Orléans, 1998. Français. NNT: . tel-00834040

HAL Id: tel-00834040

<https://theses.hal.science/tel-00834040>

Submitted on 14 Jun 2013

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.



UNIVERSITE D' ORLEANS

THÈSE

Présentée à l'Université d'Orléans
pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ D'ORLÉANS

École Doctorale "Énergétique-Matériaux-Ressources Naturelles-Environnement"

Discipline: Sciences de l'Univers

Spécialité: Géologie Structurale

Par

Gbélé OUATTARA

**STRUCTURE DU BATHOLITE DE FERKESSEDOUGOU
(SECTEUR DE ZUENOULA, CÔTE-D'IVOIRE)**

**IMPLICATIONS SUR L'INTERPRÉTATION DE LA
GEODYNAMIQUE DU PALEOPROTEROZOÏQUE
D'AFRIQUE DE L'OUEST A 2.1 Ga**

Soutenue publiquement le: 18 décembre 1998

devant le jury composé de

M. Serge LEMOINE	Maître de conférences, Université de Cl.-Ferrand	Rapporteur
M. Jean-Paul DEROIN	Ingénieur, BRGM, Caen	Rapporteur
M. Jacques CHARVET	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
M. André POUCKET	Professeur, Université d'Orléans	Examineur
M. Pierre BARBEY	Professeur, CRPG, Nancy	Examineur
M. Claude DELOR	Ingénieur, BRGM, Orléans	Examineur
M. Max VIDAL	Maître de conférences, Université d'Orléans	Directeur de Thèse
M. Bernard GUILLET	Directeur de recherches, CNRS, Orléans	Examineur

AVANT-PROPOS

Avant d'exposer les résultats de ce travail, j'aimerais adresser mes remerciements à tous ceux qui ont facilité sa réalisation.

Je tiens à exprimer toute ma reconnaissance à la direction et à tout le personnel de la SODEMI (Société de Développement Minier de la Côte-d'Ivoire) qui m'ont fait bénéficier d'importants moyens logistiques durant mes trois séjours sur le terrain. En cela j'exprime toute ma gratitude à Monsieur Joseph N'ZI, Directeur de la SODEMI au début de ce travail et à son successeur Monsieur Jean LIKANE. A travers eux, je remercie également Monsieur Kouamé ESSIS qui m'a donné de nombreux conseils et "coups de pouce" afin que mes demandes de moyens logistiques soient vite résolues.

Je remercie chaleureusement Monsieur Jean CAMIL, Directeur des Recherches Minières de la SODEMI dont la perspicacité, l'objectivité et tout particulièrement sa disponibilité m'ont été très bénéfiques. Il a su trouver, quand il le fallait, les moyens nécessaires au près de ses collaborateurs afin que mes "expéditions" dans la savane du pays Gouros soient les moins douloureuses.

Je tiens à remercier tout particulièrement Max VIDAL et André POUCKET. Leurs compétences, leur disponibilité et leur gentillesse en font, respectivement, un directeur de thèse et un co-directeur très sympathiques. Les conditions intellectuelles et matérielles excellentes dans lesquelles j'ai pu mener à bien ma thèse leur sont dues en très grande partie.

Mes remerciements vont aussi à Monsieur Ibrahima DIABY, Directeur de la DG (Direction de la Géologie), à Monsieur Bertin Daouda YAO, Sous-directeur de la Cartographie à la DG et à tous leurs collaborateurs. Par eux j'ai pu bénéficier de nombreux conseils et dépannages.

Je voudrais également remercier chaleureusement Monsieur Lionel LEDUC qui a réalisé, dans le cadre du projet TALISMAN, une partie des traitements des données Landsat de la région de Katiola-Marabadiassa.

Que Messieurs Serge LEMOINE et Jean-Paul DEROIN trouvent ici l'expression de toute ma gratitude pour l'honneur qu'ils me font en acceptant d'être rapporteurs et surtout pour les conseils qu'ils m'ont donné. Je leur suis particulièrement reconnaissant de l'exceptionnelle diligence dont ils ont fait preuve dans cette tâche.

Je voudrais remercier le Professeur Jacques CHARVET, Directeur du Laboratoire de Géologie Structurale qui a bien voulu m'accepter dans son laboratoire et à examiner mon travail. J'ai aussi été très honoré d'être examiné par le Professeur Pierre BARBEY, du CRPG de Nancy. Je n'oublie pas de remercier Monsieur Claude DELOR (Chef de projet au BRGM, Orléans) qui regarde ce travail en tant que spécialiste de la problématique du Paléoprotérozoïque. La perspicacité et l'objectivité de leur regard sur mon travail m'ont été très utiles. Je remercie également Monsieur

Bernard GUILLET (Directeur de recherches au CNRS, Orléans) pour avoir accepté d'être le représentant de l'école doctorale dans ce jury.

Toute ma reconnaissance va également vers Monsieur Yen CHEN (Géophysicien au Département des Sciences de la Terre, Orléans) et Monsieur Eric BOUDOURESQUE (Biologiste, Orléans) qui m'ont initié, respectivement, à l'ASM et à l'identification de quelques espèces végétales. J'ai beaucoup appris à travers les discussions que je j'ai eues avec eux.

Je tiens à remercier Monsieur Philippe ROSSI (BRGM, Orléans) pour avoir accepté de corriger la première version de mon manuscrit. Ses remarques et conseils m'ont été également très utiles.

L'assistance de mes amis Corinne, Manoli, Doumbia, Daniel, Sébastien, Isabelle m'a été d'un grand secours pendant les dernières semaines de ma thèse. Ils ont su me communiquer l'enthousiasme, le perfectionnisme et la combativité sans lesquels je n'aurais pu parvenir au présent résultat.

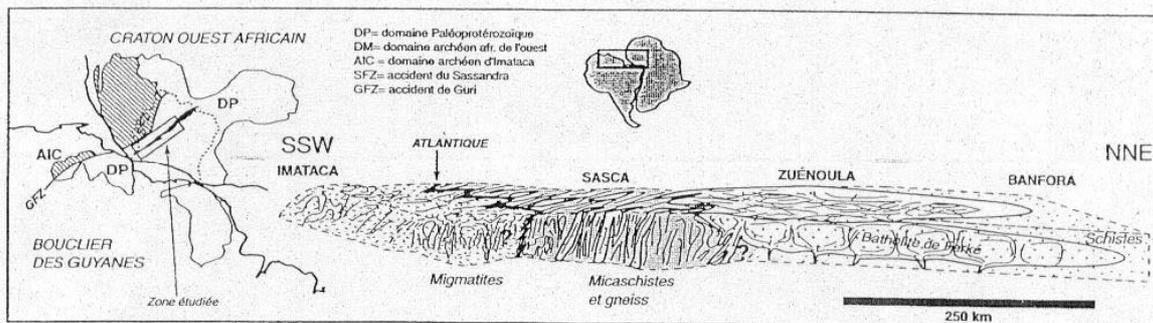
Enfin, je tiens à dire merci à mes parents qui ont longtemps souffert de mon absence et à qui je dédie particulièrement ce travail. A Katinan, à Colette et à tous mes proches.

RÉSUMÉ

La période à 2.1 Ga du Craton d'Afrique de l'Ouest est une période de production massive de leucogranites. Le batholite de Ferkessédougou (Côte-d'Ivoire) est, tant du point de vue de sa localisation, de son extension, que de son histoire dans la littérature géologique, un élément majeur de l'interprétation de la géodynamique du Paléoprotérozoïque. Tour à tour considéré comme un granite de ride eugéosynclinale puis un granite typique de collision de type moderne il n'en demeure pas moins le jalon d'un accident crustal NNE-SSW important du Paléoprotérozoïque: le linéament GFB (Greenville-Ferkessédougou-Bobodioulasso). Son étude et son interprétation s'inscrivent dans le débat sur la validité de la tectonique des plaques à cette période.

Par analyse satellitale nous montrons que ce batholite de 400 km de long sur une cinquantaine de large est en fait constitué d'une grande quantité de plutons adjacents relativement proches pétrographiquement. Le contexte général de son encaissant métavolcanique et/ou métasédimentaire birimien (2.2 Ga à 2.1 Ga) faiblement déformé et épizonal ainsi que l'absence de déformations tangentielles additionnelles traduisent la faiblesse de l'épaississement crustal synchrone de sa genèse.

Sa fabrique déterminée par analyse structurale classique et analyse de susceptibilité magnétique est double. La première "magmatique" est le plus souvent coaxiale, d'orientation et de pendages variables. Elle dessine des trajectoires courbes et traduit la mise en place des plutons. Elle est l'équivalent de ce qui a été rapporté à la déformation D_1 autour de granites plus anciens. La seconde, magmatique à post-solidus, beaucoup mieux réglée, souvent constrictive ou noncoaxiale, est l'image d'un champ de contrainte régional transcurent qui se rapporte à la déformation D_2 classique dans la chronologie du craton birimien. Les plutons du batholite granitique de Ferké sont syntectoniques de cette grande phase de raccourcissement (2.1 Ga à 2.07 Ga) du Birimien.



Le passage en revue des différents modèles de plutons, l'analyse du secteur SW de la Côte-d'Ivoire présentant des dykes de granite à deux micas et des faciès métamorphiques de plus haut grade, un survol des formations de l'Imataca au Surinam, ainsi que le bilan de l'analyse structurale, nous amènent à proposer un modèle 3D pour le batholite de Ferké.

Il correspondrait à un ensemble de petits plutons de forme laccolitique engagés dans la croûte superficielle entre les métasédiments épizonaux birimiens dit "de bassin" et des gneiss et micaschistes probablement d'âge compris entre 2.2 et 2.1 Ga. Ces plutons seraient alimentés par un faisceau de dykes issus de la fracturation par ouverture en pull-apart du bassin sédimentaire SASCA-Bandama-Bobodioulasso. La fusion de la croûte essentiellement de type ceinture verte/TTG (absence de traces de matériel archéen), à la verticale du bassin subsident, aura incorporé du matériel sédimentaire de bassin. L'apport de chaleur nécessaire à la compensation de la faiblesse de l'épaississement aurait été fourni par le jeu décrochant des fractures majeures des pull-aparts. La place nécessaire à la mise en place des plutons exige une montée de ces derniers à la fin de la période extensive à la faveur de multiples cauldron-subsidences. Les conditions et régimes des deux déformations principales impliquent un lapse de temps très court entre la stabilisation de l'ouverture des bassins et leur fermeture.

Par ailleurs la variation du niveau structural du Nord-Est vers le Sud-Ouest, en particulier vers la zone probable de l'équivalent-racine au Vénézuéla-Surinam, montre un approfondissement et le rapprochement d'une croûte archéenne vers le SW alors qu'elle n'était jusqu'à présent reconnue que vers l'Ouest (Guinée, Dorsale de Man) ou soupçonnée vers l'Est du Ghana.

Mots-clés: Craton Ouest Africain, Paléoprotérozoïque, Birimien, Eburnéen, Batholite de Ferkessédougou, Domaine Sasca, Imataca, Leucogranite, Granite à deux micas, Téléanalyse satellitale, Anisotropie de susceptibilité magnétique, Déformation périplutonique, Foliation magmatique, Décrochement, Collision, Forme laccolitique, Pull-apart, Multi-cauldron-subsidence.

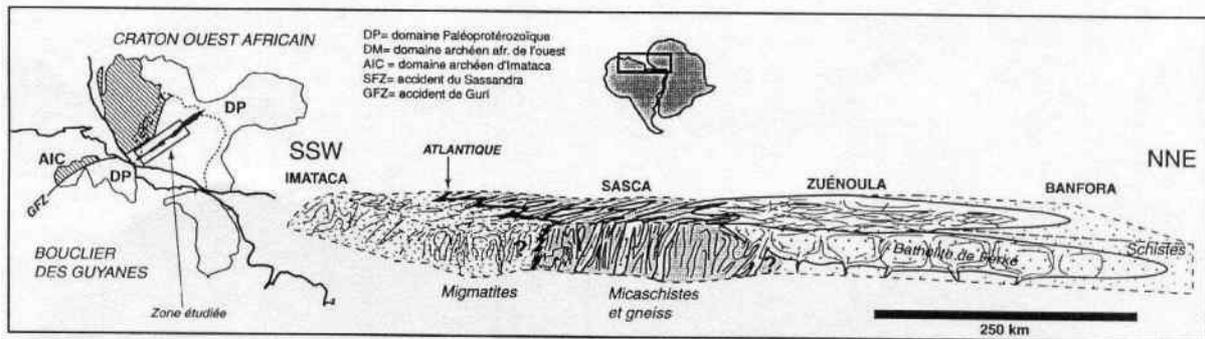
ABSTRACT

In the West African Craton, the 2.1 Ga period is a major stage of leucogranite production. Because of its localization, its extension as much as its history in the geological literature, the batholith of Ferkessédougou (Côte-d'Ivoire) is a main element for the interpretation of the Paleoproterozoic geodynamics.

Interpreted as a typical granite of eugeosynclinal then as typical of collision of the modern type, it is in any case a NNE-SSW oriented crustal accident significant of Paleoproterozoic: the GFB (Greenville-Ferkessédougou-Bobodioulasso) lineament. Its study and its interpretation fall under the debate of the validity of plate tectonics at this period.

As a matter of fact, by remote sensing, we show that this 400 km length batholite on about fifty broad consists in an important quantity of adjacent plutons which are petrographically relatively close. The general context of slightly deformed and epizonal metavolcanic and/or metasedimentary birimian (2.2 Ga to 2.1 Ga) wall-rocks, as well as the absence of additional tangential deformations express the weakness of the crustal thickening synchronous of its genesis.

Its fabric, determined by traditional structural analysis and AMS (Anisotropy of Magnetic Susceptibility), is double. The first foliation (magmatic) is generally coaxial with varied orientation and dips. This foliation draws curved trajectories and expresses the intrusion of plutons. It is the equivalent of what was brought back to the deformation D_1 around older granites. The second foliation (from magmatic to post-solidus), which is much better well-ordered and often constrictive or noncoaxial, is the result of a regional strain transcurrent field which refers to the deformation D_2 . This latter is well-known in the chronology of the birimian craton. The plutons of the granitic batholith of Ferké are syntectonic of this birimian main shortening stage (2.1 Ga-2.07 Ga).



From the review of the various models of plutons, the analysis of the SW sector of Côte-d'Ivoire showing two-micas granite dykes and metamorphic facies of higher range, a review of the Imatata formations in Surinam, as well as the assessment of the structural analysis, we propose a 3D model for the batholith of Ferké.

This latter may correspond to a set of small plutons of laccolithic form intruded into the superficial crust between birimian epizonal metasediments known as "metasediments of basin" and gneiss and micaschists of age probably ranging between 2.2 and 2.1 Ga. These plutons may arise from dykes resulting of fracturing by pull-apart opening of the SASCA-Bandama-Bobodioulasso sedimentary basin. The melting of the old greenstone-belts/TTG type crust (absence of traces of Archean basement), which occurs vertically compared to the subsident basin, will have incorporated material of sedimentary basin. The necessary contribution of heat for the compensation of the weakness of thickening would have been provided by the strike-slip faults of the pull-aparts. The volume required for the installation of plutons needs a rise of these latter at the end of the extensive period thanks to many cauldron-subsidences. The conditions and modes of the two principal deformations imply a short time run between the stabilization of the opening of the basins and their closing.

In addition, the variation of the structural level from North-East towards South-West, particularly towards the probable zone of the equivalent-root in Venezuela-Surinam, shows a deepening and the bringing together of an archean crust towards the SW whereas it was recognized only towards the West up to now (Guinea, Dorsale of Man) or was only suspected towards the East of Ghana.

Key words: West African Craton, Palaeoproterozoic, Birimien, Eburnean, Ferkessédougou batholite, Sasca area, Imatata, Leucogranite, Two micas Granite, Remote sensing, Anisotropy of magnetic susceptibility, Periplutonic deformation, Magmatic foliation, Strike-slip, Collision, Laccolithic form, Pull-apart, Multi-cauldron-subsidence.

SOMMAIRE

<u>INTRODUCTION</u>	1
<u>CHAPITRE I : LE PRÉCAMBRIEN CADRE GÉOLOGIQUE</u>	
<u>DU CRATON OUEST-AFRICAÏN ET SITES D'ÉTUDE</u>	5
I. LES GRANDS TRAITS DE LA GÉOLOGIE DE L'ARCHEEN ET DU PALEOPROTEROZOÏQUE	7
II. LE CRATON OUEST-AFRICAÏN	13
LA DORSALE DE MAN	13
PROBLÉMATIQUE DU PALÉOPROTÉROZOÏQUE	16
<i>Nature du substratum du Paléoprotérozoïque</i>	17
<i>Lithostratigraphie des formations du Paléoprotérozoïque</i>	18
<i>La structuration du Birimien</i>	20
<i>Les caractères des granitoïdes du craton ouest-africain</i>	24
III. PRÉSENTATION DES SECTEURS D'ÉTUDE	33
<u>CHAPITRE II : TÉLÉANALYSE SATELLITALE - ANALYSE TEXTURALE ET NUMÉRIQUE</u>	39
I. LA RÉGION DE ZUÉNOULA	43
<i>Analyse spectrale analogique</i>	43
<i>Essai d'analyse spectrale numérique</i>	53
<i>Essai d'analyse des relations Teinte/Végétation/Substratum</i>	67
II. LA REGION DE KATIOLA-MARABADIASSA (IMAGERIE LANDSAT TM)	76
<i>Introduction</i>	76
<i>Géographie physique du secteur et télèanalyse</i>	76
<i>Analyse texturale</i>	77
<i>Traitements spécifiques</i>	82
III. APPORT DE L'IMAGERIE RADAR ERS À LA CARTOGRAPHIE DES GRANITOÏDES ET DU BATHOLITE DE Ferké (RÉGION DE FERKESÉDOUGOU)	86
IV. EXTENSION DES MÉTHODOLOGIES ET CONCLUSIONS À D'AUTRES RÉGIONS DE L'AFRIQUE DE L'OUEST (EXEMPLE DE L'EST DE LA GUINÉE, IMAGERIE LANDSAT TM): VERS D'AUTRES RECHERCHES?	90
V. APPORT DE LA TÉLÉANALYSE SATELLITALE À LA CARTOGRAPHIE, CONCLUSION GÉNÉRALE	105
<u>CHAPITRE III : ÉTUDE DES FORMATIONS CONSTITUANT LE CONTEXTE</u>	
<u>DE MISE EN PLACE DU BATHOLITE DE Ferké</u>	109
<i>(Pétrographie, Minéralogie, Analyse structurale, Conditions de cristallisation des minéraux métamorphiques)</i>	
INTRODUCTION	111
I. Première Partie: BORDURE EST DU BATHOLITE DE Ferké	113
LES GRANITOÏDES	113
LES ROCHES VOLCANIQUES ET SÉDIMENTAIRES	135
II. Deuxième Partie: BORDURE OUEST DU BATHOLITE DE Ferké	150
LES GRANITOÏDES	150
LES ROCHES VOLCANIQUES ET SÉDIMENTAIRES	158
II. CONCLUSION À L'ÉTUDE PÉTRO-STRUCTURALE	162
<u>CHAPITRE IV : ÉTUDE PÉTRO-STRUCTURALE DU BATHOLITE DE Ferké</u>	167
INTRODUCTION	169
I. ANALYSE PÉTRO-STRUCTURALE DES MASSIFS GRANITIQUES	171
<i>(Composition des phases minérales, Fabriques minérales, Anisotropie de Susceptibilité Magnétique, Interprétation et Discussion des données structurales)</i>	
RÉGION DE ZUÉNOULA	186
<i>LE MASSIF DU VILLAGE MOSSI</i>	171

LES MASSIFS DE GOHITAFLA-OURÉÏTAFLA-CAMPEMENT SENOULO-GUÉRIAFLA	186
LES MASSIFS DE KOURÉFLA ET DE L'EST DE DE BONGOFLA	207
L'APOPHYSE GRANITIQUE DE DANANGORO	215
LE MASSIF DE SOUKOUROUGBAN (BANDE OUEST)	220
QUELQUES MASSIFS EN BORDURE	222
AUTRES MASSIFS GRANITIQUES (ZONE SASCA)	223
II. CONDITIONS P-T DE CRISTALLISATION DES MINÉRAUX / RELATIONS AVEC LES TRAJECTOIRES	232
CONDITIONS P-T DE LA DÉFORMATION	232
TRAJECTOIRES DES FOLIATIONS ET GÉOMÉTRIES DES MASSIFS	234
<i>Région de Zuénoula</i>	234
<i>Domaine Sasca</i>	235
III. CONCLUSION GÉNÉRALE	239
<u>CHAPITRE V : SYNTHÈSE ET DISCUSSION</u>	247
INTRODUCTION	249
I. LES HYPOTHÈSES SUR LES MÉCANISMES DE MISE EN PLACE DES MASSIFS GRANITOÏDES	
QUELQUES EXEMPLES	249
II. CAS DU BATHOLITE DE FERKÉ	
PROPOSITION DE MODÈLES	259
III. VUE GÉNÉRALE SUR LA MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES DE LA CÔTE-D'IVOIRE À 2,1 Ga	269
IV. COMPARAISON CRATON OUEST-AFRICAÏN / BOUCLIER GUYANAÏS (Nord de l'Amérique du Sud)	270
<u>CONCLUSION GÉNÉRALE</u>	275
<u>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>	279
<u>ANNEXES</u>	
I. RAPPELS SUR LES CAPTEURS SPOT ET LANDSAT TM - MÉTHODOLOGIE DE BASE	I
II. OUTILS D'ANALYSE PÉTRO-STRUCTURALE, DÉFINITION DES OBJETS ET DES TERMES USUELS	XXXI

INTRODUCTION

Les derniers travaux sur le Protérozoïque inférieur (ou Paléoprotérozoïque) du craton ouest-africain [Boher *et al.* (1992), Hirdes *et al.* (1992), Nikiéma *et al.* (1993), Delor *et al.* (1995a), Vidal *et al.* (1987, 1996), Pouclet *et al.* (1996), Doumbia (1997), Doumbia *et al.* (1998)] et, en particulier sur la Côte-d'Ivoire, convergent vers l'établissement d'un modèle géodynamique qui se déroule en deux grandes étapes:

- Entre 2,2 Ga et 2,15 Ga: des ceintures de roches vertes tholéitiques se forment en contexte océanique juvénile avec édification de plateaux océaniques. Des plutons de type TTG (Tonalite, Trondhjemite, Granodiorite) se mettent en place, dans un contexte géodynamique de type Archéen et induisent une déformation de volume accompagnée de métamorphisme dans les ceintures;
- Des bassins de sédimentation terrigène et de volcanisme calco-alcalin s'ouvrent, refermés, par la suite, lors d'un raccourcissement NW-SE initiateur de plis et de grands décrochements vers 2,1 Ga. Une masse importante de granites se met en place durant cette période.

Le **batholite de Ferkessédougou** ou **Ferké** (Côte-d'Ivoire) fait partie des granitoïdes qui se mettent en place tardivement autour 2094±6 Ma (Kouamélan, 1996; Doumbia, 1997). C'est un vaste batholite pluriplutonique très étendu (sur plus de 500 km) et allongé depuis la frontière du Burkina Faso au NE jusqu'au domaine "SASCA" au SW de la Côte-d'Ivoire. Sa composition dominante est celle d'un granite à deux micas avec un chimisme aluminopotassique. Sa structure linéaire horizontale orienté N-NE, remarquable sur une si longue distance, l'a fait qualifier de granite syntectonique car postérieur à tous les sédiments des bassins et concordant aux plis N-NE de la déformation compressive tardive. Il a été interprété [Tagini (1971), Yobou (1993)] comme le dernier événement éburnéen (intrusions et déformations d'âge compris entre 2,4 Ga et 1,8 Ga) provenant de la subduction-collision de deux provinces birimiennes et marqué par la dernière déformation compressive éburnéenne. Cette hypothèse n'est pas partagée par tous, notamment par l'absence de tectonique tangentielle et d'assemblages minéralogiques de haut grade [Delor *et al.* (1995c), Vidal *et al.* (1996)].

Le but de ce travail est d'établir, par des études téléanalytiques, pétrographiques et structurales la structure du batholite de Ferkessédougou, une estimation de son substratum ainsi que les mécanismes et conditions de sa mise en place. La comparaison de son style tectonique avec celui des granitoïdes plus anciens (à signature de type TTG archéen; Dombia, 1997) en Côte-d'Ivoire et dans d'autres régions du craton ouest-africain nous permettra de replacer les granitoïdes du domaine Paléoprotérozoïque dans leur contexte géodynamique.

Outre le Paléoprotérozoïque, nous nous sommes intéressés à la cartographie par téléanalyse des granitoïdes d'âge Archéen et Birimien de la Guinée Orientale. La comparaison des données obtenues dans les deux domaines nous permettront de mieux cerner la géométrie en surface des granitoïdes du craton Ouest-Africain.

Notre analyse se déroulera en trois étapes:

- la téléanalyse: outil d'aide à la cartographie de terrains précambriens,
- analyse de l'encaissant du batholite de Ferké,
- analyse du batholite de Ferké.

Au sein des questions posées sur la structuration du Paléoprotérozoïque, le batholite de Ferké occupe une place de choix de par sa position au milieu du craton et les particularismes de sa pétrographie. Nous mettrons l'accent sur les analyses suivantes:

- (1) Analyse pétro-structurale de l'encaissant et évaluation des conditions métamorphiques de la mise en place du batholite de Ferké. Etude des relations entre le batholite de Ferké et les formations qui lui sont associées;**
- (2) Analyse de la géométrie locale et globale du batholite de Ferké, par téléanalyse et levés de terrain;**
- (3) Analyse des déformations du batholite et des liaisons entre sa fabrique et sa géométrie;**
- (4) Structure profonde et origine de ce grand batholite;**
- (5) Discussion et proposition de modèles structuraux de mise en place du batholite. Implications pour la mise en place des autres granitoïdes de Côte-d'Ivoire autour de 2,1 Ga.**

Le mémoire est divisé en cinq chapitres:

- Le **Premier chapitre** donne un bref aperçu du Précambrien, du craton ouest-africain et de la problématique du Paléoprotérozoïque et des granitoïdes. Nous terminerons en situant les sites d'étude.

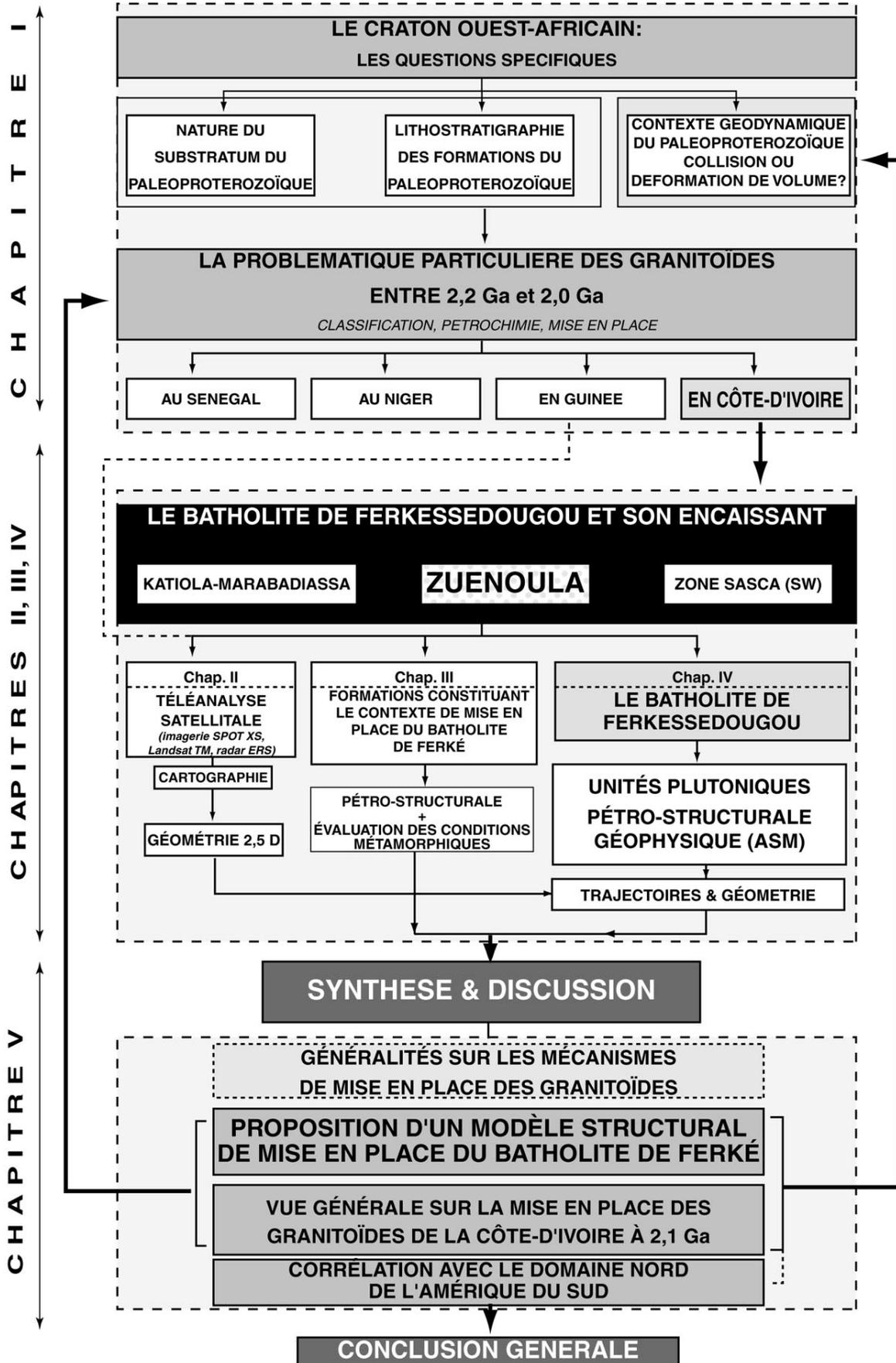
- Le **Deuxième chapitre** est consacré à la télanalyse satellitale. Cet outil nous permettra d'identifier d'une part les unités lithologiques et d'autre part d'étudier les réponses (analogiques, texturales et numériques) en insistant sur l'organisation texturale des linéaments. Cette étude concerne le domaine paléoprotérozoïque du centre de la Côte-d'Ivoire dans les régions de Zuénoula et de Katiola-Marabadiassa, et les domaines archéen et paléoprotérozoïque de l'est de la Guinée. Les interprétations des structures linéamentaires nous permettront de faire une esquisse structurale des formations granitoïdes et de leurs relations avec l'encaissant. Outre l'interprétation des structures linéamentaires, la télanalyse satellitale nous permettra de proposer des solutions d'aide à la cartographie des terrains précambriens d'Afrique de l'Ouest.

- Le **Troisième chapitre** sera consacré à une analyse pétro-structurale des formations constituant l'encaissant du batholite de Ferké. Cette analyse nous permettra d'évaluer les conditions métamorphiques liées à la mise en place du batholite de Ferké.

- Le **Quatrième chapitre** est consacré à l'étude du batholite de Ferké. Ce chapitre est subdivisé en deux grandes parties. La première partie est consacrée à l'étude pétro-structurale, de quelques massifs granitiques des régions de Zuénoula et du SW de la Côte-d'Ivoire (domaine SASCA). Dans la deuxième partie nous traiterons des trajectoires et de la géométrie du batholite de Ferké.

- Le **Cinquième chapitre** est consacré à la discussion et à la synthèse. Dans un premier temps, nous rappellerons les hypothèses émises par certains auteurs sur la mise en place de massifs granitoïdes, avec quelques exemples. Dans un deuxième temps, après avoir rappelé les grands points de nos travaux, nous discuterons sur le(s) mécanisme(s) de mise en place du batholite de Ferké. Nous proposerons ensuite un modèle de mise en place des granitoïdes d'Afrique de l'Ouest et particulier de Côte-d'Ivoire autour de 2,1 Ga.

La logique du développement de notre travail est représentée par l'organigramme de la page 4.



Organigramme montrant notre démarche dans ce travail.

CHAPITRE I

LE PRECAMBRIEN

CADRE GEOLOGIQUE DU CRATON OUEST-AFRICAIN

ET SITES D'ETUDE

I. LES GRANDS TRAITES DE LA GEOLOGIE DE L'ARCHEEN ET DU PALEOPROTEROZOÏQUE

L'histoire du Précambrien concerne l'ensemble des formations dont l'âge est compris approximativement entre 3800 Ma et 580 Ma. Le Précambrien comprend l'Archéen et le Protérozoïque selon les subdivisions de Plumb (1991):

P R E C A M B R I E N						
A R C H E E N			P R O T E R O Z O Ï Q U E			
3 800 Ma ?	3 400 Ma	2500 Ma	1600 Ma	900 Ma	580 Ma	
inférieur	moyen	supérieur	inférieur ou Paléoproterozoïque	moyen	supérieur	

Tableau I- 1: Subdivisions du Précambrien (Plumb, 1991).

I-1: REPARTITION DES GRANDS ENSEMBLES PLUS VIEUX QUE 2 Ga

Les formations de l'Archéen et du Protérozoïque, vieilles de plus de 2 Ga, constituent une faible part des affleurements dans le monde. Ce sont de petits noyaux désignés sous le nom de *cratons archéens* (fig. I-1). Lorsque ces cratons sont de grands affleurements, on parle de *boucliers* qui servent de substratum aux séries sédimentaires phanérozoïques (âge < 580 Ma). Les chaînes les plus récentes (chaînes calédonienne, varisque, alpine,...) peuvent également se développer autour de ces boucliers.

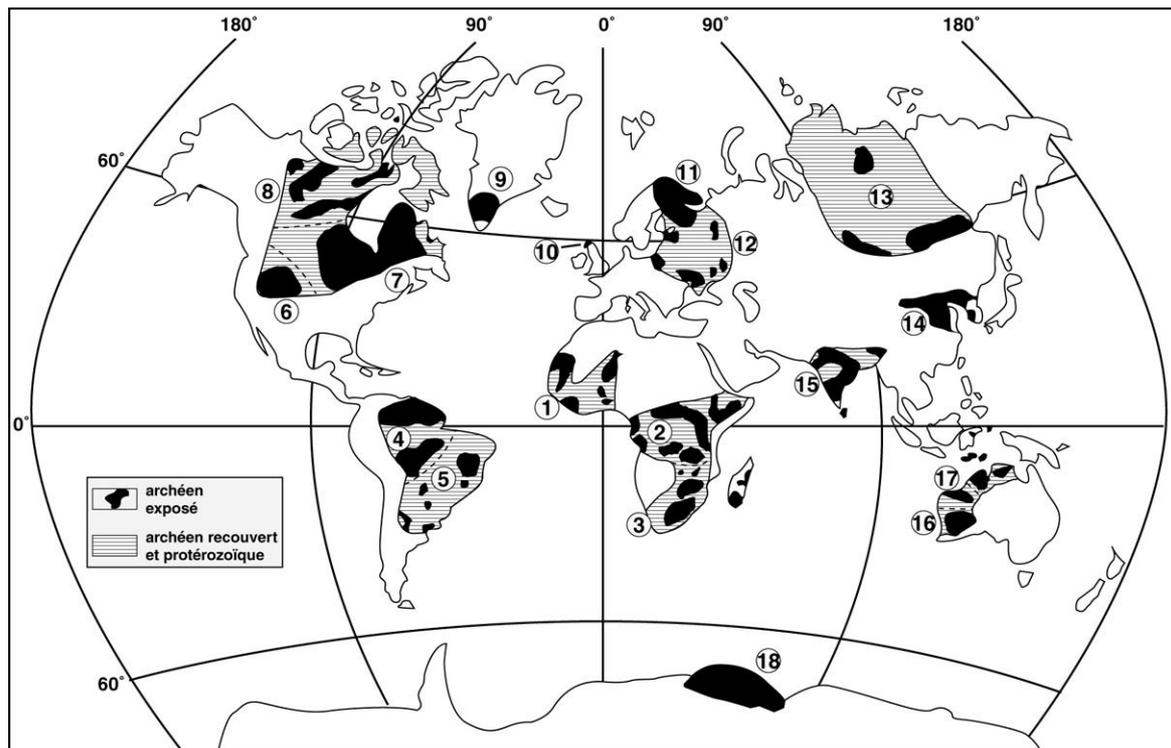


Figure I-1: Répartition des noyaux archéens dans le monde (modifié d'après Condie, 1981 et Goodwin, 1991; in Martin, 1994) - 1: craton ouest-africain; 2: cratons centre-africains (Congo et Tanzanie); 3: cratons sud-africains (Zimbabwe et Kaapvaal); 4: craton amazonien; 5: craton de São Francisco; 6: craton de Wyoming; 7: bouclier canadien; 8: bouclier des esclaves; 9: bouclier groënlandais; 10: bouclier écossais; 11: bouclier baltique; 12: bouclier ukrainien; 13: craton sibérien; 14: craton sino-coréen; 15: craton indien; 16: craton de Yilgarn; 17: craton de Pilbara; 18: craton de Napier.

Les roches précambriennes les plus anciennes connues sont les gneiss du lac de l'Esclave au Canada (datés à 4016 Ma), les formations ferrifères d'Akilia au Groënland dont l'âge est supérieur à 3850 Ma et 4018 Ga sur des zircons détritiques en Australie (Compston et Pidgeon, 1986). Des âges supérieurs à 4200 Ma ont été déterminés sur des zircons détritiques dans les quartzites du mont Narryer en Australie occidentale (Kinny *et al.*, 1990).

I-2: LES QUESTIONS FONDAMENTALES

• Théorie de la formation des continents

Selon plusieurs arguments, l'accrétion de la Terre a été suivie par d'intenses bombardements météoritiques sur plusieurs centaines de millions d'années (Taylor et McLennan, 1985) et de mouvements de convection du manteau. Ceci aurait entraîné un recyclage des continents les plus anciens dans le manteau. L'essentiel de la croûte continentale se serait

formée au Précambrien, avec un accroissement rapide (fig. I-2) à la limite de l'Archéen et du Protérozoïque (Veizer et Jansen, 1979; Nelson et DePaolo, 1985; Condie, 1990).

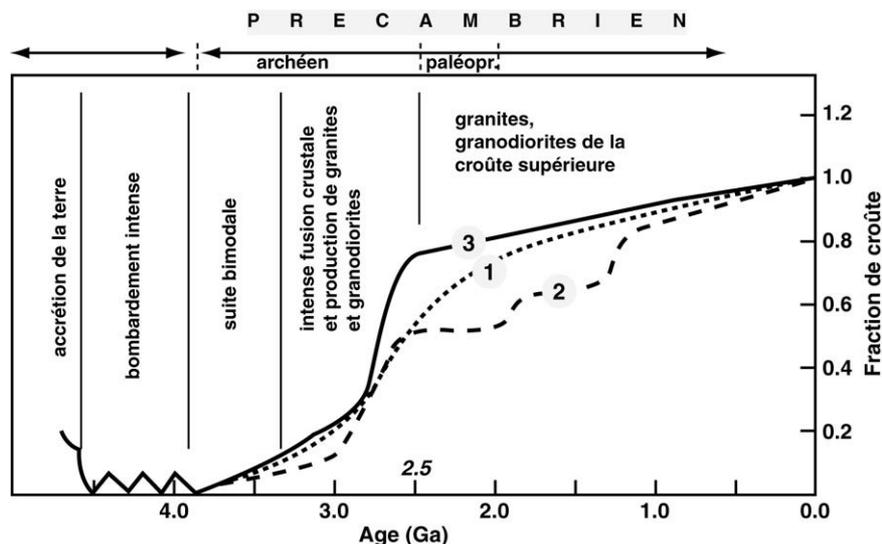


Figure I- 2: Modèles de croissance de la croûte continentale en fonction du temps. Accroissement rapide à la limite archéen-protérozoïque (courbes 1 et 3) selon, respectivement, Veizer et Jansen (1979), Taylor et Mc Lennan (1985). La courbe 2 montre plutôt une croissance épisodique de la croûte continentale au Protérozoïque (Nelson et DePaolo, 1985).

On assiste à un changement dans l'histoire de la Terre autour de 2,5 Ga. Il y a une production massive de granites et roches volcaniques qui constituent les ceintures de roches vertes ("Greenstone belts"), et qui se poursuit au Protérozoïque inférieur (Paléoprotérozoïque).

• L'Archéen

Les complexes granulitiques et granites archéens sont présents dans tous les boucliers. Ce sont généralement des gneiss basiques, des gneiss charnockitiques et enderbitiques, des amphibolites liées à un métamorphisme rétrograde. On note également la présence de formations ferrifères caractéristiques et de quartzites alumineux.

La plupart des études géochimiques ont montré le caractère tonalitique et trondhjémitique dominant des gneiss et granites (Martin *et al.*, 1983b; Martin, 1994). Les roches à signature granodioritique sont également observées. Cet ensemble de caractères a permis de définir l'association de type **TTG** (Tonalite, Trondhjémite, Granodiorite) des

formations archéennes (Jahn *et al.*, 1981; Martin *et al.*, 1983b). Les TTG sont pauvres en terres rares lourdes et montrent fréquemment l'absence d'anomalie en europium (Martin, 1987, 1993).

Ces roches sont intensément déformées avec des structures qui se disposent en *vastes dômes ovales* (cratons sibérien et australiens). Ces structures montrent une *tectonique verticale* de type diapirique à l'Archéen.

Les ceintures de roches vertes reposeraient dans la majorité des cas sur des gneiss appelés "**gneiss gris**" (Martin, 1994). Les plus anciennes sont ultramafiques à mafiques (komatiites définies à Baberton dans le craton du Kaapvaal par Viljoen et Viljoen en 1969) et sont caractérisées par de fortes teneurs en MgO (19 à 30% en poids). Elles sont suivies de séries tholéïtiques des planchers océaniques qui commencent à s'enrichir en terres rares lourdes et en aluminium. La différenciation de ces dernières donne des roches calco-alkalines. L'association des roches tholéïtiques et calco-alkalines est présente également dans tous les cratons et boucliers. Les sédiments détritiques accompagnent le volcanisme.

Les ensembles volcano-sédimentaires sont souvent métamorphisés par les gneiss et granites archéens et protérozoïques. Le contact entre les gneiss et les granites est soit concordant, soit oblique ou soit tectonique.

• Le Protérozoïque

Durant cette période, la croûte s'épaissit avec la production massive de matériels volcanique, sédimentaire et surtout granitoïdique. On assiste à l'individualisation de deux types de croûte: **océanique et continentale**. L'épaississement peut s'expliquer de plusieurs manières:

- la **subduction** de croûte océanique chaude, sous une croûte continentale ou dans le manteau également chaud, est accompagnée d'une déshydratation de la croûte océanique. Ceci favorise la métasomatose et/ou la fusion partielle du manteau et de la croûte continentale. De nouveaux matériels de composition calco-alkaline sont générés pour épaissir la croûte continentale [Wyllie (1979, 1983); Drummond et Defant (1990); Wareham *et al* (1997)]. Ceci

rejoint le mécanisme d'**accrétion latérale** suggéré par Martin (1986, 1993, 1994). Le flux de chaleur élevé à l'Archéen aurait favorisé ce scénario;

- la **collision** entre deux croûtes continentales à la fin d'une subduction donne lieu à la création des chaînes de montagne par charriage;

- le mécanisme de **sous-plaquage** ou "**underplating**" se traduit par plusieurs charriages et imbrications entre deux croûtes océaniques (Kröner et Layer, 1992). L'augmentation de la température et de la fracturation qui accompagnent cet empilement provoque une subsidence et la fusion du matériel basique. Les magmas calco-alcalins générés remontent pour donner des tonalites et trondhjémites. Ce mécanisme a été décrit pour la formation de la croûte archéenne du Kaapvaal en Afrique du Sud (De Wit *et al.*, 1992)-(voir fig. I-3).

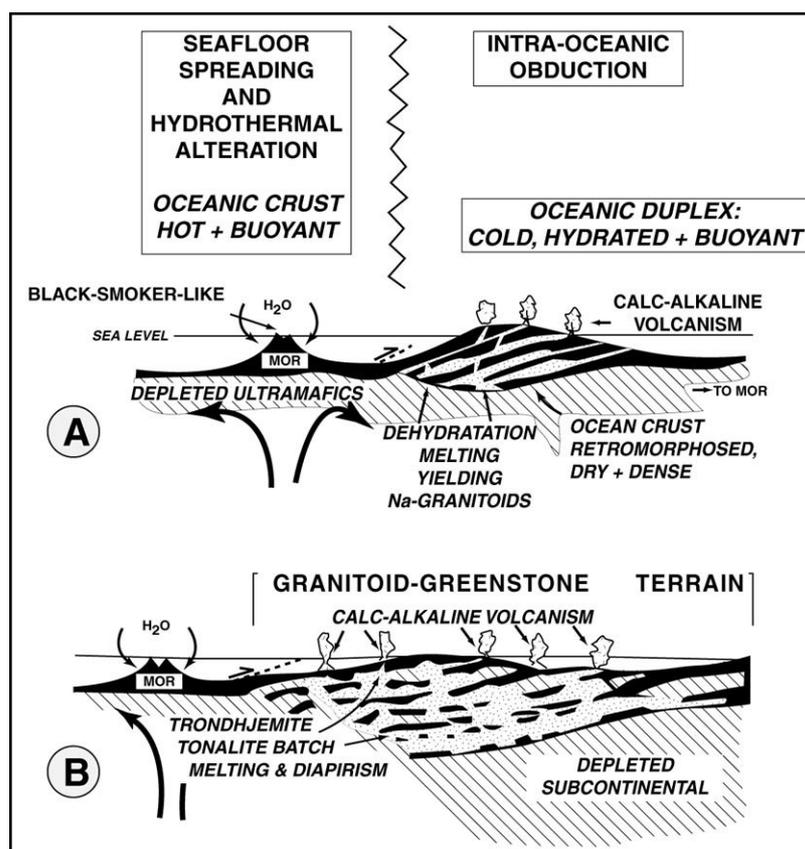


Figure I-3: Modèle de formation de la croûte continentale à l'Archéen selon De Wit *et al.*, 1992. L'imbrication et l'obduction sont dominantes. Ce processus est semblable à l'*underplating*. La déshydratation de la croûte océanique (A) engendre une fusion partielle pour donner d'importantes quantités de magmas calco-alcalins (B).

Les formations volcaniques protérozoïques de nature tholéiitique se forment dans les rides médio-océaniques. Elles deviennent de plus en plus calco-alcalines dans les arcs insulaires. Les sédiments détritiques sont plus ou moins évolués (arkoses, grès, pélites, conglomérats).

Les granitoïdes s'enrichissent en potassium, en aluminium et présentent une anomalie en europium qui traduit un fractionnement du plagioclase. Ils proviennent de la fusion, soit de granitoïdes plus anciens, soit de la croûte continentale formée par épaissement de roches volcaniques et sédimentaires.

Au niveau structural, on note un changement important dans la croûte. On passe d'une tectonique verticale (type diapirique) à l'Archéen à une structuration linéaire horizontale dominante au Protérozoïque inférieur (ou Paléoprotérozoïque), [Pons *et al.* (1995)]. Les formations sont affectées par plusieurs épisodes de déformation et de failles crustales. Le gradient de métamorphisme baisse également.

Ces ensembles protérozoïques viennent ensuite se souder aux terrains archéens qui en constituent les noyaux. Le mécanisme à l'origine de ce collage est actuellement mal connu.

• Traits particuliers du Paléoprotérozoïque du craton ouest-africain

Le craton ouest-africain, qui fera l'objet d'une synthèse un peu plus loin, présente quelques particularités dans le domaine paléoprotérozoïque:

- on y note une abondance de roches vertes qui forment des **ceintures** autour des granitoïdes postérieurs (Pouclet *et al.*, 1996; Vidal *et al.*, 1996; Doumbia, 1997; Doumbia *et al.*, 1998). Cette abondance pourrait s'expliquer par l'existence d'un important plancher océanique. Sa fusion partielle aurait généré également une masse importante de granites;
- l'absence de roches de profondeur (d'âge archéen) dans le domaine paléoprotérozoïque;
- structuration linéaire des granitoïdes d'âge autour de 2,1 Ga.

II. LE CRATON OUEST-AFRICAIN

Cette deuxième partie a pour but d'établir une mise à jour de tous les travaux et de montrer l'évolution des connaissances sur le craton ouest-africain. A partir de cet ensemble de données, nous aborderons la géologie, principalement, celle des granitoïdes dans le craton et dans le centre de la Côte-d'Ivoire. Nous définirons les objectifs de notre étude et terminerons en présentant les sites d'étude.

C'est depuis les travaux de Bessoles (1977) que la géologie de l'Afrique de l'Ouest est plus connue. Elle associe à la fois des terrains de l'Archéen et du Protérozoïque inférieur (ou Paléoprotérozoïque). Ces terrains constituent le craton ouest-africain regroupant (fig. I-4): - la dorsale de Man, - la dorsale de Réguibat - et les "fenêtres" de Kéniéba et Kayes. Ils sont limités par des zones mobiles d'âge panafricain à hercynien : - à l'Est les Dahomeyides et le domaine pharusien, - à l'Ouest les Rockelides et les Mauritanides, - au Nord le domaine panafricain de l'Anti-Atlas marocain. La dorsale de Man et la dorsale de Réguibat sont séparées par le bassin sédimentaire (Paléozoïque à post-Paléozoïque) de Taoudéni (fig. I-4). Seule la dorsale de Man sera décrite ci-dessous.

II-1: LA DORSALE DE MAN

La dorsale de Man est constituée de deux grands domaines: le domaine occidental et le domaine oriental.

II-1-1: Le domaine occidental:

Appelé **Kénéma-Man**, il regroupe les **formations archéennes** constituées de migmatites, granulites, gneiss gris granulitiques, charnockites. Ces formations sont d'âge pré-léonien (> 3,2 Ga), léonien (~ 2,95 Ga) et libérien (~ 2,75 Ga), (Beckinsale *et al.*, 1980; Rollinson et Cliff, 1982; Camil *et al.*, 1983; Camil, 1984; Wright *et al.*, 1985). Des âges plus précis ont été obtenus par Kouamelan (1996), Kouamelan *et al.* (1997).

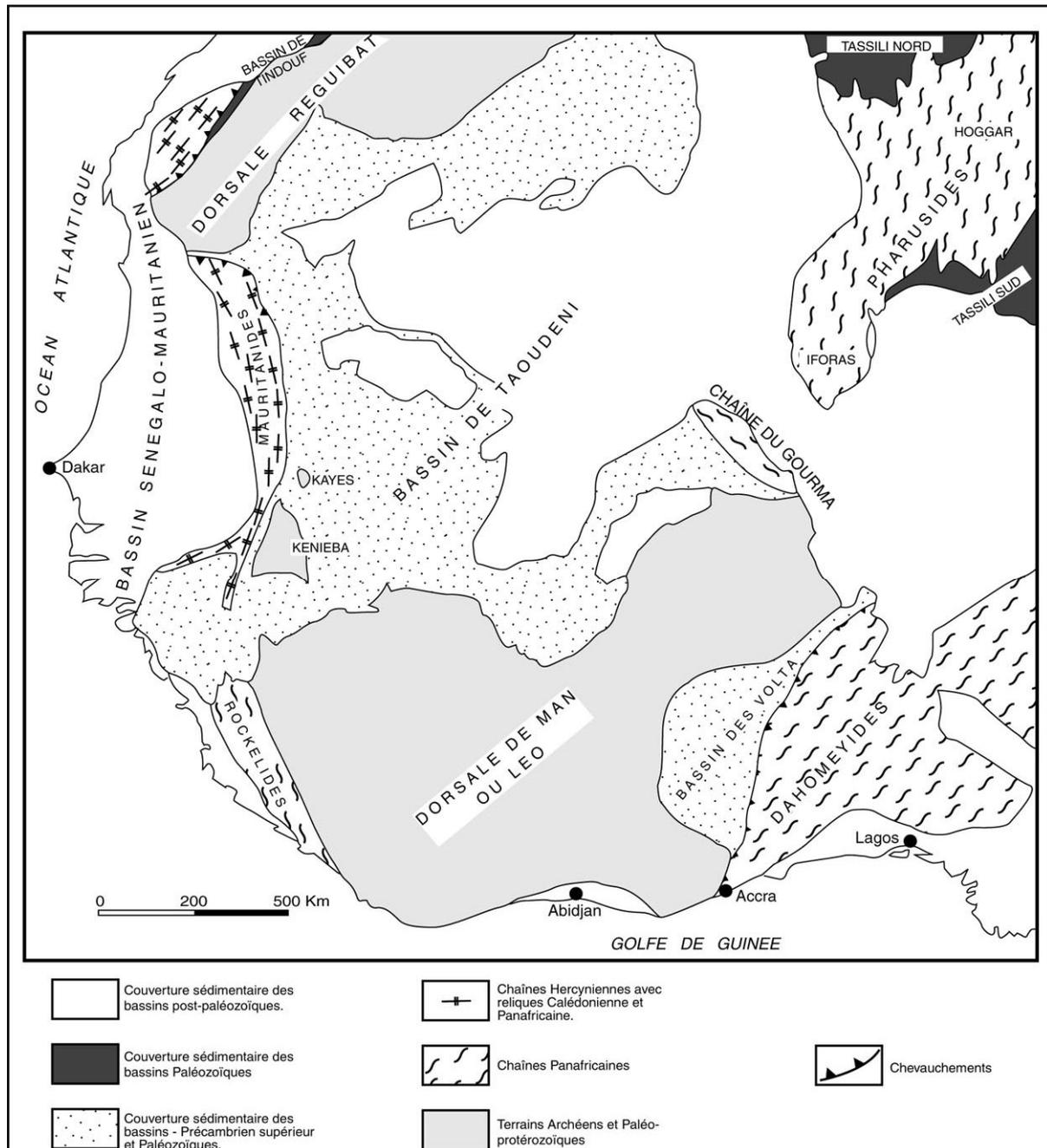


Figure I- 4: Cadre structural du craton ouest-africain et les zones mobiles, modifiée d'après Affaton, Sougy et Trompette, 1973).

Ce domaine concerne l'extrême ouest de la Côte-d'Ivoire, une grande partie du Libéria et de la Guinée et toute la Sierra-Léone.

Les formations archéennes montrent deux grands ensembles lithologiques: un complexe granito-gneissique de base (migmatites et gneiss granulitiques) et un ensemble de ceintures de roches à caractère supracrustal reposant en discordance sur le complexe de base (Wood,

1972). A ces deux ensembles sont associés des granitoïdes et charnockites. Nous résumons dans le tableau I-2 les caractéristiques principales de ces deux ensembles dans les pays où ils ont été le plus décrits.

	CÔTE-D'IVOIRE	SIERRA-LEONE	LIBERIA
CEINTURES DE ROCHES SUPRACRUSTALES	Elles sont définies dans la région de Man: lentilles étirées NE-SW dans les migmatites et gneiss migmatitiques (Camil, 1984). Ce sont des quartzites à magnétite et roches basiques à ultrabasiques (amphibolo-pyroxénites, pyroxénites, hornblendites et péridotites granulitisées), (Papon, 1973; Camil, 1984).	Les ceintures constituent deux groupes: - le " Loko Group ": au Nord à amphibolites métavolcaniques et quartzites (MacFarlane et al., 1980); - le " Kambui Supergroup ": considéré par Windley (1977) comme une ceinture de roches vertes. Présence également de roches ultramafiques et de pélites. Les structures sont orientées N-S.	<i>Peu d'études effectuées</i>
DISCORDANCE ?			
COMPLEXE DE BASE (Granito-gneissique)	Legoux (1939): C'est un ensemble continu qui s'étale d'un pôle granitique (granites calco-alcalins, granites magnésiens, granites à perthites, granites à hypersthène) à un pôle noritique (roches leucocrates à mélanocrates à plagioclase et pyroxènes magnésiens). Camil (1984): Deux zones: - zone au Nord de la faille de Danané-Man: gneiss gris granulitiques rubanés à pyroxènes, hornblende brune, orthose perthitique, et antiperthite; - zone au Sud de la faille de Danané-Man: gneiss migmatitiques à biotite, microcline et quartz.	Marmö (1955): Abondance de granulites associées à des granites et granites gneissiques, de couleur rose à grise.	Newhouse et al., (1945); White et Léo, (1969): On distingue deux ensembles comme en Côte-d'Ivoire: - un ensemble tonalitique à trondhjémitique; - un socle granulitique ou non à caractère polymétamorphique.

Tableau I- 2: Caractéristiques générales des deux ensembles lithologiques du domaine occidental de la dorsale de Man.

II-1-2: Le domaine oriental

Appelé **Baoulé-Mossi**, il est constitué de **roches birimiennes** qui sont principalement des volcanites (tholéitiques et calco-alcalines), des granitoïdes, des volcano-sédiments et sédiments. Ces formations sont d'âge paléoproterozoïque (Plumb, 1991) et se mettent en place pendant l'événement tectono-métamorphique **éburnéen** qui est un épisode majeur d'accrétion crustale à 2,1 Ga (Abouchami *et al.*, 1990; Liégeois *et al.*, 1991; Boher *et al.*, 1992; Taylor *et al.*, 1992; Hirdes *et al.*, 1992, 1996; Vidal *et al.*, 1996; Pouclet *et al.*, 1996; Doumbia, 1997). Les données géochronologiques montrent que les formations birimiennes se sont mises en place (rapidement) entre 2,25 Ga et 2,05 Ga.

Ce domaine est séparé du domaine occidental par la faille du Sassandra à l'Ouest de la Côte-d'Ivoire (fig. I-5).

II-1-3: Zone de transition

Les travaux récents de Kouamélan (1996) ont montré l'existence d'une zone de transition caractérisée par une contamination de croûte archéenne (âge modèle Nd intermédiaire et zircon hérité) des formations juvéniles d'âge Birimien. Cette zone de transition est située au nord du domaine SASCA entre la faille du Sassandra et la longitude 6°W.

II-2: PROBLEMATIQUE DU PALEOPROTEROZOÏQUE ET EVOLUTION DES IDEES

Depuis des décennies, d'importants débats pour l'interprétation géodynamique ont été menés. Ces débats tournent principalement autour:

- (1) *de la nature du substratum du Paléoproterozoïque quand il existe;*
- (2) *de la chronologie du dispositif lithostratigraphique;*
- (3) *de l'interprétation cinématique de la déformation.*

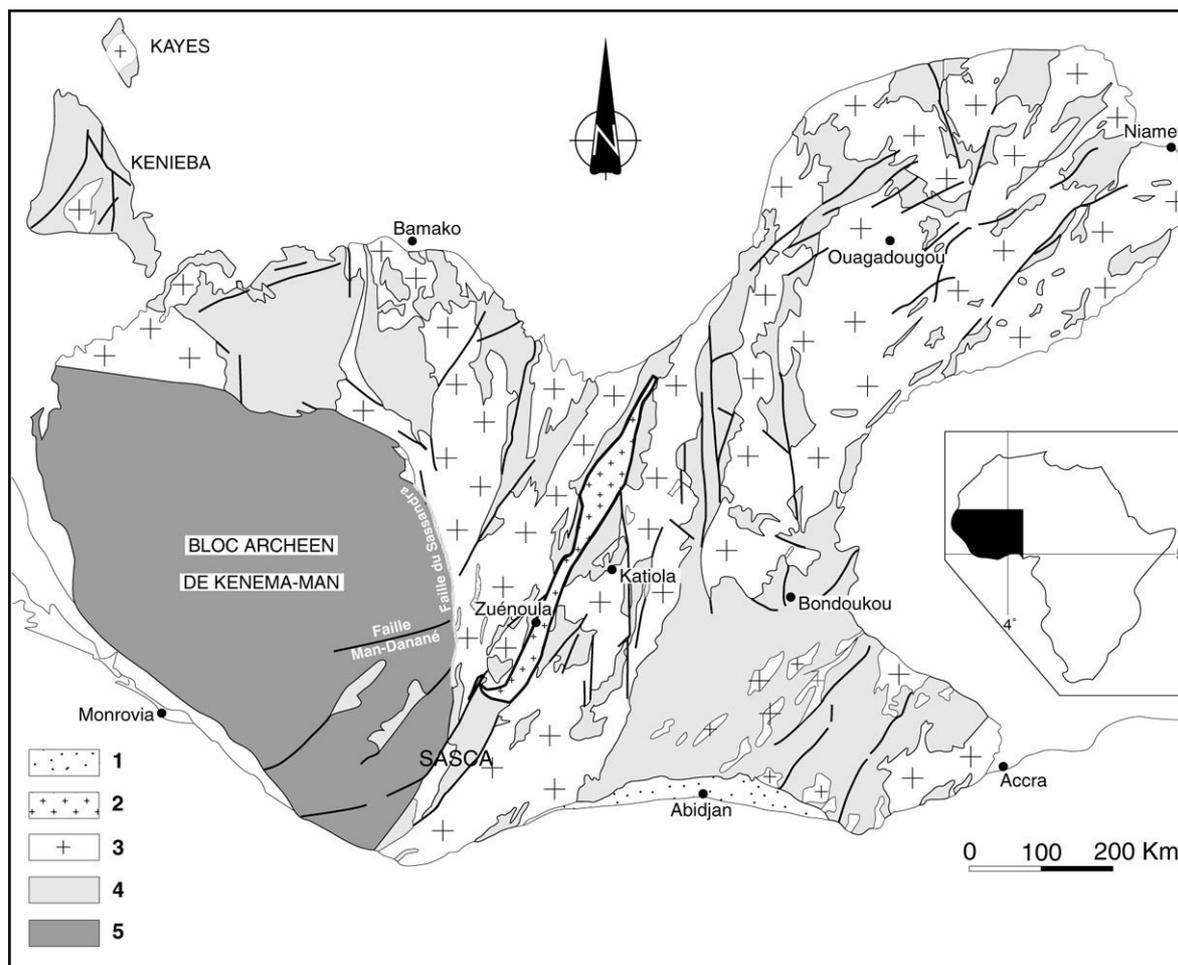


Figure I- 5: Le Craton ouest-africain. - 1) formations post-birimiennes (âge < 1,8 Ga); 2) ensemble granitique de Ferké (âge ~ 2,1 Ga); 3) granitoïdes, granites rubanés et "migmatites" indifférenciés (âge 2 - 2,2 Ga); 4) volcanisme, volcano-sédiments et sédiments birimiens (âge entre 2,2 et 1,8 Ga); 5: Archéen (âge > 2,4 Ga).

II-2-1: Nature du substratum du Paléoprotérozoïque

- Sur la base d'arguments géochimiques isotopiques, il a été démontré que les formations magmatiques birimiennes ont un caractère juvénile, excluant la présence d'un substratum archéen lors de leur mise en place (Abouchami *et al.*, 1990). Il existe cependant des reliques archéennes dans le Sud de la Guinée (Boher *et al.*, 1992), dans la ceinture de Winneba au Ghana (Taylor *et al.*, 1992) et dans la région de San-Pédro ou zone SASCA en Côte-d'Ivoire (Kouamélan, 1996; Kouamélan *et al.*, 1997).

Selon Kouamélan *et al.* (1997), l'existence de reliques archéennes au sein du domaine birimien, les valeurs de ϵ_{Nd} négatives à 2,1 Ga (âge de l'accrétion crustale) dans le domaine magmatique birimien et la présence de zircons hérités suggèrent une transition géographique entre le domaine archéen et le domaine birimien.

- Sur la base d'*arguments structuraux et sédimentologiques*, certains auteurs ont proposé l'hypothèse d'un socle antérieur à 2,2 Ga (Lemoine *et al.*, 1985; Milési *et al.*, 1989; Vidal *et al.*, 1992). Les travaux de Lemoine *et al.* (1985), Lemoine (1988) et Tempier (1986) mettent en évidence un cycle orogénique appelé **Burkinien** (2,4-2,15 Ga, marqué par une tectonique tangentielle) pour la base du Birimien. Le terme "Birimien" *s. s.* est réservé aux formations d'âge compris entre 2,15 et 1,8 Ga marquées par une tectonique décrochante.

II-2-2: Lithostratigraphie des formations du Paléoprotérozoïque

Le terme "*Birimien*" a été défini dans la vallée de la Birim au Ghana par Junner (1940). Il est constitué de complexes granito-gneissiques et de sillons volcaniques et sédimentaires. Dans la nomenclature de Plumb (1991), le Birimien ou Paléoprotérozoïque regroupe toutes les formations d'âge compris entre 2,4 Ga et 1,8 Ga. L'événement tectono-métamorphique affectant l'ensemble de ces formations est appelé "*cycle éburnéen*".

Depuis les travaux de Junner (1940), des interprétations divergentes au niveau de la succession lithostratigraphique des formations volcaniques et sédimentaires sont proposées.

Les formations volcaniques ont été placées à la base de la série birimienne (Tagini, 1971; Vidal, 1987; Pouclet *et al.*, 1990). Une succession inverse (sédiments puis volcanites) a été proposée par Kitson (1928); Junner (1940); Zonou *et al.* (1985); Ouédraogo et Prost (1986); Milési *et al.* (1989); Fabre *et al.* (1990); Fabre et Morel (1993b); Feybesse et Milési (1994). Les données structurales récentes de Siméon *et al.* (1994, 1995); Delor *et al.* (1994, 1995a, 1995c); Pouclet *et al.* (1996); Vidal *et al.* (1996); Doumbia (1997) rendent peu vraisemblable la succession selon laquelle les volcanites reposeraient sur les sédiments.

Certains auteurs (Leube *et al.*, 1990; Hirdes *et al.*, 1992; Davis *et al.*, 1994) ont adopté pendant longtemps au Ghana l'hypothèse d'une sub-contemporanéité entre les volcanites et les sédiments par passage latéral des uns aux autres. Les derniers travaux, dans l'Est de la Côte-d'Ivoire, ont amené Hirdes *et al.* (1996) à distinguer les sédiments de ceintures et à placer les volcanites des ceintures en-dessous des sédiments des bassins.

Si certains auteurs n'admettent qu'une seule phase d'activité volcanique portant des signatures différentes, la composition évoluant en continu du terme tholéiitique au terme calco-alcalin (Zonou *et al.*, 1985; Ratomahoro *et al.*, 1988; Sylvester et Attoh, 1992), d'autres (Pouclet *et al.*, 1996; Vidal *et al.*, 1996; Doumbia, 1997) montrent deux phases chronologiquement séparées qui correspondent à des contextes géotectoniques différents. Pour ces derniers auteurs, la première phase de volcanisme (de nature tholéiitique) est responsable de la formation de ceintures de roches vertes (âge compris entre 2,20 Ga et 2,19 Ga). La deuxième phase (de nature calco-alcaline) est liée à la formation des bassins sédimentaires et interprétée comme le produit d'une anomalie thermique le long d'une zone transcurrente lithosphérique (Pouclet *et al.*, 1996).

Le tableau I-3 présente, en complément, un résumé des concepts sur la stratigraphie du Birimien.

AUTEURS	SUBDIVISIONS	DESCRIPTION DES FACIES
JUNNER (1940)	Tarkwaien Dompin Huni Tarkwa Banket	- quartzites, phyllades, grès, conglomérats
	Birimien Supérieur	- métalaves basiques et intermédiaires, pyroclastites acides
	Birimien Inférieur	- sédimentaires à volcanosédimentaires: sédiments pélitiques argileux et tuffacés
SOULE DE LAFONT (1956)	Tarkwaien	- grés-pélitique, grès tuffacés
	Birimien Supérieur	- roches vertes, horizons manganésifères, tufs, schistes
	Birimien Inférieur	- série pélitique, quartzite
ARNOULD (1959)	Birimien Supérieur + Tarkwaien	- dominance sédimentaire
	Birimien Inférieur	- dominance volcanosédimentaire
TAGINI (1960)	Etage Moyen	- super groupe de comblement "flysch", conglomérat de base, flysch, paramolasse
	Etage Inférieur	- complexe volcanosédimentaire + volcanisme du magmatisme initial (lave et pyroclastite) + métasédiments d'origine chimique ou détritique
MARCELLIN (1971)	Birimien Supérieur	- sédimentation: schistes Birimiens et grès Tarkwaiens
 discordance	
	Birimien Inférieur (2500 - 2400 Ma)?	2170 Ma: magmatisme granodioritique, tufs et cendres 2300 Ma: effusions volcaniques acides, volcanosédimentaires basiques et intermédiaires, effusions volcaniques basiques - formations des sillons birimiens
BARD (1974)	Birimien Supérieur (Eburnéen II)	- dépôts grossiers contemporains de l'activité volcanique, début des dépôts du Tarkwaien
	Birimien Inférieur (Eburnéen I)	- roches métamorphiques de degrés divers, polydéformées
LEMOINE <i>et al.</i> (1985)	Birimien Supérieur = Tarkwaien	- série de Sandérékro Boli: conglomérat polygénique, grès grossiers, ignimbrites, grès granoclassés, silts et quartzites jaspoides
	Birimien Inférieur	- volcanisme effusif basique et explosif, grès, conglomérat
MILESI <i>et al.</i> (1989)	Birimien Supérieur=Ensemble B2	- formations fluviodeltaïques
		- volcanisme effusif basique et explosif, grès, conglomérat
	Birimien Inférieur = Ensemble B1	- ensemble plutono-volcanique et volcanisme subordonné (Ghana) - volcanites et roches volcanosédimentaires indifférenciées, aires volcaniques (volcanisme basique, andésitique, rhyodacitique, komatiitique) - formations carbonatées et volcanisme acide associé - complexes volcano-sédimentaires - ensemble flyschoïde - volcanites et plutonites
POUCLET <i>et al.</i> (1996)	Modification de l'approche bipolaire de la chronostratigraphie (NE de la Côte-d'Ivoire)	- 2.15 Ga à 2.10 Ga: ouverture de bassins sédimentaires dans un couloir de décrochement avec apparition locale de volcanisme calco-alcalin (andésitique à dacitique + rhyolites) + granitisation calco-alcaline à alumino-potassique - ~2.15 Ga: genèse des granitoïdes de type TTG - ~ 2.195 Ga: formation des roches vertes de nature tholéïtite (métabasites)

Tableau I- 3: Synthèse stratigraphique du Birimien et du Tarkwaien dans la dorsale de Man, modifié d'après Bonkougou (1994), in Kouamélan (1996).

II-2-3: La structuration du Birimien

Comme pour la lithostratigraphie des formations volcaniques et sédimentaires, deux modèles géodynamiques divergents sont proposés pour l'interprétation cinématique des déformations éburnéennes:

- un modèle orogénique *actualiste de type collisionnel* par convergence lithosphérique aboutissant à une accréation de blocs continentaux par collisions et chevauchements;
- un modèle orogénique par *accréation latérale* par collage de terrains juvéniles.

• Hypothèse collisionnelle

Les travaux de Lemoine *et al.* (1985) et Tempier (1986) placent les formations volcaniques sous les sédiments et introduisent le terme "**Dabakalien**" (2,3 Ga à 2,15 Ga) pour désigner les formations situées à la base du Birimien, et marquées par une tectonique de nappes et une granitisation (orogénèse "**burkinienne**"). Le Birimien *ss*, daté entre de 2,15 Ga et 1,8 Ga, est surtout sédimentaire et marqué par une tectonique décrochante et des intrusions leucogranitiques.

Les travaux récents de Milési *et al.* (1989), Feybesse *et al.* (1989), Fabre et Morel (1993b), Triboulet et Feybesse (1998) décrivent des déformations tangentiels précoces sur la base desquelles ils proposent un modèle de type **subduction-collision** avec zone de suture située sur le bloc archéen Kénéma-Man, et charriages NW-SE. Un tel modèle de subduction-collision a été également proposé par Yobou (1993) pour le Centre de la Côte-d'Ivoire et par d'autres auteurs (Mortimer, 1990; Fabre et Morel, 1993b).

Sur la base de critères pétrographiques, structuraux et géochronologiques, Milési *et al.* (1989) proposent de subdiviser le Birimien en deux grands ensembles structuralement distincts:

- un *Birimien Inférieur* (B_1): essentiellement sédimentaire marqué par une tectonique tangentielle chevauchante (D_1) d'âge entre 2112 Ma et 2100 Ma;
- un *Birimien Supérieur* (B_2): essentiellement volcanique qui est affecté par une tectonique décrochante (D_2 et D_3), avec un âge entre 2096 Ma et 2073 Ma. Cette interprétation a été ensuite étendue à toute la Côte-d'Ivoire, à la Guinée puis généralisée à toute l'Afrique de l'Ouest par Feybesse et Milési (1994).

Lemoine (1990), propose une suture océanique "intra-ivoirienne" dans la grande zone linéaire Greenville-Ferkessédougou-Bobodioulasso (GFB) qui s'étend du Libéria au SW, au Burkina Faso au NE (correspondant à la bordure du batholite de Ferké) sans toutefois accrédi-ter la thèse d'une tectonique convergente générale à toute la Côte-d'Ivoire. Il montre cependant dans le secteur de Dabakala-Féttékro l'existence d'une tectonique tangentielle précoce.

• **Hypothèse "plutoniste"**

Ce processus dit "archaïque" est caractérisé par une structuration par intrusions granitiques et décrochements. Chronologiquement, les travaux de Vidal (1987, 1988), Vidal *et al.* (1992), Vidal et Alric (1994), dans la Haute-Comoé en Côte-d'Ivoire ont mis en évidence l'absence de tectonique tangentielle. Pour ces auteurs, la déformation des formations est liée aux plutons granitiques (qui se mettent en place à la suite du volcanisme basaltique de la base du Birimien) et à une tectonique transcurrente. Les derniers travaux sur le craton ouest-africain de Zéade *et al.* (1995), Boher *et al.* (1992), Hirdes *et al.* (1992), Nikiéma *et al.* (1993), Delor *et al.* (1994, 1995a, 1995c), Pouclet *et al.* (1996), Vidal *et al.* (1996), Doumbia (1997) et en particulier en Côte-d'Ivoire mettent en évidence deux épisodes tectono-métamorphiques dans le Birimien:

- **entre 2,2 Ga et 2,15 Ga**: formation de roches vertes en contexte océanique juvénile avec édification de plateaux océaniques. Des plutons de type TTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) se mettent en place induisant *une déformation de volume* accompagnée de métamorphisme dans les ceintures de roches vertes. La foliation S_1 qui accompagne la mise en place des plutons granitiques est faiblement pourvue de linéation minérale et/ou d'étirement. Lorsque celle-ci existe, elle est à fort plongement (subverticale). La S_1 tend à mouler les massifs granitoïdiques eux-mêmes déformés. Cette déformation D_1 traduit un mouvement gravitaire et/ou de cristallisation métamorphique synchrone des intrusions. Ce type de structuration de la croûte a été également décrit dans la croûte continentale archéenne au Sud de l'Inde (Bouhallier, 1995).

- **autour de 2,1 Ga**: ouverture des bassins de sédimentation terrigène et mise en place du volcanisme calco-alcalin, suivie d'un raccourcissement NW-SE à WNW-ESE avec des plis droits et des couloirs décrochants. Une masse importante de granitoïdes se met en place durant cette phase de déformation D_2 . La linéation qui lui est associée est horizontale. Une troisième déformation D_3 tardive NE-SW à N-S est responsable de schistosité de crénulation $N120^\circ E$ et non pénétrative. Ces interprétations sont également proposées pour le Niger (Dupuis *et al.*, 1991; Pons *et al.*, 1995), pour le Sénégal (Pons *et al.*, 1992) et pour le Burkina (Lompo *et al.*, 1995). Le tableau I-4 résume les résultats des travaux sur les découpages lithostructuraux du birimien.

AUTEURS	PHASES TECTONIQUES	CARACTERISTIQUES
H. BONHOMME (1962)	Cycle éburnéen	paroxysme aux alentours de 2,1- 2,0 Ga: métamorphisme épi- à mésozonal
J.P. BARD (1974)	- Cycle éburnéen II (2,13 Ga) - Cycle éburnéen I (2,4 Ga)	- métamorphisme épizonal à rarement mésozonal au contact de granites à deux micas
CAHEN <i>et al.</i> (1984)		- métamorphisme épi- à mésozonal de basse pression
LEMOINE <i>et al.</i> (1985)	- Eburnéen II (2,15 – 1,8 Ga)	- manifestations magmatiques associées
	- Eburnéen I (2,4 – 2,15 Ga) = Burkinien	- tectonique tangentielle: métamor- phisme moyen à faible affectant les formations dabakaliennes
MILESI <i>et al.</i> (1989)	- Phase D ₁	charriage du Protérozoïque Inférieur sur le socle archéen: métamorphisme catazonal (faciès granulite) à mésozonal accompagnant une mylonitisation à la semelle des nappes et la mise en place de granites leucocrates
	- Phase D ₂	synchrone de la déformation en grandes structures plicatives régionales et d'une génération de décrochements N-S à NE- SW généralement sénestres; son influence avec la phase D ₂ est courante
	- Phase D ₃	zone de cisaillement dextre à métamorphisme de faciès schistes verts et de contact en bordure des intrusions granitiques
VIDAL <i>et al.</i> (1996)	- Phase D ₁	déformation périplutonique avec mouvement gravitaire: foliation S ₁ subverticale avec linéation à fort pendage + métamorphisme synchrone des intrusions:
	- Phase D ₂	- déformation dûe à la compression NW- SE à WNW-ESE formant des plis majeurs et des couloirs décrochants. Passage progressif de la D ₁ à la D ₂ + linéation subhorizontale
	- Phase D ₃	- raccourcissement NE-SW à N-S tardif: schistosité de crénulation N120°E

Tableau I- 4: Synthèse des grandes idées sur la lithostructuration du Birimien, modifié d'après Bonkougou(1994), in Kouamélan (1996)

II-2-4: Les caractères des granitoïdes du craton ouest-africain

Les granitoïdes du craton ouest-africain s'étendent des gneiss gris (**domaine archéen**) aux granites alcalins (**domaine paléoprotérozoïque**).

Dans le **domaine archéen**, les granites ont le plus souvent subi au moins un épisode granulitique. Parmi ceux-ci, on distingue: des gneiss gris granulitiques, des granites roses souvent appelés "granulites roses", des charnockites, des granodiorites, des orthogneiss ocellés, des granulites basiques, des gneiss migmatitiques, des gneiss alumineux et des tonalites. Les travaux de Camil (1984), de Kouamelan (1996), Kouamelan *et al.* (1996, 1997) dans la dorsale archéenne de Man indiquent les caractères particuliers de ces granitoïdes:

- les *gneiss gris granulitiques* sont des formations quartzo-feldspathiques à clinopyroxène (Cpx) et orthopyroxène (Opx) dominants. Ces roches constituent la série métamorphique, du *domaine au Nord de la faille de Man-Danané*, de Camil (1984). Le rubanement de ces roches a un caractère magmatique primaire, dont les bandes correspondent à des variations de chimisme allant d'un pôle basique à un pôle acide. Les faciès les plus abondants sont dioritiques et tonalitiques, et de rares trondhjémites (Camil, 1984). L'âge obtenu sur des gneiss gris tonalitiques, par évaporation sur monozircon, est de 3048 ± 8 Ma (âge léonien), (Kouamelan, 1996);

- les "*granulites roses*" sont de grandes lames pincées dans les gneiss gris granulitiques, plus ou moins parallèles au rubanement de ces gneiss. Ces roches sont quartzo-feldspathiques à plus de 95%. La couleur rose de ces granites est attribuée à la présence de nombreux feldspaths potassiques. Le faciès granulitique est confirmé par la présence de quartz enfumé. Ces roches évoluent dans le champ des compositions calco-alcalines. Elles contiennent du grenat et de l'orthopyroxène plus ou moins chloritisé (Camil, 1984). Sur la base de la composition isotopique en Sr, Camil suggère que ces formations n'ont aucun lien génétique avec les gneiss gris granulitiques et dérivent du manteau ($ISr=0,703$ à $2,8$ Ga). Alors que Kouamelan (1996) pense qu'elles indiquent plutôt une origine crustale ($ISr=0,708$ à $2,8$ Ga). L'âge obtenu sur des granulites roses, par évaporation sur monozircon, est de 2554 ± 6 Ma (âge archéen), (Kouamelan, 1996);

- les *charnockites* sont des massifs intrusifs, de forme subcirculaire. Ces roches ont une texture porphyroïde et sont de composition tonalitique qui suivent une différenciation trondhjémitique. La datation effectuée sur monozircon (Kouamelan, 1996), fournit l'âge de mise en place de gneiss charnockitiques du mont Douan à 2800 ± 8 Ma;

- les *granodiorites* sont plus ou moins laminées. Cette lamination confère à ces roches un caractère d'orthogneiss ocellés. La biotite est le minéral ferromagnésien dominant. Sa couleur brune devient verte dans les zones les plus laminées;

- les *gneiss migmatitiques* sont à hypersthène et ont une composition minéralogique semblable à celle des gneiss gris granulitiques décrits plus haut. Ce sont des roches de composition tonalitique;

- les *granulites basiques* forment des lentilles au sein des gneiss migmatitiques à hypersthène. Ce sont des roches granulitiques de haute pression (Kouamelan, 1996);

- les *gneiss alumineux* constituent des unités granitoïdes fortement migmatitiques au sein des gneiss migmatitiques à hypersthène.

L'ensemble de ces granitoïdes montrent des caractères semblables aux TTG archéens. Les roches les plus vieilles sont localisées dans de domaine au Nord de la faille de Man-Danané. Ce sont des gneiss gris tonalitiques (3048 ± 8 Ma). La granulitisation interviendrait autour de 2824 ± 6 Ma avec la mise en place de massifs charnockitiques. Ces granitoïdes archéens ont été repris au Paléoproterozoïque en deux étapes (Kouamelan, 1996). La première étape (à environ 2250 ± 50 Ma) est thermique et entraîne la fusion partielle du socle dans de faibles proportions. La deuxième étape est liée à la faille de Man-Danané et à une fusion des sédiments. Les granitoïdes d'âge birimien constituent l'unité de Ity-Toulepleu. Ce sont des roches de composition tonalitique.

Les granitoïdes du **domaine paléoproterozoïque** ont été les plus étudiés dans le craton ouest-africain. Ils se présentent sous des aspects très variés et ont été qualifiés tour à tour de "magmatiques", de "migmatitiques ou métasomatiques". Certains auteurs pensaient que les granitoïdes reflétaient la composition des roches traversées lors de leur mise en place (Murray, 1960; Tagini, 1960; Arnould, 1961 - *in* Tagini, 1971, p. 85). La structuration (déformation) de ces granitoïdes est plus ou moins intense. Les classifications proposées pour

ces granitoïdes (résumées par Bessoles, 1977) tiennent compte de leur pétrographie, et de leur contexte structural.

- **la classification de Junner (1940)** définit au Ghana trois types de granites, du plus vieux au plus jeune: le "*Cape Coast granite*", le "*Winneba granite*" et le "*Dixcove granite*". Les deux premiers sont de grands batholites de granites (à biotite et muscovite) et granodiorites. Le type "*Dixcove*" est composé de massifs plus petits de granites porphyrique, sodique, de granodiorites et diorites peu ou pas orientés.

- **la classification de Bodin (1951)** est similaire à celle de Junner et distingue en Côte-d'Ivoire deux grands types de granitoïdes:

- les granites type "*Baoulé*": grands batholites concordants, équivalents des granites de type Cape Coast. Ces granites sont allongés suivant les grands plis birimiens et sont souvent associés avec les "migmatites";

- les granites type "*Bondoukou*": granites discordants, calco-alcalins, akéritiques et monzonitiques, équivalents des granites type Dixcove.

- **la classification de Arnould (1961)** reprend et définit plus clairement les deux premières classifications:

- les granites "*anté-tectoniques*" ou "*anté-birimiens*": regroupent les granites restés en partie équants (granites anté-tectoniques de craton) et les granites ayant été affectés par la tectonique birimienne (granites mylonitisés);

- les granites type "*Baoulé*": se mettent en place au Birimien et sont qualifiés de "*syntectoniques*". Ces granites sont riches en enclaves de roches "migmatitiques" anté-birimiennes et forment de grands batholites d'aspect rubané (exemples du granite à deux micas type Ferké et de la granodiorite à amphibole et biotite type Koffisiokaha);

- les granites type "*Bondoukou*": sont circonscrits, homogènes, peu ou pas déformés et intrusifs dans les structures orogéniques plissées. Ces granites contiendraient des termes basiques, hypovolcaniques.

- **la classification de Tagini (1971)** est surtout structurale ou géotectonique. Elle regroupe les granitoïdes éburnéens en trois grands ensembles:

- l'ensemble des **complexes plutoniques abroniens** comprend deux groupes: les granites formés, soit à la phase initiale du Paléoprotérozoïque (*granite abroniens éo- à syncinématiques*), soit à la phase finale du Paléoprotérozoïque (*granite abroniens tardi- à post-cinématiques*).

Les granites abroniens éo- à syncinématiques se mettent en place dans les laves volcano-sédimentaires, dans les métasédiments et dans les métavolcanites. Ils peuvent être en enclaves dans les autres granitoïdes environnants. Ce sont des formations de grandes dimensions avec une texture équante plus ou moins planaire (granodiorite type Koffisiokaha, granodiorite de Sassandra dans la partie SW de la Côte-d'Ivoire). Ces roches ont une composition de granodiorite qui peut également varier des diorites aux granites "akéritiques" (le terme équivalent actuel est la tonalite). Les filons aplitiques sont peu abondants.

Les granites abroniens tardi- à post-cinématiques sont circonscrits et de faible extension. Leur composition est de syénite, monzonite, diorites quartzites, granodiorite, granites alcalins et hyperalcalins (exemple du granite type Bondoukou). Ils recoupent les formations plissées et leur mise en place "serait facilitée par des failles, des intersections de failles et des plis" (voir p. 97);

- l'ensemble **des complexes plutoniques Baoulé** regroupe des granites syncinématiques dont le granite à deux micas de Ferkessédougou et les granites dits de "cratons" situés dans les rides granito-gneissiques (vieux socle plissé sur lequel reposeraient les formations birimiennes ou zone de transition entre l'Archéen et le Paléoprotérozoïque) qui séparent les sillons birimiens (exemple des granites à deux micas dans le SE de la Côte-d'Ivoire, voir fig. I-8). Cet ensemble comprend également les granites tardi-cinématiques qui se présentent en massifs homogènes (type Béoumi, Centre de la Côte-d'Ivoire);

- l'ensemble des **granites tardi-éburnéens**, est constitué de syénites (mont Troquoï dans la zone SASCA, SW de la Côte-d'Ivoire), de granodiorites...

• **la classification de Casanova (1973)**: elle est basée sur des études géochimiques statistiques (éléments majeurs et éléments en traces) portant sur un grand nombre d'échantillons de granitoïdes de Côte-d'Ivoire. Cet auteur utilise surtout les diagrammes (F, Q, B, Alk) de La Roche (1964, 1966) qui transforment les variations chimiques en variations minéralogiques. Il va "mettre de l'ordre" dans la classification des granitoïdes et introduit les termes de tonalite et de trondhjémite. Les faibles corrélations entre les éléments (majeurs et

traces) dans les granites *s.s* amènent Casanova à suggérer des phénomènes d'hybridation, d'homogénéisation ou de métasomatose. Les granodiorites, tonalites et monzonites indiquent de plus fortes corrélations et sont attribuées à un fractionnement magmatique (voir p. 47). Les travaux de Casanova conduisent également à plusieurs autres conclusions:

- l'augmentation de potassium dans les massifs à deux micas est liée à leur degré d'évolution. Certains granites du SE de la Côte-d'Ivoire, généralement de phase terminale, sont plus évolués (plus riches en potassium) et sont discordants sur les grandes structures birimiennes. Ceux qui sont moins évolués (batholite de Ferké par exemple) sont plutôt concordants;

- les "migmatites" du NE de la Côte-d'Ivoire (type Lagbo) ont une composition trondhjémitique;

- les granitoïdes éburnéens de Côte-d'Ivoire indiquent une liaison entre leur composition et les structures birimiennes. Ce sont respectivement des trondhjémites pour les "migmatites" considérées comme libériennes, des granodiorites et tonalites pour la base du Birimien, les granites *s.s* syncinématiques, monzonites et granodiorites pour les granites tardi- à post-cinématiques. Cette classification donne plus de précision à celle de Tagini (1971);

- distribution zonale des granitoïdes en fonction des formations encaissantes: les granodiorites et tonalites sont abondantes dans les encaissants volcano-sédimentaires dont elles résulteraient par fusion (anatexie?) à la base de la croûte, les granites à deux micas (cas du batholite de Ferké) dériveraient des métasédiments par métasomatose.

- **la classification de Bard (1974):** il fait des critiques à propos des classifications précédentes. Pour lui, étant donné qu'aucune étude précise des phases de déformation n'a été effectuée auparavant, la classification structurale est donc entachée d'erreurs. Par ailleurs, il propose l'abandon de l'idée que ces granitoïdes ont un même magma-parent, mais au bénéfice de fusion étagée méso- à infracrustale du socle et d'une hybridation. Cette dernière remarque rejoint en partie les hypothèses de Casanova (1973).

En Côte-d'Ivoire, sur la base de critères pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, Lemoine (1988), Yobou (1993) et Doumbia (1997) distinguent principalement:

- les granites à affinité calco-alkaline qui montrent un caractère de type TTG archéens et sont datés autour de 2123 Ma;

- les granites tardifs métalumineux à peralumineux datés à environ 2097 Ma. Ce sont de larges batholites de leucogranites (type Ferkessédougou, par exemple) accompagnés de petits massifs subcirculaires de trondhjémites, granites à pyroxène et granites alcalins (syénites et monzosyénites). Les travaux de Feybesse *et al.* (1989) en Guinée montrent également que les granites alcalins se mettent en place à la fin du Paléoprotérozoïque.

Les données géochronologiques sur l'ensemble du craton ouest-africain de Hottin et Ouédraogo (1975), Caen-Vachette (1986), Tempier (1987), Lemoine (1988), Boher *et al.* (1992), Kouamelan (1996), Doumbia (1997) indiquent que la mise en place des granitoïdes birimiens est étalée au cours du Paléoprotérozoïque (fig. I-6). Quelques âges sur les formations en Côte-d'Ivoire sont reportés dans la figure I-7.

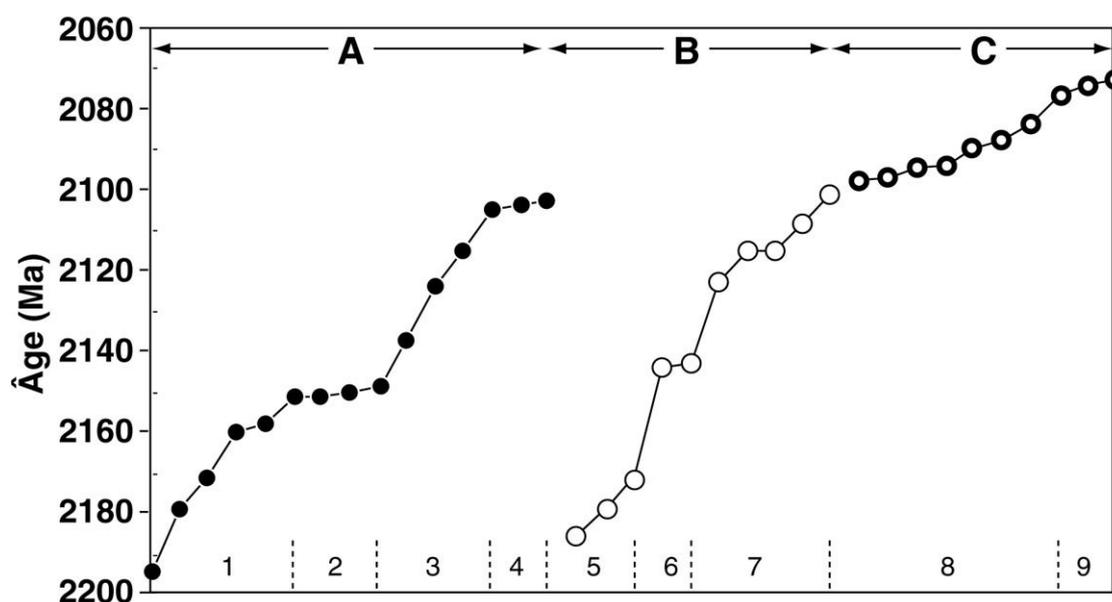


Figure I- 6: Âges des granitoïdes protérozoïques du craton ouest-africain. On remarque que la granitisation est étalée dans le temps.

A: granitoïdes localisés dans les ceintures et formations associées: 1=métarhyolite + métagranodiorite à biotite + tonalite; 2=granodiorite rubanée + gneiss granodioritique; 3=granodiorite + rhyolite; 4=monzodiorite + diorite quartzique + rhyolite + ignimbrite - **B:** Socle granito-gneissique des anciens auteurs ou granitoïdes rubanés: 5=gneiss + tonalite; 6=gneiss + gneiss granodioritique; 7=orthogneiss + granodiorite - **C:** granitoïdes des bassins sédimentaires: 8=granite à deux micas + granodiorite à deux micas + trondhjémite + rhyodacite; 9=monzonite. - Les données géochronologiques sont essentiellement obtenues sur zircon (U/Pb et par évaporation directe) et proviennent des travaux de Krogh et Grant dans Lemoine (1988), Calvez dans Milési *et al.* (1989), Bossière *et al.* (1996), Kouamelan (1996); Kouamelan *et al.* (1997), Doumbia (1997).

CARTE GÉOLOGIQUE SIMPLIFIÉE DE LA CÔTE-D'IVOIRE

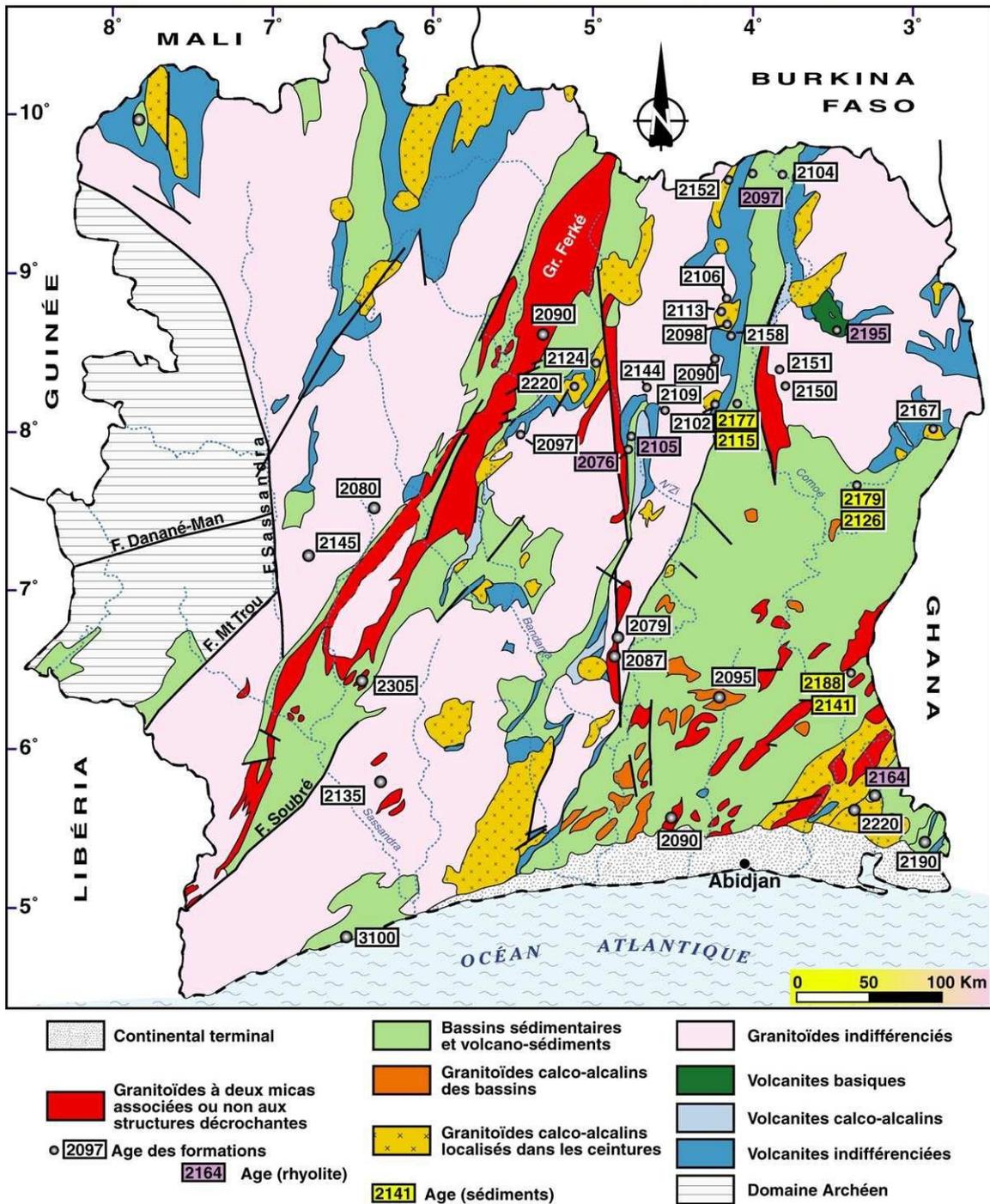


Figure I-7: Quelques âges sur monozircon des formations birimiennes en Côte-d'Ivoire.

Remarques à propos des complexes granito-gneissiques

Ces complexes étaient considérés au départ comme d'âge archéen (Tagini, 1971) ou d'âge indéterminé. Ils ont été attribués au Protérozoïque par Bard (1974). Les travaux de Lemoine (1986, 1988) dans la région de Dabakala (Centre de la Côte-d'Ivoire) ont montré que les panneaux gneissiques seraient le produit d'un magmatisme précoce (tonalitique à trondhjémitique) d'âge protérozoïque (2144 ± 6 Ma).

Différentes études structurales ont été menées ces dix dernières années pour mieux cerner les mécanismes responsables de la mise en place des granitoïdes protérozoïques du craton ouest-africain. Il apparaît indispensable de rappeler quelques unes des hypothèses émises, dont certaines seront utilisées, dans notre travail.

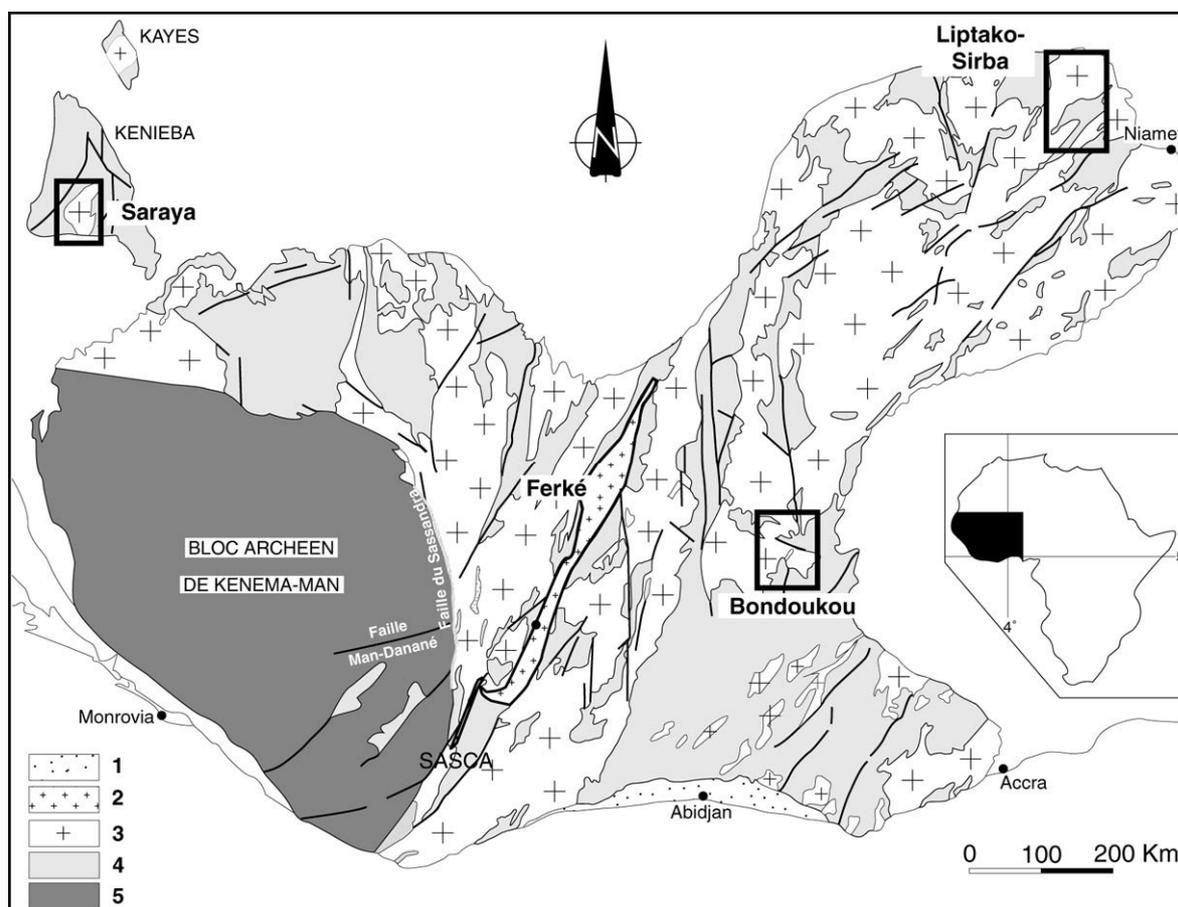


Figure I- 8: Schéma montrant l'étendue des granitoïdes protérozoïques et leurs encaissements. Les zones encadrées en gras situent les batholites de Saraya au Sénégal-Mali, du Liptako au Niger, de la granodiorite de Bondoukou et du granite à deux micas de Ferkessédougou en Côte-d'Ivoire. 1) formations post-birimiennes (âge < 1,8 Ga); 2) batholite de Ferké (âge ~ 2,1 Ga); 3) granitoïdes, granites rubanés et "migmatites" indifférenciés (âge 2 - 2,2 Ga); 4) volcanisme, volcano-sédiments et sédiments birimiens (âge entre 2,2 et 1,8 Ma); 5) Archéen (âge > 2,4 Ga).

S'il est admis une mise en place des plutons granitiques par diapirisme à l'Archéen, très peu d'études concluent à l'efficacité de ce mécanisme au Paléoprotérozoïque. Les travaux de Pons *et al.* (1991, 1992), Ledru *et al.* (1991) dans la fenêtre de Kédougou-Kéniéba entre le Sénégal et le Mali (fig. I-8) montrent que le batholite de Saraya s'est mis en place par diapirisme en contexte transcurrent. Ce batholite daté à 1973 ± 33 Ma (âge Rb/Sr; Bassot et Caen-Vachette, 1984) présente des caractéristiques semblables aux granitoïdes du SW du Niger dans la région du Liptako-Sirba (fig. I-8). Leur mise en place est datée entre 2,16 Ga et 2,10 Ga dans un régime de tectonique verticale (Dupuis *et al.*, 1991; Pons *et al.*, 1995). La plupart des batholites (Sénégal et Niger) sont constitués d'un ensemble de *petits plutons* (granodiorites, granites alcalins, granites à biotite et muscovite) généralement allongés selon la direction de la déformation régionale. Ces études ont d'ailleurs amené Pons *et al.*, (1995) à considérer le régime tectonique vertical comme étant typique des zones où l'on décèle des croûtes continentales juvéniles et un intense plutonisme granodioritique. Les études de Delor *et al.* (1994, 1995a, 1995c), Zéade *et al.* (1995), Vidal *et al.* (1996) sur la granodiorite de Bondoukou [dont la mise en place est datée à 2166 ± 49 Ma, âge obtenu par isochrone Rb/Sr sur roche totale; Touré *et al.* (1987), (fig. I-8) viennent confirmer l'hypothèse de mise en place dans un contexte de tectonique verticale.

Le problème de la mise en place des granitoïdes plus jeunes que les complexes granodioritiques, souvent intrusifs dans les ceintures de roches vertes, subsiste toutefois. Même si le granite de Saraya (âge 1973 ± 33 Ma) est lui même mis en place par un processus de tectonique verticale, il est difficile d'étendre ce mécanisme à tous les granitoïdes d'âge paléoprotérozoïque du craton ouest-africain.

Notre travail va donc se focaliser sur le granite à deux micas de Ferkessédougou ou batholite de Ferké, daté autour de 2,1 Ga (Kouamelan, 1996), pour permettre d'apporter des éléments de réponse à ce débat.

III. PRESENTATION DES SECTEURS D'ETUDE

III-1: LA REGION DE ZUENOULA (CENTRE DE LA COTE-D'IVOIRE)

La région de Zuénoula, située dans le centre de la Côte-d'Ivoire, est constituée de formations du Paléoprotérozoïque. Cette région a été jusqu'à présent très peu étudiée, depuis les travaux de Jaujou (1970). Les travaux suivants étaient plus généralement destinés à la prospection minière. On y rencontre une grande diversité de formations avec dominance des granitoïdes (fig. I-9):

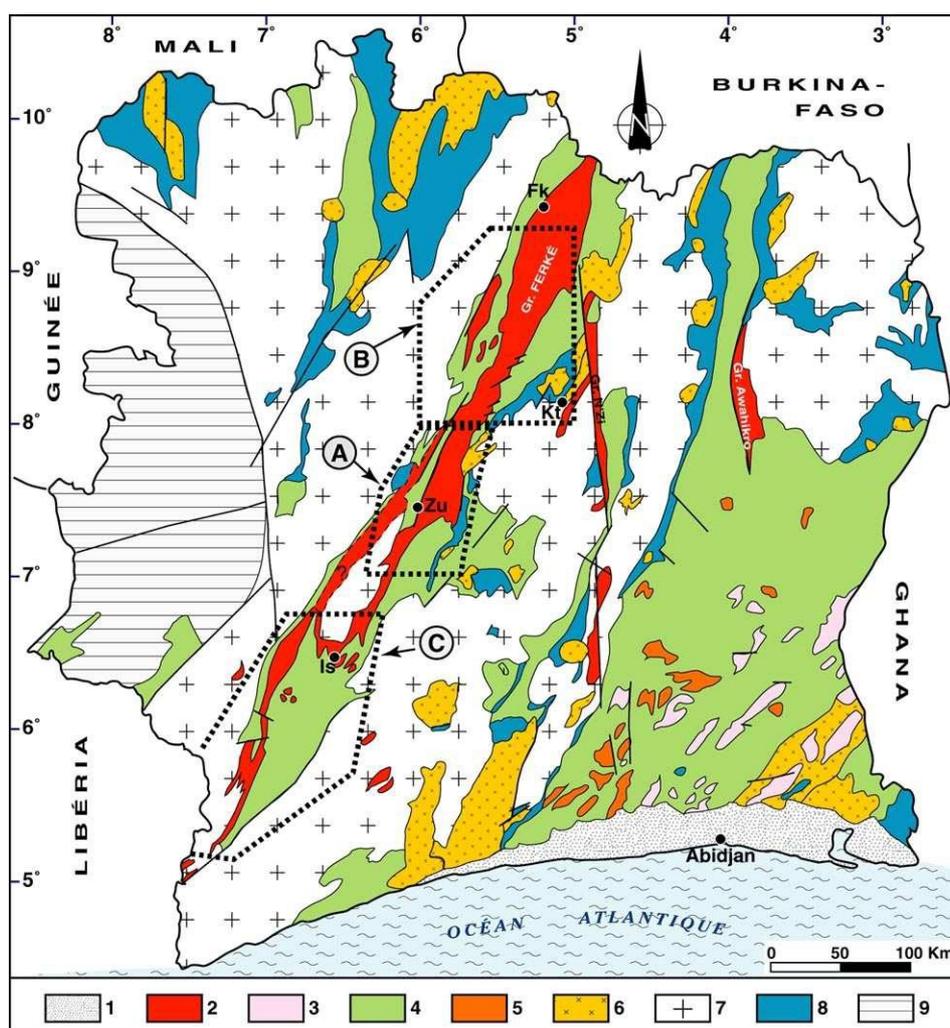


Figure I- 9: Schéma simplifié des ensembles géologiques en Côte-d'Ivoire et localisation des sites d'étude. A) région de Zuénoula; B) région de Katiola-Marabadiassa; C) domaine SASCA. Fk=Ferkessédougou; Kt=Katiola; Zu=Zuénoula; Is=Issia; 1= formations post-birimiennes; 2=batholite de Ferké; granitoïdes à deux micas associés aux structures décrochantes méridiennes; 3= autres granites à deux micas; 4= bassins sédimentaires et volcano-sédiments; 5= granitoïdes calco-alcalins localisés dans les bassins sédimentaires; 6= granitoïdes calco-alcalins localisés dans les ceintures de roches vertes; 7= granitoïdes, granites rubanés, gneiss et migmatites indifférenciés (âge supérieur à 2.4 Ma); 8= volcanisme et volcano-sédiments indifférenciés; 9=domaine archéen.

- les **granitoïdes** occupent les 3/4 du territoire. Ce sont des granites de type TTG, des granites à deux micas et un massif granitique à amphibole (le granite de Gohitré). Parmi ces roches, le massif globalement leucogranitique de Ferké occupe la plus grande partie de l'ensemble. C'est un massif qui s'étend sur près de 500 km depuis le Burkina Faso au NE jusqu'au domaine "SASCA" au SW et sur 50 km dans sa plus grande largeur;

- les **ceintures de roches vertes** se placent de part et d'autre du batholite de Ferké. Elles sont constituées de metabasaltes, de métagabbros et de métadolérites;

- les **métasédiments** ont des compositions de métagrauwackes, de schistes, de métapélites, de micaschistes, d'arkoses et de quartzites;

- les **volcanites andésitiques** sont situées à la bordure est du batholite de Ferké dans le prolongement sud du bassin sédimentaire de Marabadiassa. Ces formations sont accompagnées de pyroclastites de composition intermédiaire à acide et de rhyolites. De faible taille, elles se situent plus généralement en bordure des massifs andésitiques.

Sur le plan structural, la déformation est essentiellement linéaire subhorizontale (dans le batholite de Ferké). Dans la granodiorite de Dianfla (au Sud), la linéation minérale est subverticale tandis qu'elle devient subhorizontale dans les granitoïdes et les volcano-sédiments (avec déformation plano-linéaire) qui bordent le batholite de Ferké.

III-2: LA REGION DE KATIOLA-MARABADIASSA (CENTRE DE LA COTE-D'IVOIRE)

La **région de Katiola-Marabadiassa** située au Nord de la latitude N8°, est le prolongement nord de la région de Zuénoula (fig. I-9). Elle a fait l'objet de deux thèses soutenues récemment (Yobou, 1993; Doumbia, 1997). La première concerne essentiellement les granites et en particulier le batholite de Ferké et la seconde à la fois les roches volcaniques, sédimentaires et le batholite de Ferké. Nous utiliserons les résultats des études de ces deux auteurs pour décrire les caractéristiques lithologiques de cette région.

Les **roches volcaniques** des ceintures de roches vertes ont des compositions basiques et ultrabasiques. Les andésites sont associées aux sédiments du bassin du Bandama. Il y a également des laves acides.

Les **roches granitoïdes** sont associées à des ceintures de roches vertes ou se rencontrent dans le bassin sédimentaire. Ce sont des granites de type TTG, granites à pyroxène, granite à amphibole (Gohitré), syénites (Ninakri) et granite à deux micas de Ferké.

Deux modèles de mise en place du batholite de Ferké ont été proposés: 1) mise en place dans de grandes zones de cisaillements décrochants en contexte de subduction-collision (Yobou, 1993); 2) mise en place lors de la fermeture du bassin sédimentaire en contexte transpressif (Doumbia, 1997).

La figure I-10 indique la localisation des principaux villages de la région de Zuénoula-Katiola-Marabadiassa dont les noms apparaîtront souvent dans ce travail.

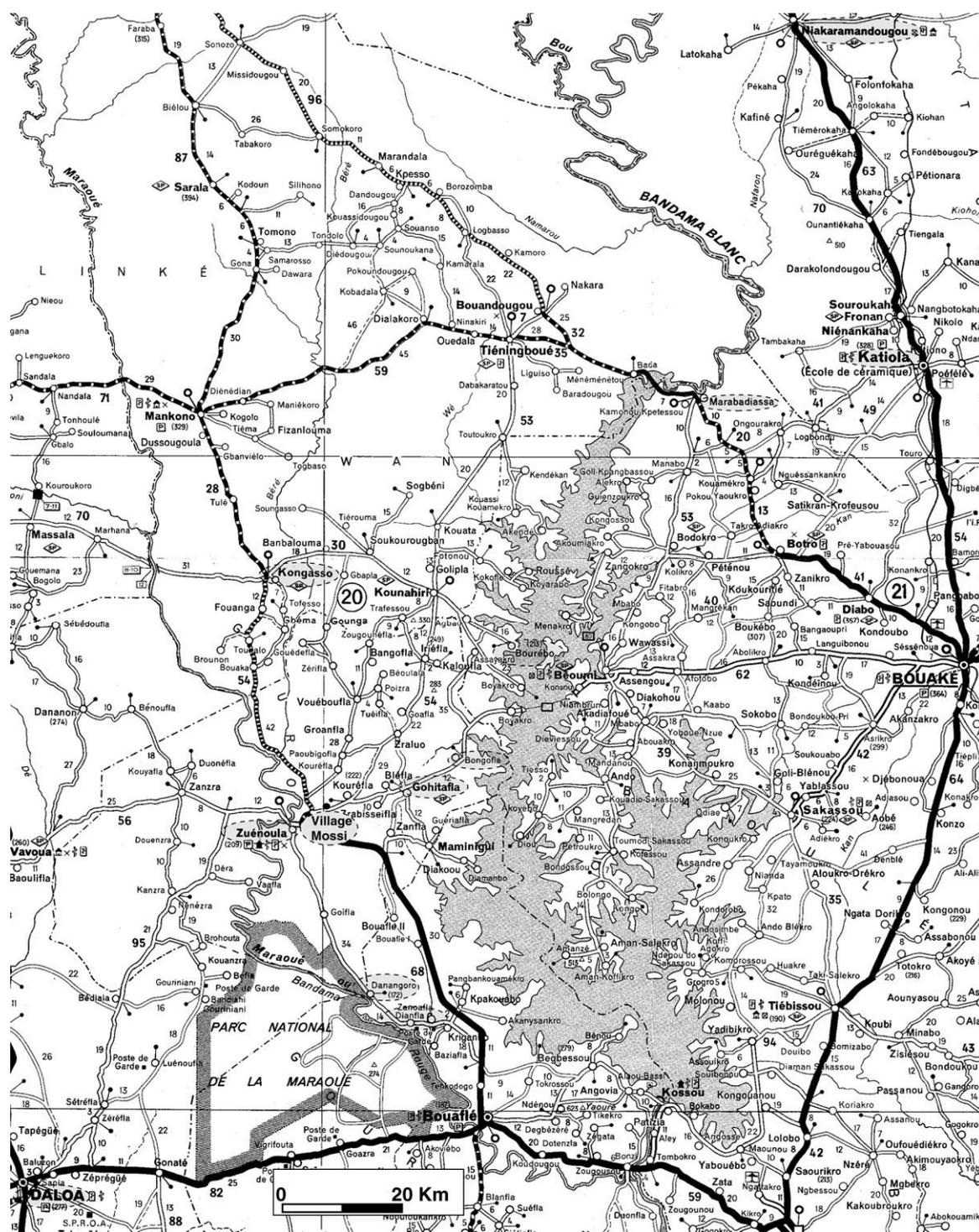


Figure I-10: Carte de localisation des principaux villages dont les noms seront cités dans ce travail.

III-3: LE DOMAINE SASCA (SUD-OUEST DE LA COTE-D'IVOIRE)

C'est depuis la mission SASCA dirigée par A. Papon (1973) que la géologie du SW de la Côte-d'Ivoire est mieux connue. La coexistence à la fois de formations d'âge archéen (reconnues par la présence de zircons hérités) et de formations d'âge birimien a conduit Kouamelan *et al.* (1997) à proposer l'existence d'un segment de croûte archéen peu remobilisé (daté à 3,15 Ga) au sein du domaine birimien. Le granite à deux micas de Ferké affleure au sein des métasédiments, dans des migmatites ou bien encore dans des gneiss fortement plissés d'après la carte à 1/1000000 de la Côte-d'Ivoire (Papon, 1973).

III-4: LA GUINEE ORIENTALE

L'étude de cette région n'est utilisée que dans le second chapitre où nous abordons le problème de la cartographie des granitoïdes du craton ouest-africain.

Très peu de travaux de géologie ont été effectués ou publiés. Nous ferons référence aux travaux de Obermuller (1941), Obermuller et Roques (1946), Milési *et al.* (1989). Les travaux les plus récents sont ceux de Boher *et al.* (1992), ils portent sur la géochimie et la géochronologie des formations protérozoïques à la limite du domaine archéen.

Les ensembles géologiques sont constitués par (fig. I-11) (l'ordre que nous présentons n'est pas un ordre logique mais une simple énumération:

- des formations anté-éburnéennes (du Léonien et du Libérien) qui occupent la moitié sud du pays. Ce sont des granitoïdes, des migmatites, des gneiss granulitiques, des charnockites, des roches basiques et ultrabasiqes, des micaschistes, des quartzites ferrifères et des amphibolites (Milési *et al.*, 1989).

- des formations du Birimien (2,4 Ga à 1,8 Ga) occupent la moitié nord du pays. Ce sont des complexes granito-gneissiques, des roches basiques à ultrabasiqes, des micaschistes, des schistes, des grès, des quartzites, des roches andésitiques;

- des formations post-birimiennes d'âge paléozoïque (sédimentaire) à mésozoïque (sédiments et volcanisme doléritique).

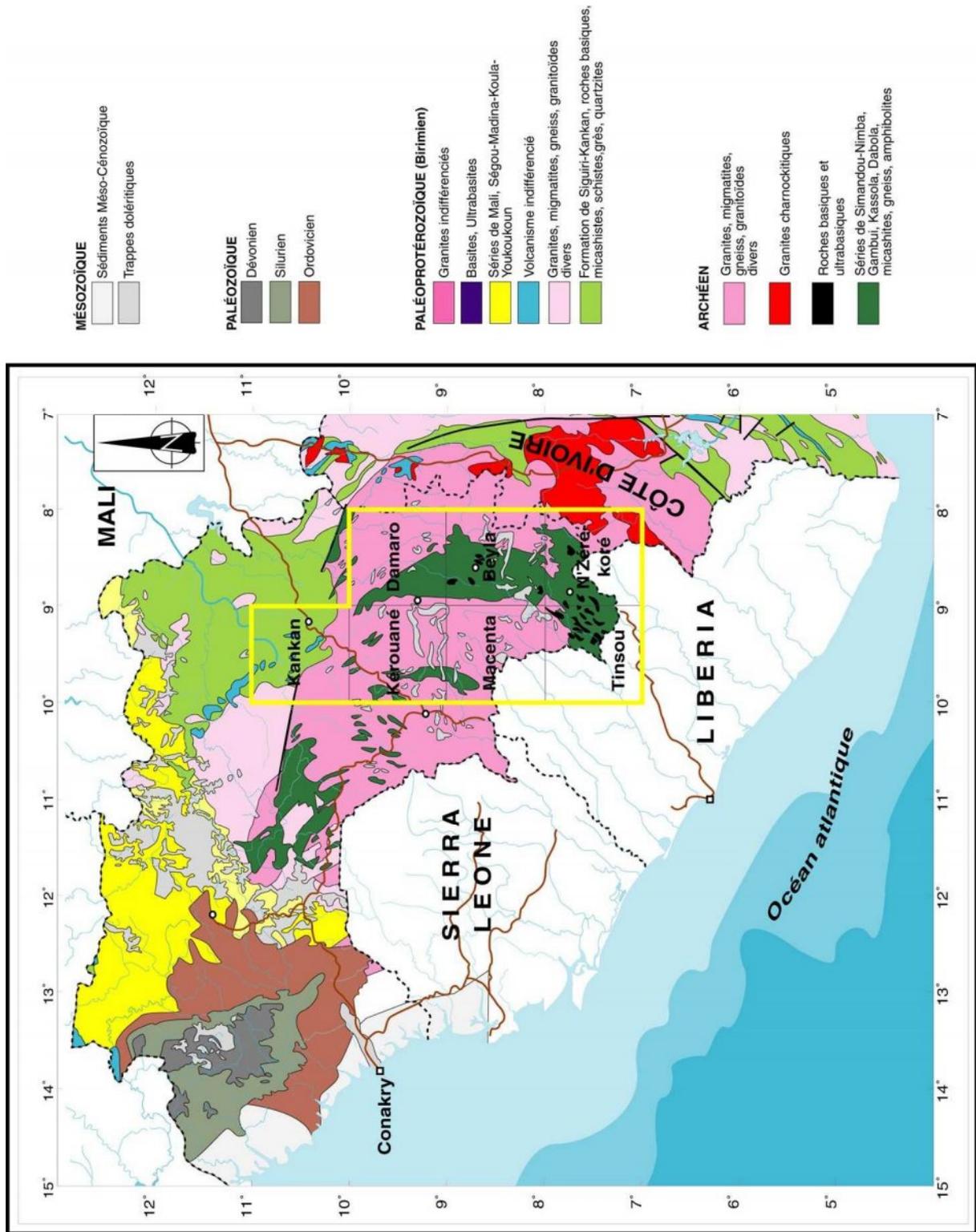


Figure I- 11: Carte géologique simplifiée de la Guinée (en encadré jaune, les secteurs étudiés par télée-analyse), modifié d'après Obermüller (1941).

CHAPITRE II

TELEANALYSE
SATELLITALE

OBJECTIFS

⇒ Outil d'aide à la cartographie des granitoïdes du craton ouest-africain

⇒ Outil d'aide à l'interprétation de la forme en surface du batholite de Ferké

INTRODUCTION

L'utilisation de la télanalyse satellitale en géologie n'a d'intérêt que pour un problème spécifique (Carrère, 1987). Il est donc nécessaire de se fixer des objectifs bien précis au départ afin d'aborder convenablement le problème sous toutes ses facettes.

Il a été montré que l'imagerie satellitale est un outil important pour la réalisation de cartes thématiques qui ont une grande utilité dans le choix des zones à échantillonner ou à analyser en priorité sur le terrain (Carrère, 1987; Deroin, 1992). Elle offre, en outre, une vision structurale d'ensemble irremplaçable.

Il est particulièrement important de faire une étude détaillée des différentes formations en tenant compte, à la fois, de leurs propriétés géomorphologiques et des réponses spectrales et texturales de zones préalablement bien choisies.

Par la suite une extrapolation à d'autres régions peut, éventuellement, être proposée.

• Objectifs

Dans le cadre de notre étude nous essayerons de déterminer les caractéristiques des différents ensembles géologiques qui seront ensuite comparées aux analyses pétrographiques et structurales.

Notre objectif est de quatre ordres:

- *tester et calibrer l'exploitation de scènes SPOT XS (analyse analogique et essai d'analyse numérique), dans un but cartographique et structural, dans notre secteur d'étude (région de Zuénoula);*
- *valider et/ou comparer notre méthode de travail et les résultats (photofaciès types) à d'autres secteurs (cas des régions de Katiola-Marabadiassa et de Ferkessédougou au Nord de la région de Zuénoula);*
- *rechercher des zones d'Afrique de l'Ouest lithologiquement comparables et tester d'autres capteurs (exemple: LANDSAT TM);*
- *proposer une méthodologie d'aide à la cartographie géologique des granitoïdes en particulier.*

Ce chapitre est subdivisé en deux grandes parties: (1) la première partie est consacrée à la description des capteurs SPOT XS et LANDSAT TM ou MSS, et aux bases

méthodologiques en analyse satellitale. Cette partie est reportée en **annexe 1**; (2) la seconde partie consiste en l'utilisation de quelques techniques décrites dans la première partie pour les objectifs que nous nous sommes fixés plus haut. Outre le batholite de Ferké qui constitue l'objet de notre étude, nous nous intéressons aux divers granitoïdes et formations qui lui sont associés.

• **Quelques travaux antérieurs par imagerie satellitale sur le batholite de Ferké et les formations associées**

L'imagerie satellitale est de plus en plus utilisée en Côte-d'Ivoire pour la cartographie géologique (par exemple, Pothin et Taha, 1987; Fabre et Fofana, 1988; Deroin *et al.*, 1994, 1995; Ouattara *et al.*, 1995; Doumbia, 1997). Cependant l'utilisation de l'imagerie satellitale pour la cartographie du batholite de Ferké et des formations associées est récente:

- (1) Projet TALISMAN de 1993 à 1996 (à partir de Landsat TM, voir *paragraphe II*);
- (2) Deroin *et al.*, 1994 (à partir de Landsat MSS dans la région de Katiola);
- (3) Ouattara *et al.*, 1995 (à partir de SPOT XS dans la région de Zuénoula);
- (4) Doumbia (1997) à partir de SPOT XS dans la région de Katiola-Marabadiassa;
- (5) Koffi (1998) à partir de scènes RADAR ERS dans la région de Ferkessédougou.

Afin d'illustrer certains de nos propos, nous comparerons nos propres travaux à certains de ces travaux.

Par ailleurs nous n'utiliserons que les canaux dont nous disposons pour notre analyse. La seconde partie de ce chapitre comprend quatre grands paragraphes:

- (1) La région de Zuénoula (imagerie SPOT XS). Ce paragraphe comprend l'analyse analogique, l'analyse numérique et un essai d'analyse des relations teinte/végétation/substratum;**
- (2) La région de Katiola-Marabadiassa (imagerie Landsat TM);**
- (3) Comparaison des analyses de SPOT XS et Landsat TM à celles de l'imagerie RADAR ERS (travaux de Koffi, 1998) pour les granitoïdes et pour le batholite de Ferké en particulier;**
- (4) Extension des conclusions et méthodologies à d'autres régions de l'Afrique de l'ouest (exemple de l'est de la Guinée, imagerie Landsat TM).**

I. LA REGION DE ZUENOULA (IMAGERIE SPOT XS)

I-1: ANALYSE SPECTRALE ANALOGIQUE

L'analyse spectrale analogique utilisée est une interprétation visuelle et manuelle des scènes sur support papier en composition colorée (RVB ou XS3-XS2-XS1 des scènes KJ 47-335 et KJ 47-336 du 02 février 1990). Cette analyse nous permet d'exploiter les informations géologiques portées par la surface du sol (végétation, pédologie, occupation des sols) caractérisée par la teinte et la texture.

La notion de *texture* peut être définie comme un agencement spatial de petits éléments homogènes de même réponse spectrale (contenu homogène et forme spécifique dans un environnement donné). Elle peut dépendre, dans le cas de notre étude, de l'organisation des linéaments (voir définition en annexe I), du réseau de drainage (Deffontaines et Chorowicz, 1991; Koffi, 1998) et des teintes.

Les linéaments et le réseau de drainage dépendent par exemple de la structure géologique (fracturation, failles, plissements, stratification, intrusions granitoïdes dans du matériel sédimentaire ou volcano-sédimentaire) et du substratum géologique sous-jacent. Ce sont en particulier les linéaments et le réseau de drainage que nous utiliserons pour notre analyse lithologique et structurale.

I-1-1: Analyse des linéaments et du réseau de drainage

A) ANALYSE LINEAMENTAIRE: RESULTATS

A partir de la scène dont un extrait est représenté en figure II-1, on reconnaît les textures suivantes (fig. II-2):

- des *linéaments fins* de grande taille à répartition parallèle et régulière sur de grandes surfaces. Ce type de texture se rencontre le plus souvent dans les roches métasédimentaires et métavolcaniques au Sud-Est du secteur. Il peut apparaître dans certains granites situés en bordure de grandes fractures. Ce sont, par exemple, les granites de Béziaka au Sud-Ouest et la granodiorite de Dianfla au Nord du Parc National de la Marahoué;



Figure II- 1: Extrait d'une scène SPOT en composition colorée (XS3-XS2-XS1) de la région de Zuénoula (KJ 47-335)

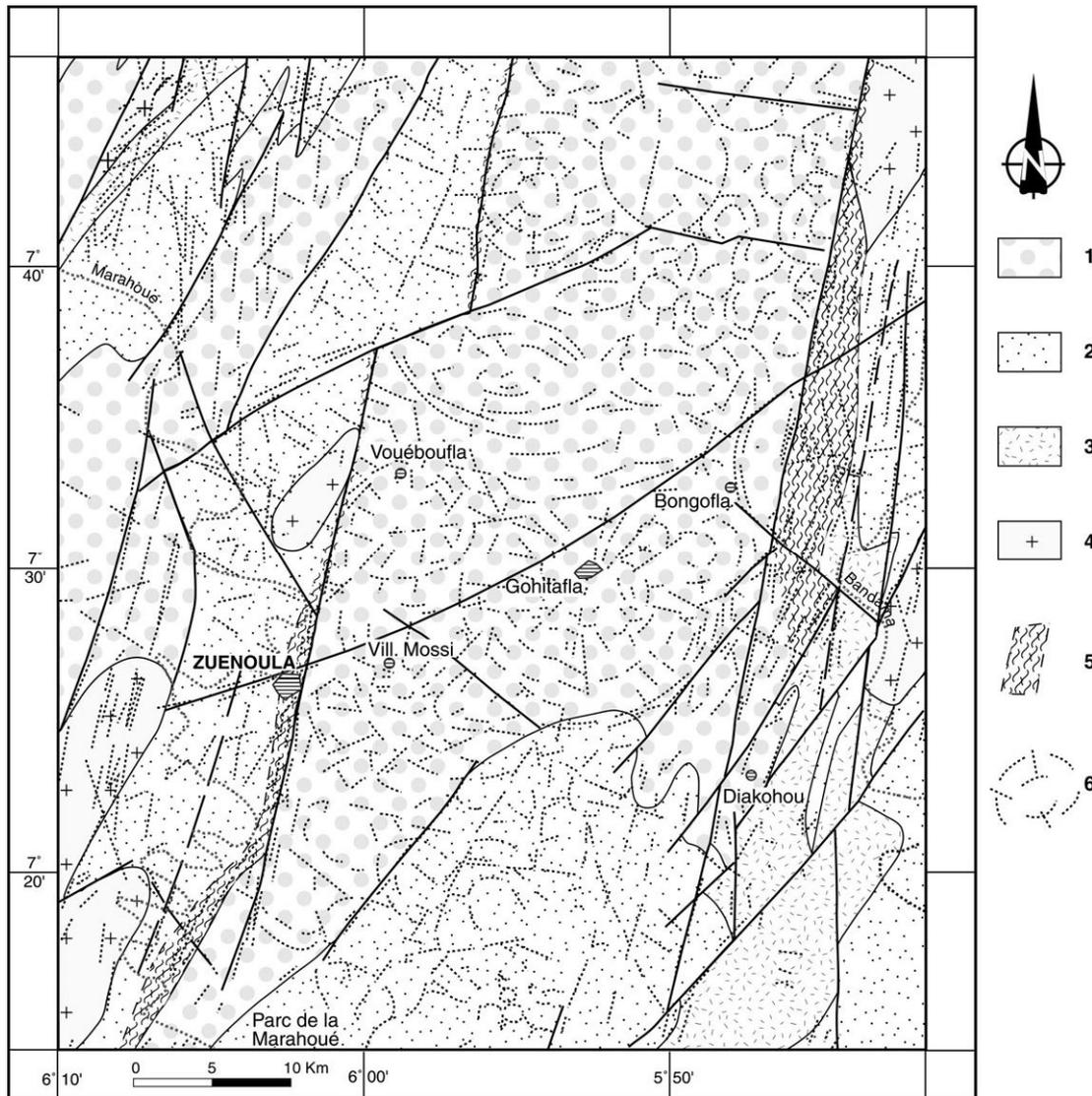


Figure II- 2: Carte géologique simplifiée et télanalyse linéamentaire de la région de Zuénoula. - 1: granites à deux micas (batholite de Ferké); 2: sédiments birimiens; 3: métavolcanites et sédiments indifférenciés; 4: granitoïdes divers (granite à biotite, granite à amphibole, TTG, ...); 5: couloirs mylonitiques, ultramylonites et orthogneiss; 6: linéaments observés par télanalyse satellitale.

- des *linéaments denses* étalés sur de grandes distances. Ils correspondent la plupart du temps à des failles ou à des fractures profondes. On les retrouve également dans les zones mylonitisées en bordure du batholite de Ferké;

- des *associations de linéaments* de forme circulaire à subcirculaire et radiale qui coïncident le plus souvent avec le réseau de drainage (voir paragraphe C) ou avec de petites forêts formant des sortes de boucles. Ce type de texture est typique des granites à deux micas (batholite de Ferké), (fig. II-2, Nord du village Mossi) et de certains métasédiments au Nord du Parc de la Marahoué.

- des *linéaments de petite taille* quelquefois inférieurs au kilomètre, parallèles ou non. Ils sont fréquents dans les granites et roches vertes.

B) INTERPRETATION DES STRUCTURES LINEAMENTAIRES

(Cas du batholite de Ferké)

La carte des données linéamentaires (fig. II-2) montre dans l'ensemble des structures linéaires et plus remarquablement des structures circulaires à subcirculaires et/ou radiales.

Les structures linéaires sont communément interprétées, dans les granitoïdes, comme liées à la fracturation, au diaclasage, à la foliation, au rubanement ou à la schistosité.

Les structures circulaires à subcirculaires sont souvent mises en relation avec les massifs de granitoïdes affleurants ou sub-affleurants. Recensées dans les granites à deux micas et, curieusement, dans certains métasédiments, les structures circulaires à subcirculaires et/ou radiales peuvent être *simples ou complexes, de petite ou de grande taille*.

Les *structures simples* sont généralement de taille petite à moyenne (3 à 8 km), de forme circulaire ou allongée. Les massifs granitiques du village Mossi, à Vouéboufla et à l'Est de Bongofla (fig. II-2 et 3) en sont de bons exemples.

Les *structures complexes* sont formées de plusieurs petites structures simples qui semblent s'emboîter les unes dans les autres par recoupement ou par interdigitation (fig. II-3). Les massifs de Gohitafla et du Nord de Bongofla montrent clairement ce type de structures. Lorsqu'on se rapproche de la bordure est du batholite de Ferké, la forme elliptique de ces structures prédomine.

D'après les travaux de Bonin *et al.*, 1979, les structures simples peuvent être liées à une dynamique de surface (érosion, altération) et à la topographie. Les structures complexes de grande dimension sont indépendantes de la morphologie mais liées à des alignements.

D'autres structures circulaires ont été également décrites par Scanvic *et al.*, 1984; Guillet *et al.*, 1985; Rolet *et al.*, 1993. Ces auteurs en attribuent l'existence à la présence de

coupoles granitiques et à l'organisation interne des plutons, parallèlement aux plans de la foliation magmatique du granite. Nous entendons par "*foliation magmatique*", l'orientation préférentielle des minéraux primaires qui ne montrent pas de recristallisation ou de déformation plastique (Paterson et *al.*, 1989). Nous verrons dans le *Chapitre IV* (consacré à l'analyse structurale de quelques massifs granitiques) les différents types de déformation dans les formations de la région de Zuénoula; voir également définition en **annexe 2**.

Dans les métasédiments du Parc de la Marahoué (fig. II-2), les structures circulaires sont moins nettes. A l'approche du batholite de Ferké, certaines de ces structures montrent une forme plus nette qui se poursuit dans le batholite.

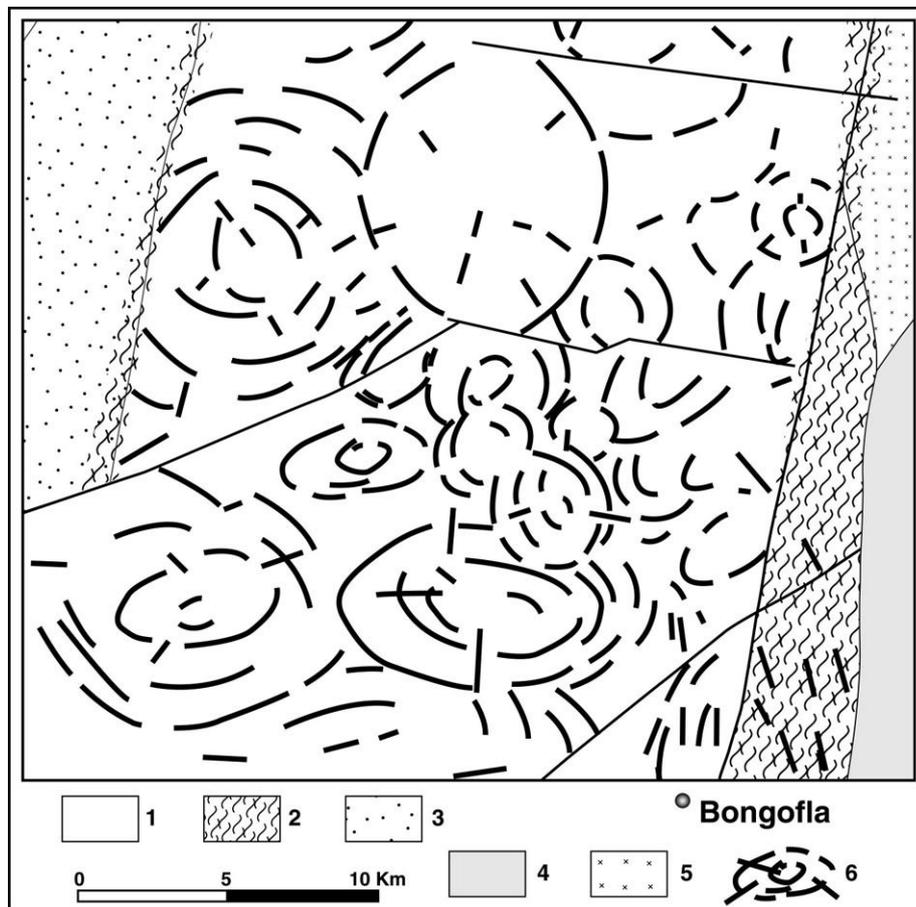


Figure II- 3: Extraction des structures circulaires, subcirculaires et radiales de la partie NE de la région d'étude. - 1=batholite de Ferké; 2= couloir mylonitique; 3=métasédiments; 4=volcanosédiments; 5=orthogneiss granodioritique de Bourébo.

Des structures circulaires comparables ont été identifiées dans la partie nord du batholite de Ferké (région de Ferkessédougou) et dans les granitoïdes qui le bordent (Koffi, 1998). Quelques précisions sur ces structures seront données au paragraphes III.

Ces structures circulaires à subcirculaires que l'on trouve dans le batholite de Ferké et dans les métasédiments du Parc de la Marahoué nous amènent à nous poser quelques questions:

- *les structures circulaires à subcirculaires correspondent-elles à des plutons emboîtés ou non?*
- *ces structures peuvent-elles être rattachées à la mise en place de différents plutons granitiques?*
- *pourquoi ces structures se rencontrent particulièrement dans le batholite de Ferké? Leur présence dans les métasédiments, liée probablement à la faible épaisseur de la couverture sera traitée plus loin.*

Nous essayerons de donner des réponses à ces quelques questions avec l'essai d'analyse spectrale numérique (*voir plus bas*), de l'analyse pétro-structurale et géophysique (*voir Chapitre IV*).

C) RESEAU DE DRAINAGE ET DISCRIMINATION DES ENSEMBLES LITHOLOGIQUES

L'allure ou la forme du réseau de drainage (ou réseau hydrographique) traduisent d'une façon générale le type de substratum et le type de structures tectoniques. L'étude de sa distribution et de son agencement permet également d'identifier des ensembles lithologiques et le type de tectonique (Chorowicz, 1984; Carrère, 1987; Deroin, 1988). Dans la région de Zuénoula, trois types principaux de réseau de drainage ont été identifiés:

- *le réseau de forme dendritique (fig. II-4a) est le plus fréquent et traduit la plupart du temps la présence d'un substratum granitique. C'est le cas par exemple dans le secteur de Gohitafla où le réseau de drainage a des directions généralement perpendiculaires aux structures subcirculaires notées précédemment.*

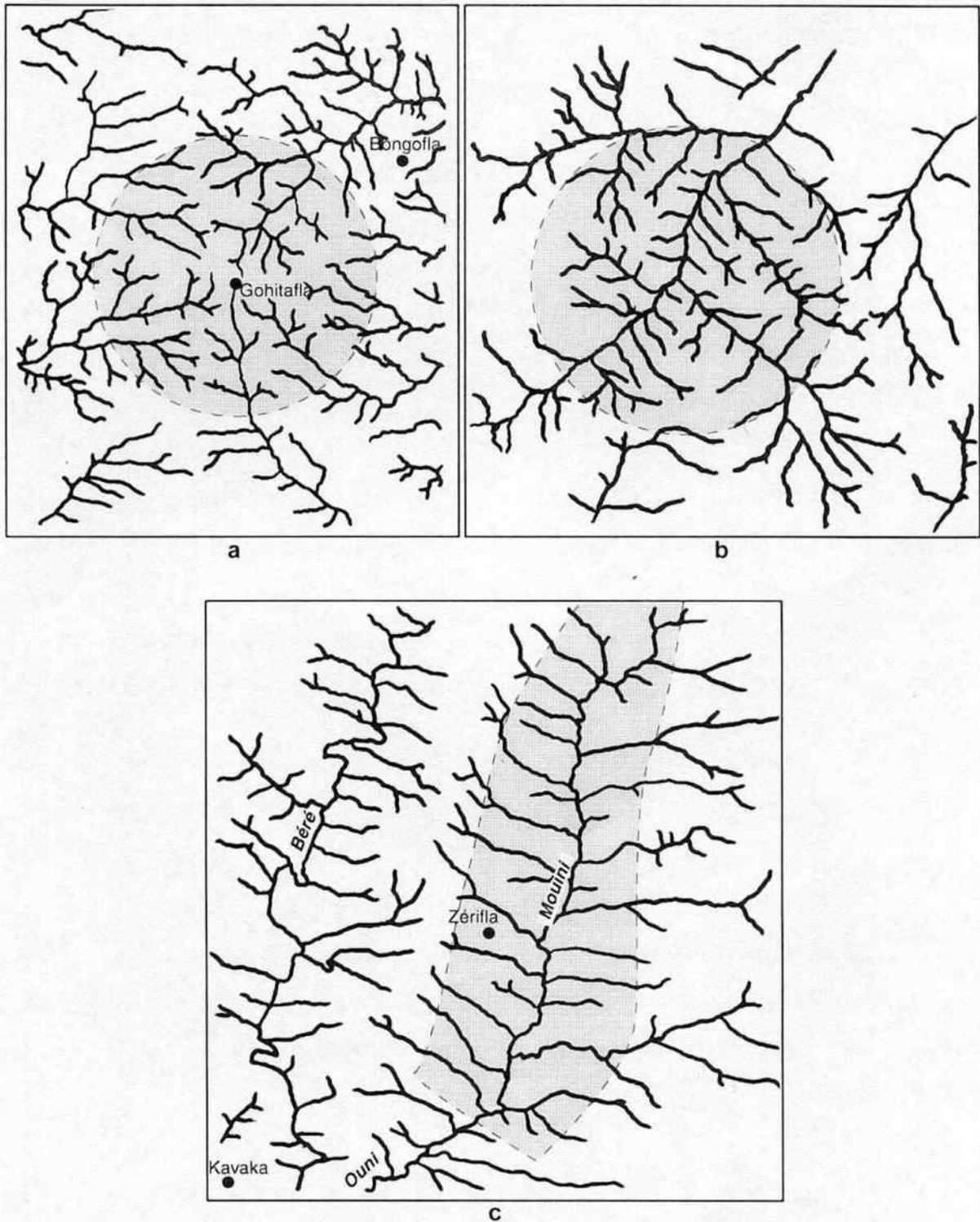


Figure II- 4: Quelques types de réseaux hydrographiques de la région de Zuénoula. - a: forme dendritique à radiale du secteur de Gohitafla; b: forme dendritique. La partie en grisé permet de mieux voir ces différents types de réseaux; c: forme en "arête de poisson". La partie en grisé permet de mieux voir ces différents types de réseaux.

- le *réseau de forme radiale* se développe à l'aplomb des dômes granitiques. Dans la figure II-4b on remarque que le réseau de drainage est à la fois dentritique au centre du cercle et radiale en bordure de celui-ci.

- le *réseau de type "arête de poisson"* est souvent rectiligne (fig. II-4c) sur de grandes distances. On retrouve ce type de réseau, dans la partie nord-ouest, dans les métasédiments et métavolcanites. Il correspond à un réseau de fractures (cas de la rivière Béré) et ou à des plis (cas de la rivière Ouni-Mouini). Dans ce dernier cas, le tracé de la rivière suit la partie médiane du bassin. Bien que n'ayant pas de données structurales suffisantes, on peut supposer la présence d'un synclinal au niveau de cette zone médiane (*voir* Deffontaines et Chorowicz, 1991).

D'autres types de réseaux de drainage sont peu représentés. On peut citer par exemple le fleuve Marahoué qui est constitué de parties rectilignes (sur près de 25 km) et sinueuses (fig. II-2). L'orientation N120° des parties rectilignes est comparable à la plupart des grands cours d'eau en Côte-d'Ivoire. Ces parties rectilignes pourraient correspondre à des traces de failles plus anciennes (*voir remarques dans le chapitre "Synthèse" et fig. V-4A*). Les parties sinueuses du fleuve Marahoué (Sud de Zuénoula) correspondent à une zone de mylonitisation.

I-1-2: Analyse suivant la teinte

L'intensité du couvert végétal rend difficile cette analyse. Néanmoins, en tenant compte des différentes textures (agencement homogène des teintes dans un environnement donné), nous pouvons identifier certaines unités lithologiques. Deux grands groupes lithologiques sont distingués:

A) LES GRANITOÏDES

Dans la région de Zuénoula, les granitoïdes ont des signatures spectrales différentes selon leur nature. Ainsi, il est aisé de différencier les granites à deux micas des autres types de granitoïdes.



Figure II- 5: Image en composition colorée RGB montrant le fort couvert végétal (codage dans le vert).

Les granites à deux micas présentent le plus souvent une teinte rouge à rouge sombre correspondant à un fort couvert végétal, comme l'indique la figure II-5 où nous avons isolé les zones à fort couvert végétal par inversion des canaux. Les zones très peu couvertes confèrent aux massifs granitiques une teinte gris bleuté (par exemple les massifs du village Mossi au NE de Zuénoula et le massif de Bongofla à la bordure est du batholite de Ferké).

Le faible couvert végétal et le changement de teinte correspondent souvent à des zones de cuirasse latéritique ou à une topographie plane avec une altitude plus élevée (cas des cuirasses du niveau supérieur, fig II- 19).

Les autres types de granitoïdes ont des couleurs variant du gris clair au gris bleuté. Ceci traduit la présence d'un très faible couvert végétal, comme décrit plus haut. C'est le cas dans la partie ouest (Sud de Béziaka). Les contours de certains granitoïdes sont parfaitement identifiables et montrent une surface lisse par rapport aux formations qui les bordent. Cette surface lisse est la conséquence d'une végétation très peu intense (ou basse). Le granite de Gohitré (Nord de Zuénoula) et la granodiorite de Dianfla (SE de Zuénoula) en sont de très bons exemples.

En se basant uniquement sur la teinte et sur la surface (rigosité), il est difficile de distinguer certains massifs du batholite de Ferké des autres granitoïdes. Cependant la forme plus ou moins circulaire (forêts galeries) et l'agencement des teintes permet, dans certains cas, de différencier ces granitoïdes.

Il faut également noter que la teinte et la surface entraînent parfois des erreurs d'interprétation et ne suffisent pas toujours à différencier les massifs granitoïdes. Ceci est dû au fait que beaucoup de facteurs interviennent dans la variation de la teinte et de la surface. On peut citer la végétation (qui est souvent abondante dans la région). Cette végétation est soumise à de fréquentes modifications soit, par l'activité humaine (champs, brûlis) ou au climat (alternance de saisons sèches et de saisons pluvieuses). L'analyse de scènes acquises à plusieurs période de l'année permettrait de minimiser les erreurs d'interprétation.

B) LES ROCHES SEDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

La distinction entre les métasédiments et métavolcanites se fait selon les critères de teinte, du couvert végétal et du relief. Ce dernier n'apparaît que dans les roches volcaniques, probablement en raison de la forte résistance à l'érosion et à l'altération de ce matériel par rapport aux sédiments de la région.

Dans la partie est, les roches volcaniques ont une texture fine et un couvert végétal assez faible (ou basse). Leur teinte va du marron clair au gris clair. Les pointements de ces formations sont recouverts d'une forte végétation. Les sédiments ont un couvert végétal plus important (cas du bassin sédimentaire du Parc de la Marahoué).

I-1-3: Conclusion partielle

- L'analyse analogique texturale amène à distinguer deux grands types de structures linéamentaires (linéaires ou rectilignes / circulaires à radiales).
- L'agencement de ces structures permet d'identifier des unités lithologiques différentes.
- Les structures circulaires à radiales caractérisent les formations granitoïdiques. Le batholite de Ferké est constitué d'un ensemble de ces structures à agencement complexe qui se poursuivent sous les métasédiments qui bordent ce batholite.

I-2: ESSAI D'ANALYSE SPECTRALE NUMERIQUE

I-2-1: Objectifs

L'étude des sites "test" est faite à partir de fichiers numériques sur des images de 1000*1000 pixels, sur des ensembles géologiquement connus. Nous avons essayé d'analyser les différentes unités lithologiques: granitoïdes, métavolcanites, métasédiments et le couvert végétal. Nous avons, ensuite, procédé à une classification basée sur l'homogénéité et la séparabilité des réponses spectrales.

Le cheminement de notre analyse étant, à partir d'ensembles géologiques bien calés sur le terrain et bien repérés par leur radiométrie, de discriminer les unités lithologiques et de voir

la correspondance avec les différentes structures circulaires à subcirculaires décrites plus haut dans le batholite de Ferké.

I-2-2: Analyse des sites "test" et présentation des résultats

A) LES GRANITOÏDES

Sept massifs granitoïdiques ont été choisis. Nous avons, d'une part, les granites à deux micas qui constituent le batholite de Ferké (Bongofla à l'Est, Gohitafla au centre, Kouéra et le village Mossi à l'Ouest). Les autres granitoïdes sont constitués des massifs de Béziaka au SW (granite à biotite, porphyroïde dans sa partie sud), du granite à amphibole de Gohitré à l'Ouest et de la granodiorite de Dianfla au SE.

• Les granites à deux micas

Les valeurs spectrales obtenues sont regroupées dans les tableaux 6, *annexe 1*. Les résultats sont représentés sous forme de graphiques.

Dans le diagramme orthonormé $XS3 = f(XS2)$, fig. II-6, la distinction entre les différents massifs est difficile. On a, néanmoins, un bon regroupement des réponses spectrales des granites de Gohitafla et de Kouéra. Le granite de Bongofla a la particularité d'avoir ses valeurs réparties en deux groupes distincts:

- un premier groupe à faibles valeurs dans les deux canaux ($moyenne_{XS3} \approx 122$ et $moyenne_{XS2} \approx 127$). Ce groupe correspond à la bordure de ce massif;

- un second groupe caractérisé par des valeurs moyennes ($moyenne_{XS3} \approx 143$ et $moyenne_{XS2} \approx 157$). Il correspond au coeur du massif.

Dans le massif de Bongofla, les valeurs numériques augmentent considérablement dans le canal XS2 lorsqu'on passe de la bordure au coeur du massif.

L'ensemble des massifs montre une bonne corrélation linéaire entre les canaux XS3 et XS2.

La recherche d'une plus grande discrimination des réponses spectrales conduit à utiliser des diagrammes triangulaires (XS1, XS2, XS3) et le diagramme orthonormé

$\sum XS = f(XS3 / XS1)$ proposés par Deroin *et al.* (1990). Le rapport XS3/XS1 correspond à un rapport de canaux peu corrélés (environ 68%).

Le diagramme triangulaire permet de visualiser directement les pourcentages de chaque canal. Utilisé pour les granites à deux micas de la région de Zuénoula (fig. II-8A), ce diagramme ne fait pas ressortir réellement de discrimination entre les différents massifs. Seul le granite de Kouéra semble se distinguer des autres. Le granite de Gohitafla a des réponses spectrales beaucoup plus élevées dans le canal XS3. Ceci s'explique par l'influence de la végétation, qui dans cette zone est plus importante (*voir* fig. II-5) et/ou de la teneur en eau du granite. Rappelons que la proportion d'eau des formations granitiques est liée à la fracturation. La figure II-2 montre un réseau linéaire plus important dans le granite de Gohitafla par rapport aux autres, et peut donc expliquer sa plus forte teneur en eau.

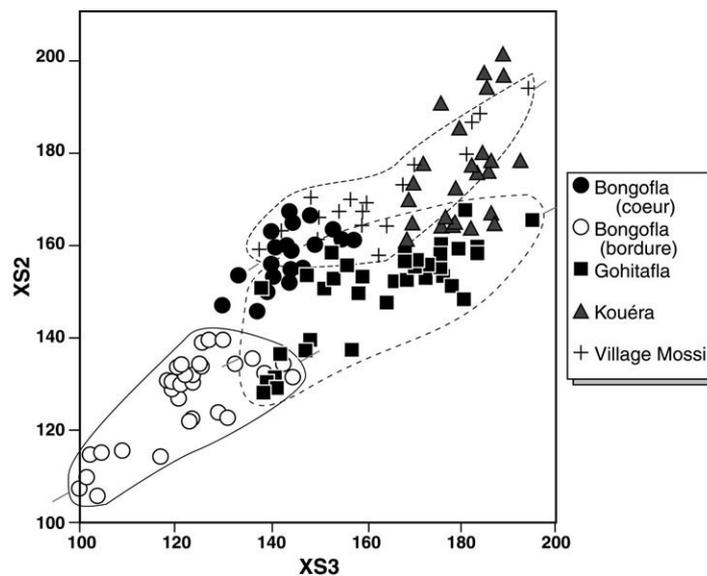


Figure II- 6: Diagramme orthonormé $XS3 = f(XS2)$ montrant quelques massifs de granite à deux micas. Les réponses de l'ensemble des massifs granitiques semblent se regrouper suivant une droite. Il pourrait s'agir d'une corrélation linéaire au niveau spectral (entre les canaux XS3 et XS2) de ces différents massifs granitiques.

Le diagramme $\sum XS = f(XS3 / XS1)$ permet une meilleure discrimination des massifs (fig. II-7). Nous avons quatre groupes:

- le premier groupe représenté par le granite de Gohitafla qui se distingue aisément des autres. Ce granite possède les plus fortes valeurs du rapport $XS3/XS1$ ($>1,1$). Quelques similitudes de réponses sont notées dans le second groupe;

- le second groupe est représenté par la bordure du granite de Bongofla;

- le troisième groupe est représenté par le coeur du granite de Bongofla;

- le quatrième groupe est le granite de Kouéra.

Le granite du village Mossi se place entre ces deux derniers groupes.

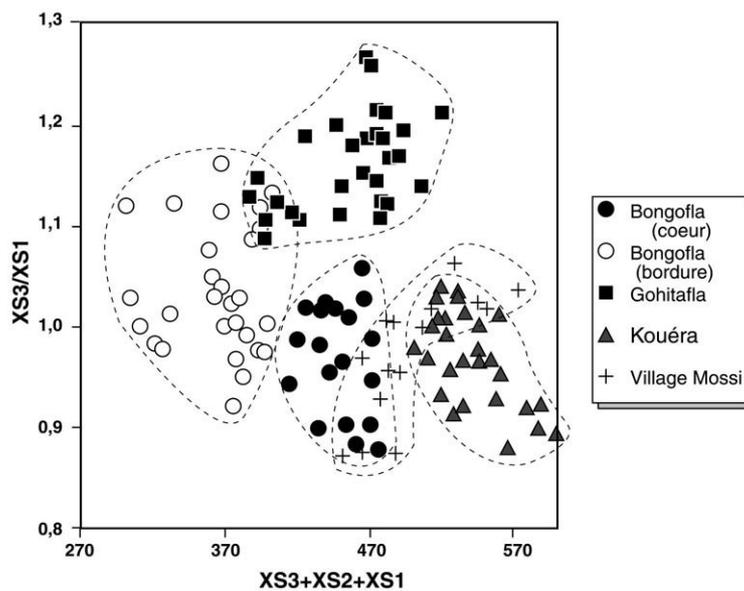


Figure II- 7: Diagramme discriminant $XS = f(XS3 / XS1)$ des granites à deux micas. La bordure du granite de Bongofla montre les plus faibles valeurs pour la somme XS . Le massif de Gohitafla se distingue bien des autres.

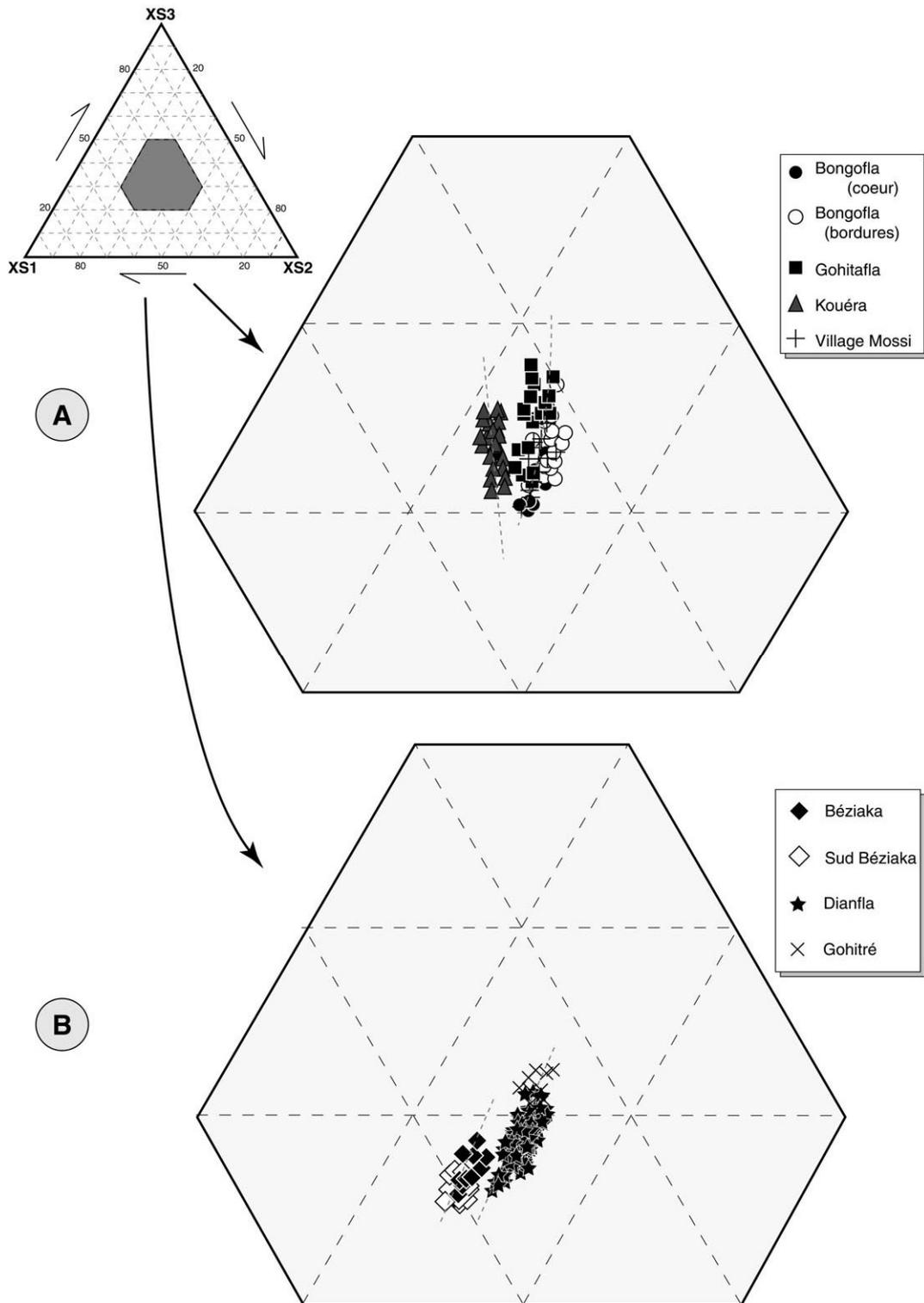


Figure II- 8: Représentation dans un diagramme triangulaire des réponses spectrales dans les trois canaux à partir des sites "test" étudiés. - A: Granites à deux micas; B: Autres granitoïdes (granite à amphibole, granite à biotite et granodiorite). Remarquons que les "autres granitoïdes" ont des valeurs qui "évoluent" vers le canal XS1.

• Les autres granitoïdes

La représentation des réponses spectrales dans les différents graphiques montre une bonne distinction entre le granite à amphibole de Gohitré et les autres (fig. II-9 et II-10). Les formations ont des réponses spectrales plus faibles dans le canal XS3 et plus fortes dans le canal XS1.

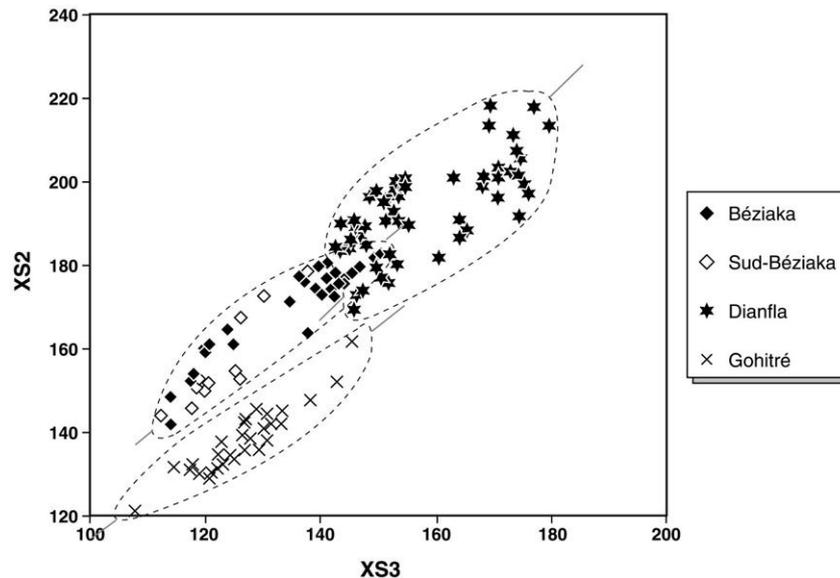


Figure II- 9: Diagramme orthonormé $XS3=f(XS2)$ des "autres granitoïdes".

Dans le graphique de la figure II-10, la séparation est plus nette. Nous avons trois grands groupes:

- le **premier groupe** est constitué de la granodiorite (amphibole et biotite) de Dianfla; avec les plus fortes valeurs. On distingue dans ce groupe, trois ensembles qui ont des comportements différents (fig. II-10). Le premier ensemble (**a**) a des valeurs de $XS3/XS1$ comprises entre celles des massifs de Gohitré et de Béziaka. Le second ensemble (**b**) a de fortes valeurs de ΣXS et décrit une corrélation linéaire négative. Les valeurs de $XS3/XS1$ sont plus dispersées. Le troisième ensemble (**c**) a des valeurs proches de celles du massif de Béziaka;

- le **second groupe** est représenté par le granite à amphibole de Gohitré avec un fort rapport $XS3/XS1$, plus ou moins homogène. Ce groupe se distingue aisément des autres;

- le **troisième groupe** correspond aux granites à biotite de Béziaka qui forment deux ensembles qui se recoupent plus ou moins. La partie nord du massif (Béziaka) a un rapport

XS3/XS1 qui recoupe celui du massif de Dianfla. Le faciès porphyroïde (Sud Béziaka) a de très faibles valeurs de ce même rapport.

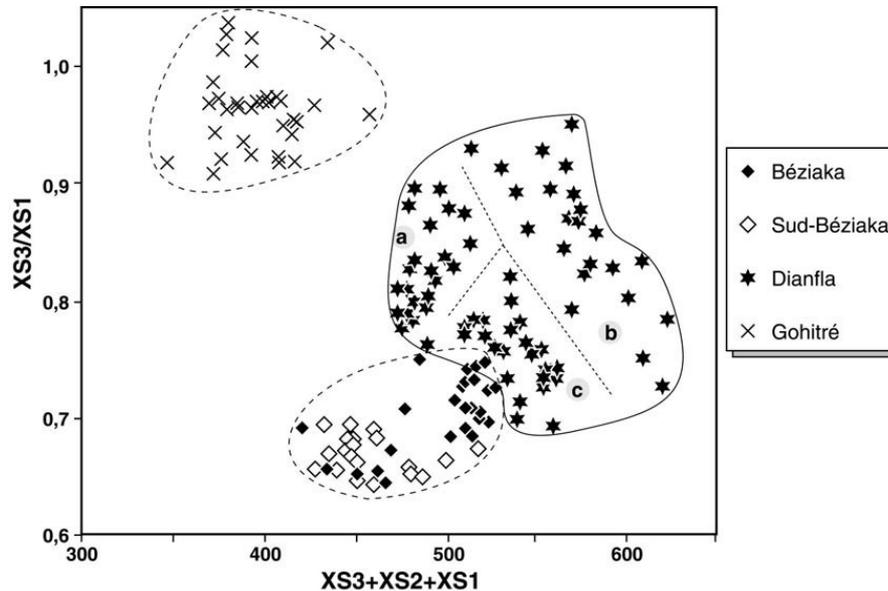


Figure II- 10: Diagramme orthonormé $\Sigma XS = f(XS3 / XS1)$ des "autres granitoïdes". Le granite à amphibole de Gohitré a un comportement spectral très différent des autres granites.

On peut conclure que la discrimination entre les différents massifs granitiques (à deux micas) n'est pas très aisée. Seul le diagramme orthonormé $\Sigma XS = f(XS3 / XS1)$ permet de faire des distinctions. Ces comportements spectraux (séparabilité et corrélation linéaire entre les canaux XS3 et XS2) des différents massifs peuvent-ils être interprétés comme étant liés à la diversité de types pétrographiques dans le batholite de Ferké? L'étude pétro-structurale du batholite (*cf. chapitre IV*) nous permettra d'infirmer ou confirmer ces différents comportements spectraux.

La figure II-10 montre que le massif de Gohitré a un comportement différent des autres massifs. La position intermédiaire de ce massif dans la figure II-10 pourrait refléter sa composition minéralogique (amphibole + biotite); le massif de Gohitré étant à amphibole et celui de Béziaka à biotite.

B) LES ROCHES VOLCANIQUES ET METASEDIMENTS

Les formations analysées sont situées essentiellement dans la partie est. Cela parce que les métavolcano-sédiments au NW et SW de la région sont recouverts par une très forte

végétation. Ces roches affleurent très peu et nous avons essayé de minimiser les zones à fort couvert végétal en n'étudiant que celles à texture fine et peu recouvertes. Ce sont les métavolcanites au Nord de Okabo et les métasédiments de Bouafla (voir également la figure II-1 pour la localisation). Les résultats d'analyse sont regroupés dans les tableaux 6, *annexe 1*.

Les deux types de formations présentent des réponses spectrales différentes. Les métavolcanites se distinguent facilement des métasédiments par leurs plus faibles valeurs dans le canal XS3 (fig. II-11). Elles se répartissent en deux groupes: *les métavolcanites au Sud de Bongofla (MSB) et les métavolcanites au Nord de Bongofla (MNB)*.

Les premières (en contact avec les métasédiments) ont de plus faibles valeurs du rapport XS3/XS1 (fig. II-11), tout comme les métasédiments mais avec de plus faibles valeurs dans les canaux XS3 et XS2 (fig. II-12A). Les métavolcanites-MNB ont des valeurs qui recoupent celles des MSB (fig. I-11 et II-12A).

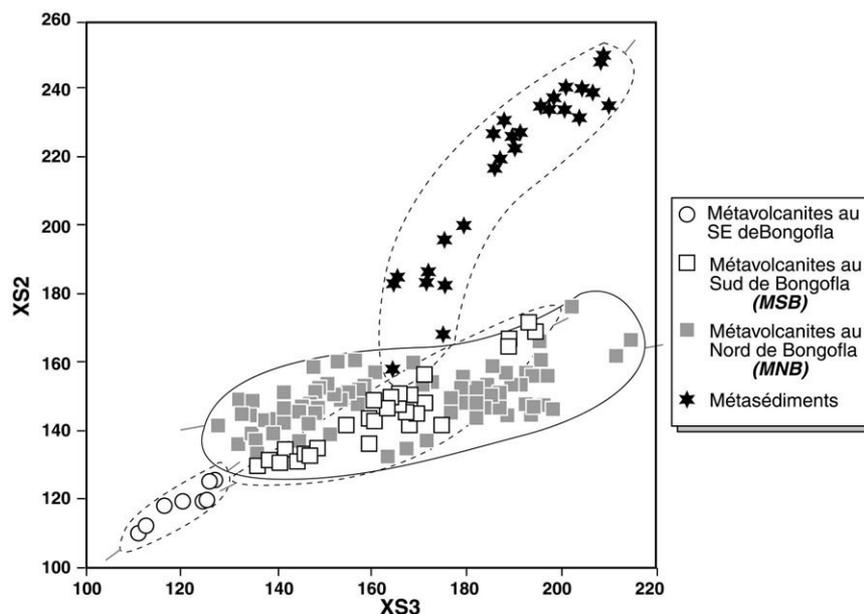


Figure II- 11: Diagramme orthonormé $XS3=f(XS2)$ des métavolcanites et métasédiments. On remarque une très bonne distinction entre les métavolcanites et les métasédiments d'une part et la distinction en deux grands groupes des métavolcanites (entre ceux du Sud et du Nord de Bongofla) d'autre part.

Ces différenciations entre les métavolcanites traduisent bien la diversité des faciès observés sur le terrain.

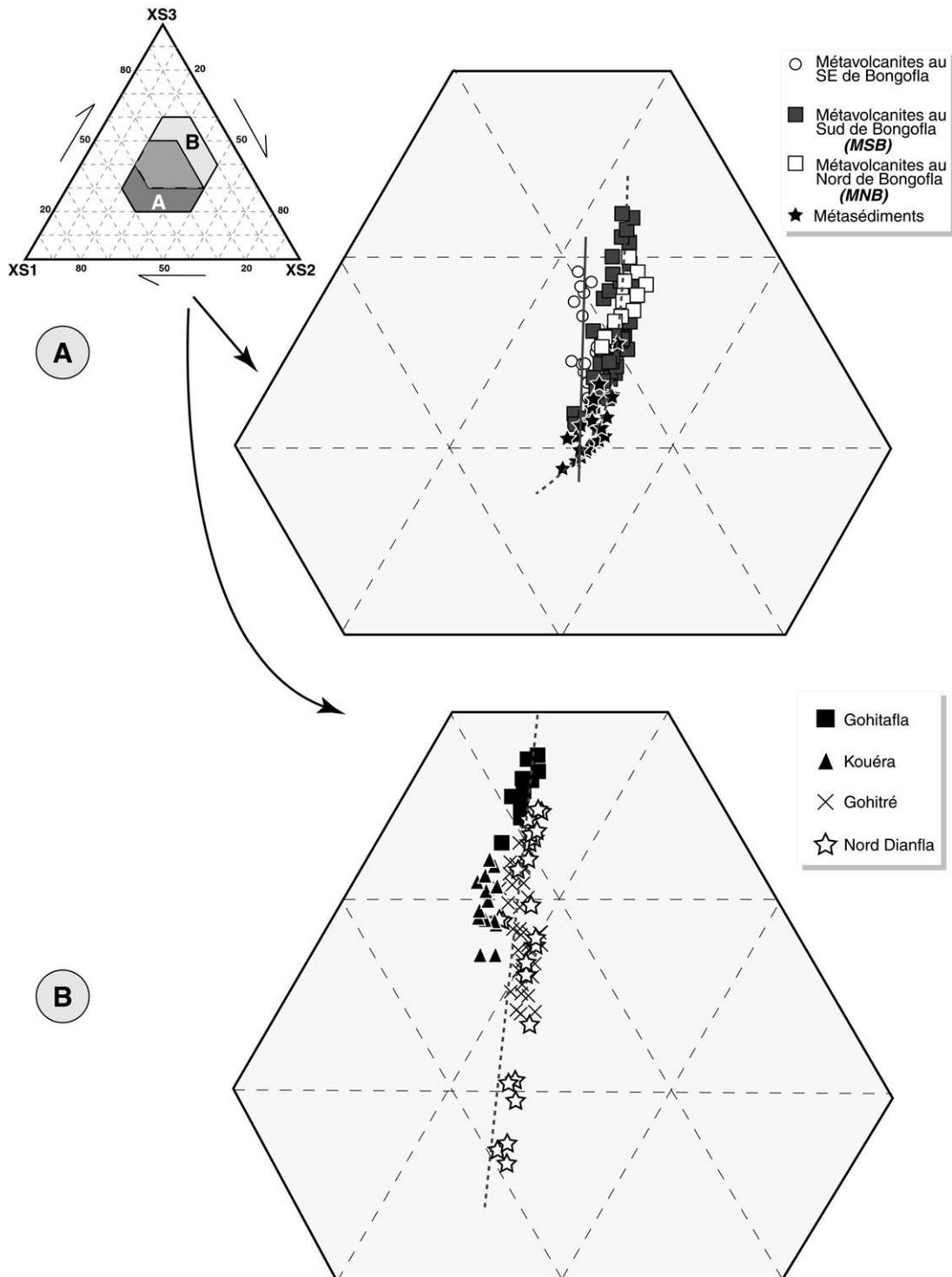


Figure II- 12: Représentation des réponses spectrales dans les trois canaux à partir des sites "test" étudiés. - A: Roches volcaniques et sédimentaires; B: Couvert végétal dense.

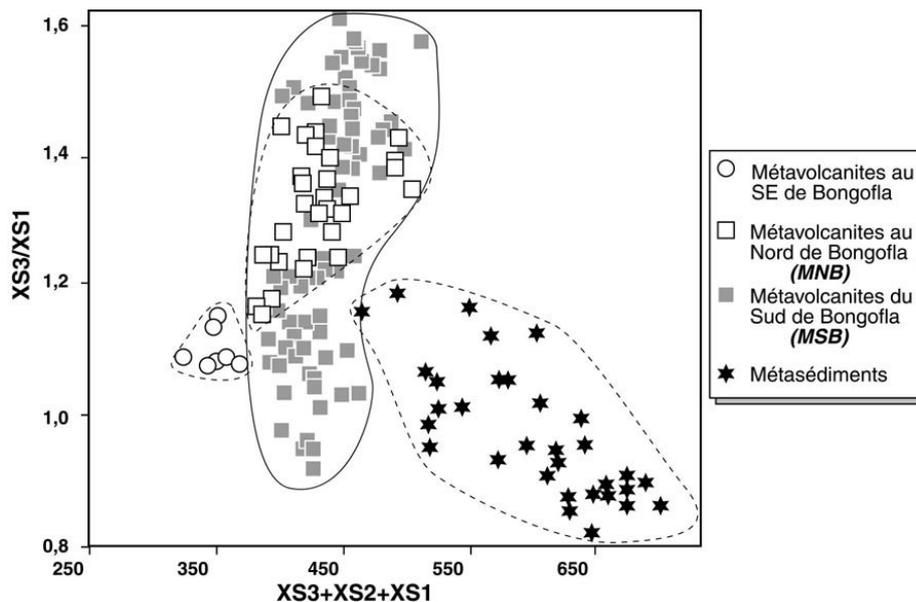


Figure II- 13: Diagramme discriminant $\Sigma XS = f(XS3 / XS1)$ des métavolcanites et métasédiments montrant d'une part la bonne distinction entre les deux types de formations (formations volcaniques et formations sédimentaires) et d'autre part des discriminations entre les métavolcanites.

I-2-3: Essai de classification

La classification a pour but de regrouper les pixels d'une image qui appartiennent à une même formation. Plusieurs types de classifications sont utilisés:

* la classification *supervisée* ou *dirigée*: elle s'appuie sur les données d'analyse des sites " test". On a:

- la classification par maximum de vraisemblance;
- la classification par hypercube.

* la classification *non supervisée*: elle s'appuie sur la densité de probabilité visualisée par le nuage de points de la population à classer. Cette classification peut être semi-dirigée en s'appuyant sur la connaissance du comportement radiométrique des objets pour découper un histogramme bidimensionnel. Ce type de classification est dit "*polygonal*".

Nous utiliserons chacune de ces méthodes de classification afin de voir la plus adaptée pour la ségrégation des formations géologiques de la région de Zuénoula.

A) LA CLASSIFICATION SUPERVISEE

• La classification par maximum de vraisemblance

C'est une classification avec laquelle chaque *thème* choisi lors de l'analyse des sites est utilisé pour la création de différentes classes. Chaque classe est définie dans chaque canal par une distribution gaussienne. Ici il n'y a pas de possibilité de modifier les bornes de chaque classe.

On constate que les thèmes choisis ont le plus souvent des valeurs spectrales qui se recoupent (fig. II-15). L'idéal d'une classification serait d'utiliser les trois canaux, mais ce genre de traitement ne donne pas de zones homogènes dans notre cas. Nous avons alors fait nos classifications à partir de deux canaux: le proche infrarouge (XS3) et l'un des deux canaux fortement corrélés. Le canal vert (XS1) s'est avéré plus efficace que le canal XS2 parce qu'induisant une plus forte discrimination entre les différentes unités.

Les résultats de la classification (fig. II-14B) montre une bonne identification des granites à deux micas dans la partie centrale. La bordure de ces granites a des réponses qui tendent à se confondre à l'Ouest avec celles des grandes parcelles de canne-à-sucre et à l'Est avec les réponses des roches sédimentaires et volcaniques.

• La classification par hypercube

C'est une classification avec laquelle nous pouvons choisir les bornes pour chaque thème d'étude. Elle peut se faire à partir des données numériques ou à partir de l'histogramme de l'image (ou du canal). Il convient donc de définir correctement les bornes. L'application de cette méthode a abouti à une série d'images dont la plus intéressante est représentée à la figure II-14C. On obtient des résultats semblables à ceux de la classification par maximum de vraisemblance mais avec des individus beaucoup plus homogènes (cas des métavolcanites du SE). Pour les granites du SW (granites de Béziaka), la discrimination est plus difficile. Les granites à deux micas se séparent très bien des autres formations.

Remarquons également la très bonne discrimination du fleuve Bandama à l'Est à partir des deux méthodes.

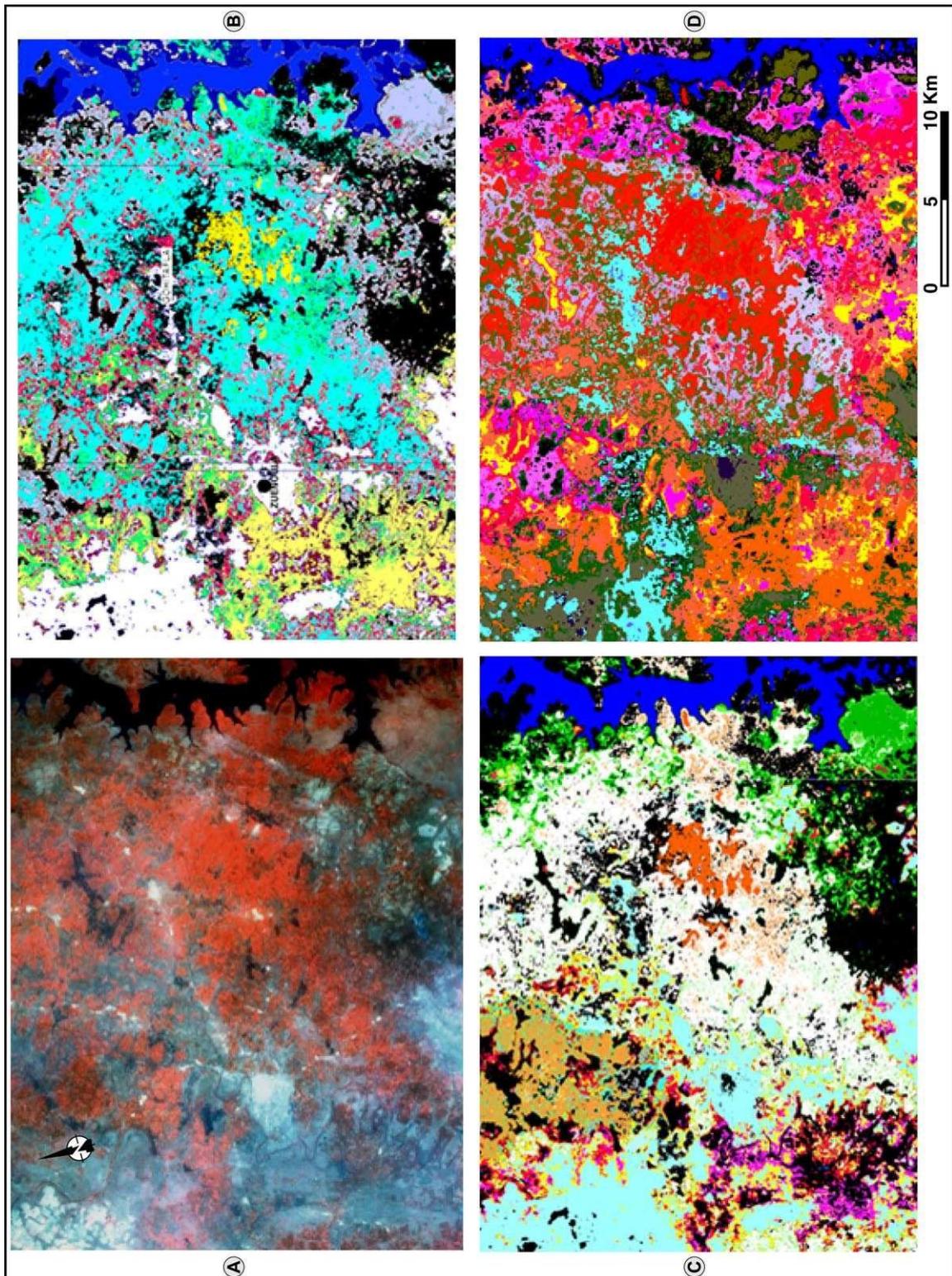


Figure II- 14: Image classée par différentes méthodes.

A: image en composition colorée XS.

B: classification par maximum de vraisemblance.

C: classification par hypercube.

D: classification polygonale

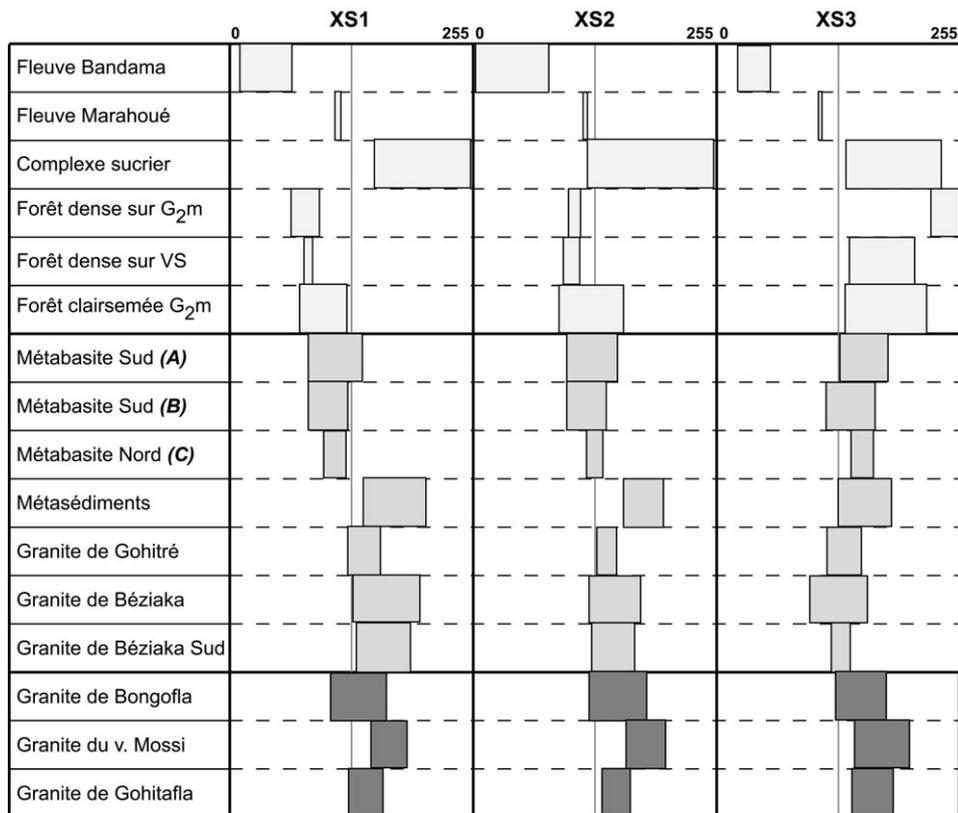


Figure II- 15: Schéma récapitulatif des réponses spectrales dans les trois canaux suivant le type de formation. - G₂m = granites à deux micas; VS = volcano-sédiments. Le fleuve Bandama a les réponses spectrales les plus faibles. Les plus fortes valeurs du fleuve Marahoué (beaucoup plus petit en taille) peuvent s'expliquer par la plus grande quantité en boues. On remarque également une corrélation entre les canaux 1 et 2 quel que soit le type de formation géologique. On a des comportements inverses dans les canaux 1 et 3: lorsque les réponses spectrales d'un canal baissent, cela se traduit par une augmentation dans l'autre canal, sauf pour les granites à deux micas de Ferké où les canaux 2 et 3 semblent plus corrélés par rapport aux autres formations.

B) LA CLASSIFICATION SEMI-DIRIGEE

• La classification polygonale

Pour satisfaire la condition de la classification sur deux canaux, nous avons utilisé l'histogramme bidimensionnel des canaux XS3 et XS1 (fig. II-16).

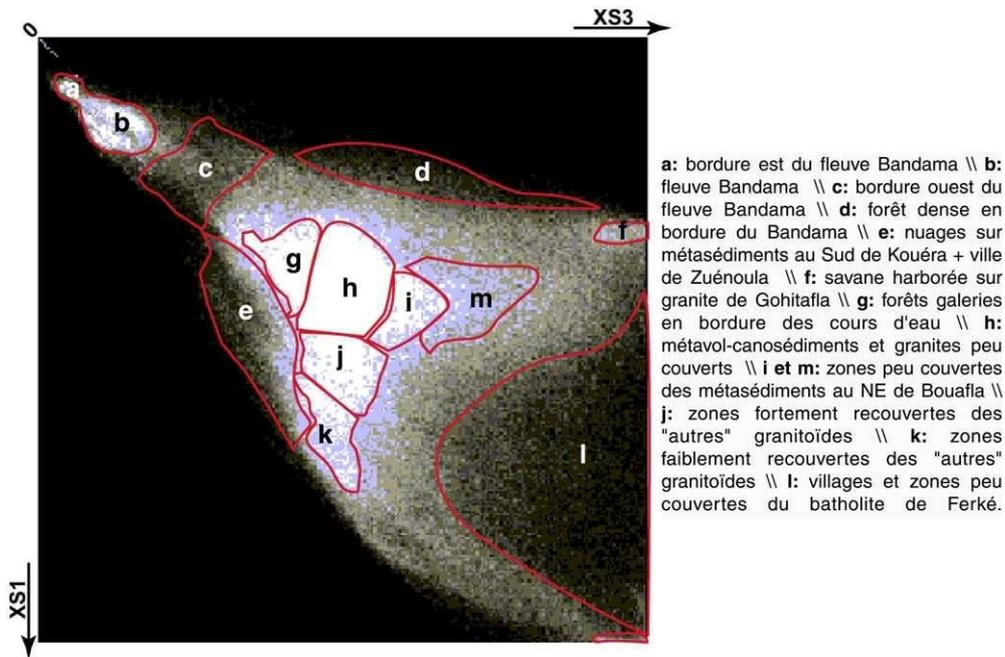


Figure II- 16: Histogramme bidimensionnel et localisation de quelques polygones. Remarquons la stabilité de la valeur numérique dans le canal XS3 et l'augmentation de celle-ci dans le canal XS1, lorsque la densité de la végétation diminue (d, g, h, j, k).

On a une bonne discrimination des granites au SW par rapport au reste des formations. Cependant la discrimination interne n'est pas satisfaisante. Les métasédiments et métavolcanites à l'Est présentent également une très bonne ségrégation. Les granites à deux micas ne donnent pas de réponse homogène. Ceci peut s'expliquer par la densité de la végétation qui tend à modifier sensiblement la réponse spectrale de ces formations.

I-2-4: Conclusion partielle

- L'analyse numérique montre des comportements différents selon les unités lithologiques, à condition de minimiser l'effet de la végétation sur les réponses spectrales. Dans un même type lithologique (*exemple des massifs du batholite de Ferké: village Mossi, Gohitfla, Bongofla*) les variations spectrales sont liées probablement à des faciès différents (variations significatives ou faibles des types pétrographiques ou de la composition chimique?). Le contraste entre les canaux XS1 et XS3 permet de créer des discriminations.
- Le canal XS2 a son importance en ce qui concerne sa corrélation avec l'un des deux autres canaux en fonction du thème d'étude. C'est ainsi qu'il est plus corrélié avec le canal XS3 dans le cas des granitoïdes, et avec le canal XS1 dans le cas des roches volcaniques, des cours d'eau et de la végétation.

I-3: ESSAI D'ANALYSE DES RELATIONS TEINTE/VEGETATION/SUBSTRATUM

Les études menées sur la végétation à partir de données SPOT ont montré que le couvert végétal est le plus souvent à l'image du substratum (Deroin et *al.*, 1990a; Deroin, 1992; Deroin et Deroin, 1996). Il est donc indispensable, compte tenu de l'étendue du couvert végétal dans la région de Zuénoula, de la prendre en considération. Rappelons que cette végétation est particulièrement plus dense sur les métasédiments du Sud (Parc National de la Marahoué) et à certains endroits sur les granites à deux micas (partie centrale, fig. II-5).

Les scènes utilisées montrent des variations de teinte de la végétation. Nous essayerons de montrer les liens qui peuvent exister entre les formations géologiques et le type de couvert végétal. Nous analyserons:

- (1) les associations d'espèces végétales les plus significatives;
- (2) les sols et la végétation;
- (3) les relations existant entre les associations végétales et leur substratum.

I-3-1: Quelques associations végétales essentielles

La région de Zuénoula est située dans la zone de transition des deux zones phytogéographiques (savane/forêt) (fig. II-17).

Au Nord, nous avons la savane herbeuse et/ou boisée (fig. II-18A,B) dont la limite approximative se situe le long du fleuve Marahoué. Cette savane correspond au *domaine soudanais*, selon les subdivisions de Aubréville (1950), White (1986), Bruzon (1990). Localement (sur de petites superficies), nous avons des forêts claires ou des forêts galeries. Ces forêts semblent liées, par endroits, aux zones à plus fort relief et aux cours d'eau (plus généralement aux pieds des collines), (fig. II-18C). L'ensemble de ces formations est corrélé avec la topographie (ou la géomorphologie) et les sols. Du sommet d'une colline au bas-fonds, deux cas peuvent se présenter:

- *premier cas*: forêt claire au sommet, savane arbustive sur les versants et savane herbeuse en bas-fonds;

- *deuxième cas*: savane herbeuse au sommet, savane arbustive sur les versants et savane herbeuse et/ou forêt galerie en bas-fonds (fig. II-18D,E). Ce deuxième cas est le plus courant dans la région.

La savane arborée et les forêts claires se rencontrent généralement loin des zones habitées. Cependant, de petites zones herbeuses boisées se rencontrent autour des villages (généralement préservées par les habitants). Cette répartition de la végétation de la zone de savane correspond, dans son ensemble, à celle décrite ailleurs dans le Nord de la Côte-d'Ivoire (César, 1978; Bruzon, 1990) et plus récemment au Burkina Faso (Devineau *et al.*, 1997).

La partie au Sud du fleuve de la Marahoué est constituée de forêts dont le Parc de la Marahoué. Une partie de cette réserve naturelle est constituée d'une forêt primaire dense (fig. II-18F). L'autre partie est constituée d'une forêt également dense mais reconstituée par l'homme (reboisement).

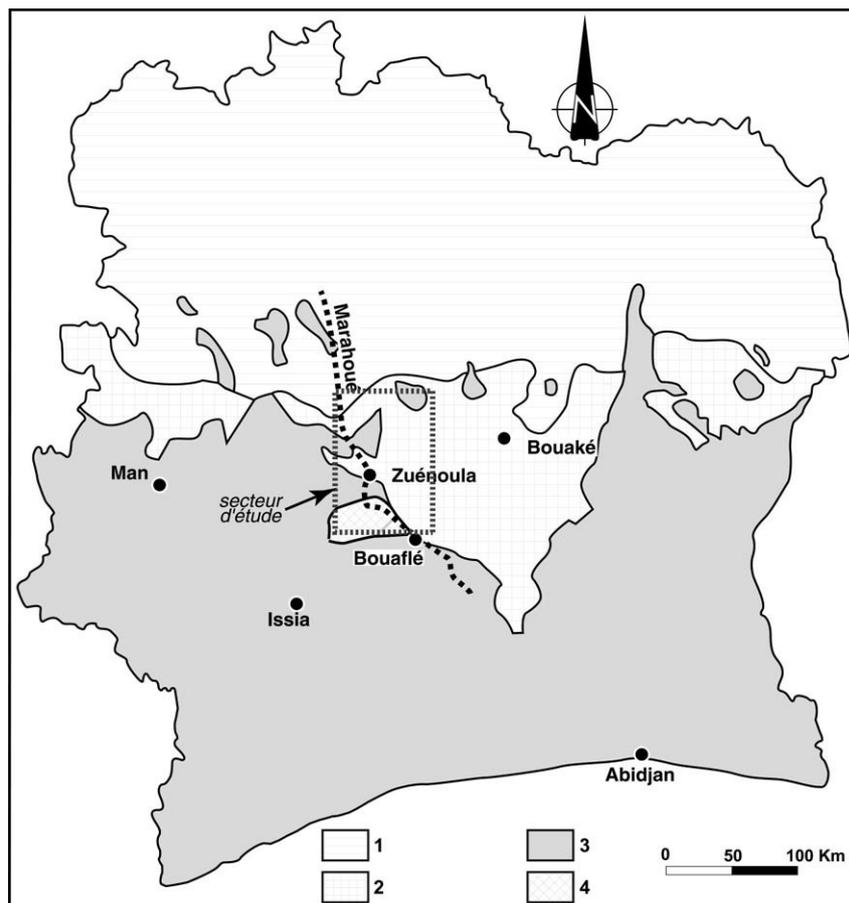


Figure II- 17: Carte de répartition phytogéographique de la Côte-d'Ivoire. 1=savane arborée et/ou forêt claire; 2=savane préforestière, forêts galeries; 3=forêt dense humide; 4=Parc national de la Marahoué . - Document de l'Office ivoirien du Tourisme et de l'Hotellerie.

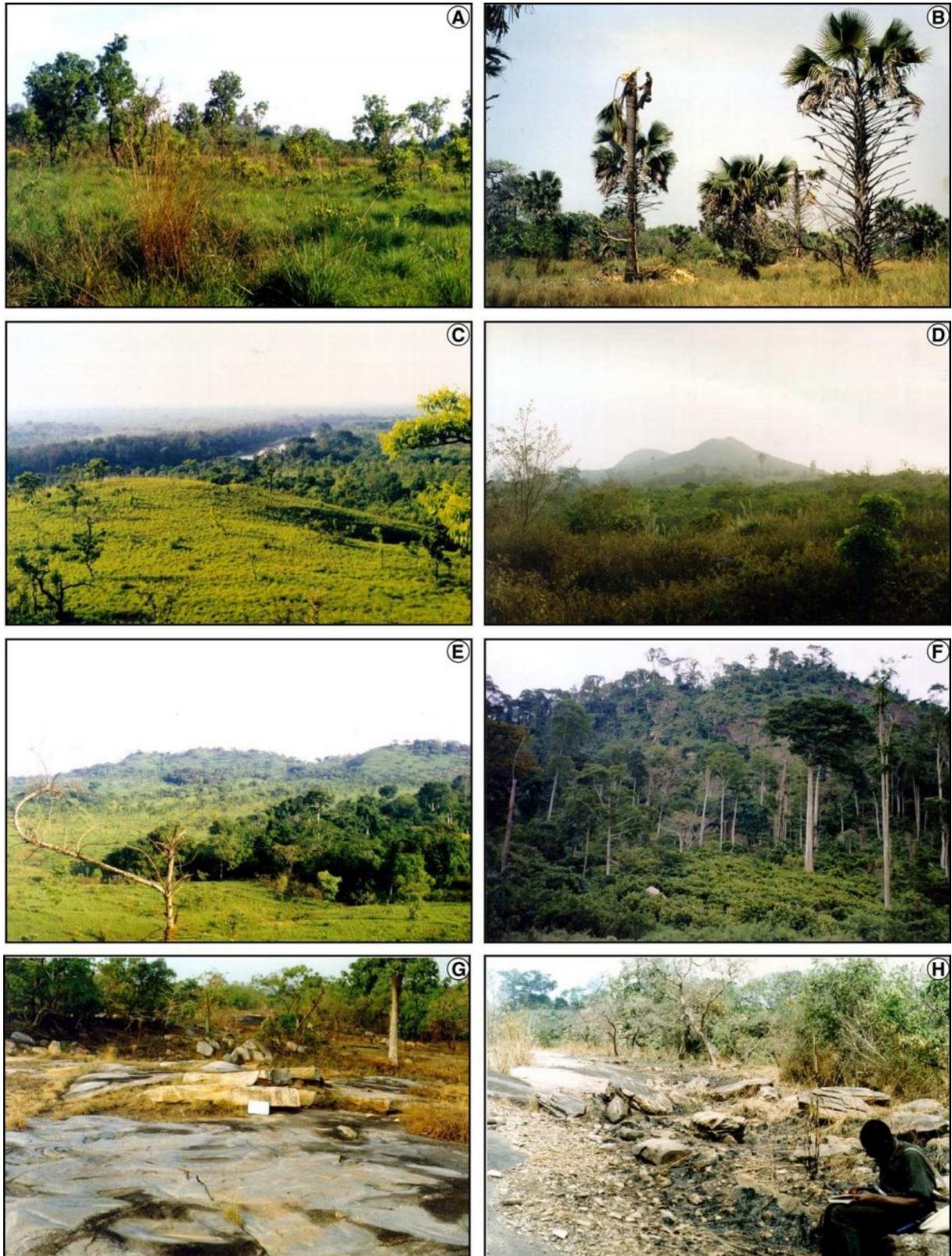


Figure II- 18: A-E: Aspect du couvert végétal dans la zone de savane en fonction de la topographie: A=savane herbeuse \pm arbustive (sol sur arkoses); B=savane herbeuse \pm arbustive (sol sur granites); C=forêt galerie le long d'un court d'eau (second plan) et savane herbeuse au sommet de la colline (sol sur métagabbros); D= savane herbeuse sur la colline de Koupéla au SE de Zuénoula \pm arbustive au pied de la colline (sol sur métagabbros); E=savane boisée sur les versants de la colline et forêt claire dans le bas-fond (sol sur métagabbros); F: couvert végétal dense dans la zone forestière humide (sol sur métasédiments). - G & H: quelques types de végétation sur le batholite de Ferké.

I-3-2: Les Sols et la Végétation

L'existence et l'évolution des groupements végétaux dépendent du type de sol. Plusieurs types de sols existent et se traduisent dans les paysages par des variations dans les couleurs, liées elles-mêmes à la topographie et aux formations géologiques sous-jacentes (Bruzon, 1990). Les auteurs qui ont travaillé dans les zones de savane et de forêt en Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso distinguent plusieurs types de sols (Cesar, 1978; Bruzon, 1990; Devineau *et al.*, 1997):

Sols ferralitiques	résultent de l'intense altération des phases minérales et organiques sous l'action de la température, de l'humidité et des bactéries. Ces sols peuvent être très riches en horizons gravillonnaires et se rencontrent le plus souvent dans les zones de forêt.
Sols ferrugineux	résultent de l'intense altération de la roche-mère dans les zones à climat sec bien marqué.
Sols bruns tropicaux	résultent généralement de l'altération de roches basiques, plus ou moins couvertes. Ces sols sont riches en argile.
Sols hydromorphes	sont liés aux terrasses fluviales, aux fonds de vallées périodiquement submergées par les crues.

Document extrait de la thèse de Bruzon, 1990

La figure II-19 représente une répartition des sols suivant un profil topographique dans la zone de savane.

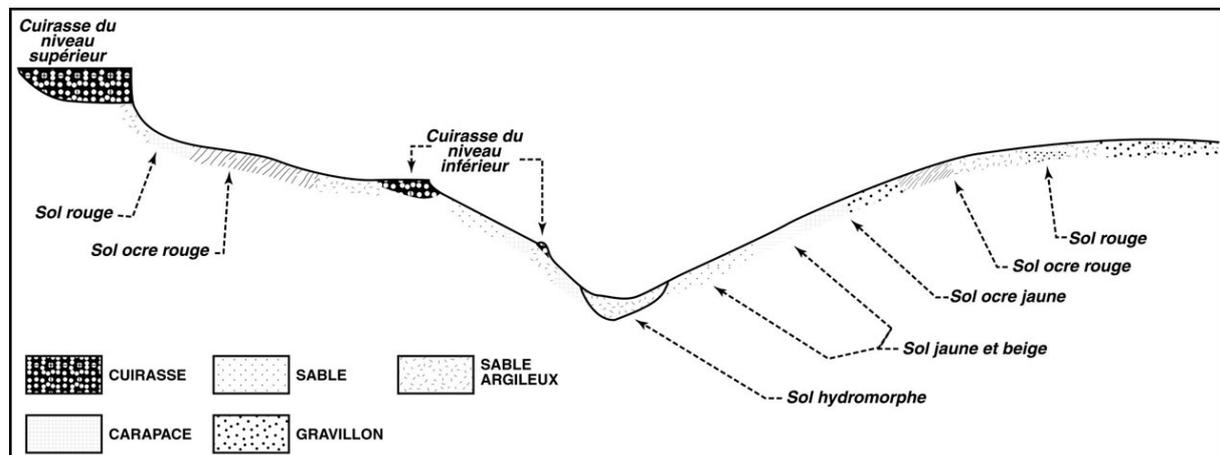
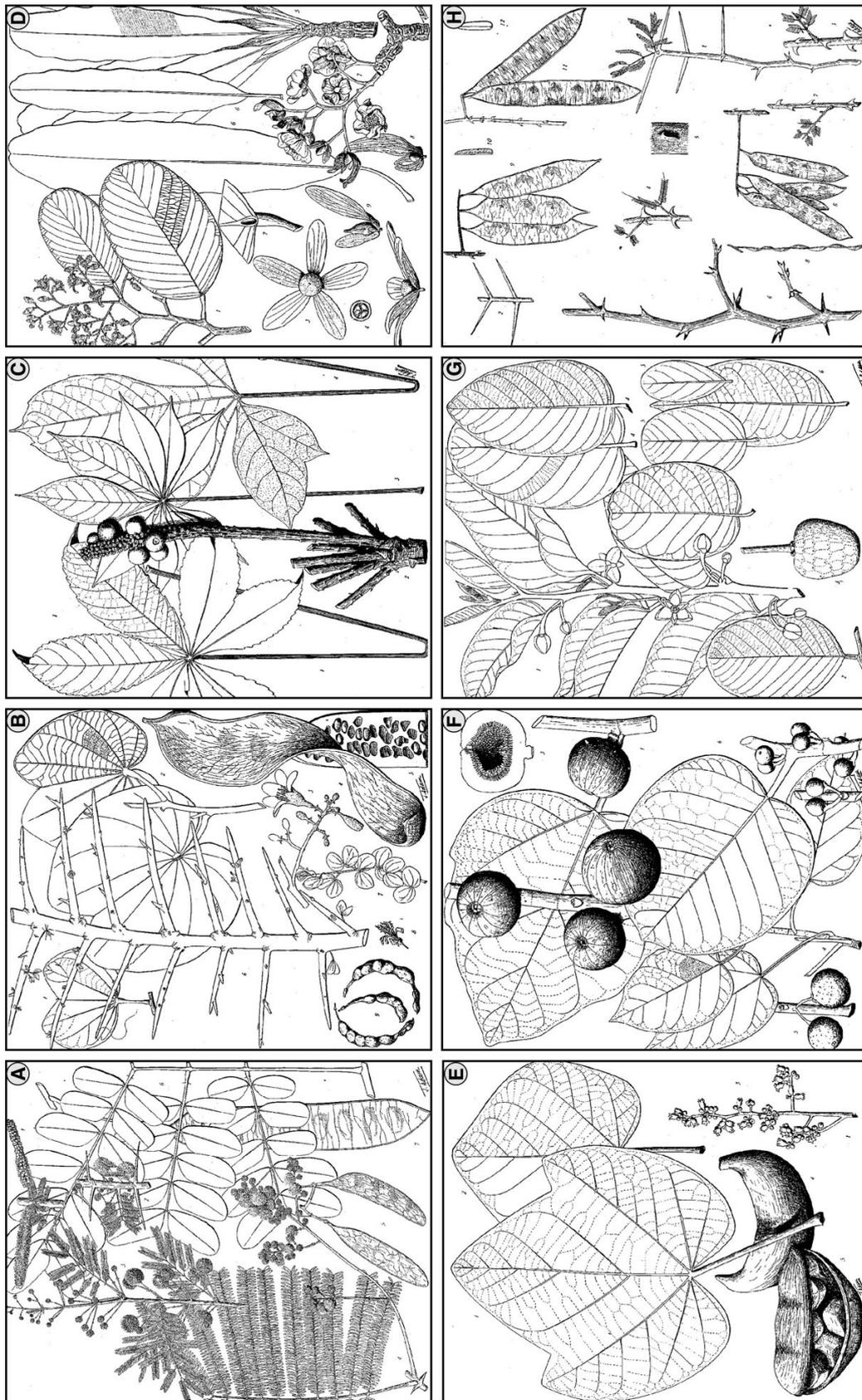


Figure II- 19: Schéma type de représentation des sols en région de savane suivant le profil topographique (modifié d'après Sedes, 1965; in Bruzon, 1990).

Nous avons résumé dans le tableau II-1 quelques associations végétales en fonction du substratum et de la topographie.

	SUBSTRATUM	TOPOGRAPHIE	TYPE DE SOL	COUVERT VÉGÉTAL	ASSOCIATIONS VÉGÉTALES (voir fig. II-20 pour quelques illustrations)
Z O N E D E S A V A N E	BATHOLITE DE FERKÉ	Sommet d'inselbergs ou "dos de baleine"	roche massive, saine sans altération	pas de couvert végétal (fig. II-18G)	Aucune
			sommet cuirassé (sol peu profond)	savane herbeuse à savane boisée ou arborée	- Formations arbustives à <i>Acacia sp.</i> ^A , à <i>Caesalpinacées</i> ^B , ...; - Couvert herbacé discontinu à herbes annuelles (à <i>Combretum sp.</i> , à <i>Loudetia</i> , à <i>Andropogon sp.</i> , ...); - Graminées sur sol plus profond (<i>Schizachyrium sp.</i> , ...)
			sommet cuirassé à fissures	savane arbustive claire	
		Versant	riche en affleurements rocheux ± gravillonnaire (fig. II-18H)	forêt claire	Formations arbustives souvent à <i>Isobertina doka</i> , à <i>Cassia sp.</i> La strate herbeuse peut être importante.
				savane boisée	
			savane arbustive		
			sol sableux	savane arborée et herbeuse	
		Bas de colline et bas-fonds	sol sableux	savane herbeuse ± arbustive	- Tapis herbeux à palmiers (fig. II-18B, à <i>Raftia</i>), et arbustes (<i>Cassia sp.</i> , <i>Cussonia sp.</i> , <i>Lophira alata</i> ^D , à <i>Cola</i> <i>Cordifolia</i> ^E surtout à la lisière savane/forêt et zones plates, ...)
					sol hydromorphe
		Plaines	cuirasse	couvert végétal faible (herbes ± arbustes)	- Couvert herbeux et arbustes (à <i>Caesalpinacées</i> ^B)
	GRANO- DIORITE de DIANFLA	Zones ± plates	sol sableux	savane herbeuse, savane arborée	- Couvert herbeux intense avec formations arbustives à <i>Ficus sp.</i> ^F
			cuirasse	savane herbeuse	- Couvert herbeux intense et arbrisseaux (à <i>Annona Senegalensis</i> ^G)
	GRANITE de BÉZIKA	Versant	sol gravillonnaire	savane herbeuse à arbustes	- Couvert herbeux ± intense, avec graminées et arbrisseaux
		Bas de colline et bas-fonds	sol hydromorphe	savane herbeuse à arbrisseaux	- Couvert herbeux ± intense, avec graminées et arbrisseaux
MÉTA- BASITES * gabbros de Koupéla *Méta- andésites	Sommet	sol sableux	savane arbustive avec un tapis à herbes	- à Epineux (<i>Acaci sp.</i> ^H); - Tapis herbeux au sommet des collines (fig. II-18C,D); - Quelques arbustes (fig. II-29C);	
		sol gravillonnaire			
	Versant	sol cuirassé	savane herbeuse	- Arbustes + herbeux ± graminées	
		Bas de colline	sol sableux à argileux	savane herbeuse à arbrisseaux	- Tapis herbeux dense + arbustes + arbrisseaux (à <i>Annona Senegalensis</i> ^G)
MÉTA- SÉDIMENTS	Zones ± plates		sol sableux	savane herbeuse à arbustes	- Beaucoup d'herbes, de graminées, palmiers, arbres et arbustes
	Bas-fonds	sol hydromorphe	savane herbeuse	- Beaucoup d'herbes, de graminées, quelques palmiers et arbrisseaux	

Tableau II- 1: Quelques données sur les associations végétales dans la zone de savane (partie nord du fleuve Marahoué) en fonction des relations substratum/topographie/sol/végétation - [compilation à partir de nos propres travaux et des travaux sur la savane du: Nord de la Côte-d'Ivoire: Bruzon (1990); Sud-Ouest du Burkina Faso: Devineau et al. (1997)].



A - *Acacia Senegal*, *Acacia Radiana*, *Acacia Scorpioides*, *Acacia Macrothrysa*, *Acacia Boromoensis*
 B - *Caesalpinacées*: *Bauhinia Reticula*, *Bauhinia Thonningii*, *Bauhinia rufescens*, *Bauhinia rufescens*, *Bauhinia rufescens*
 C - *Cassipourea Djalensis*, *Cussonia barkeri*, *Cussonia Tisserantii*
 D - *Ochraceae*: *Monotes Kersingii*, *Lophira alata*
 E - *Sterculiacées*: *Cola cordifolia*
 F - *Ficus Valtis Chaotidae*, *Ficus Polita*, *Ficus Congoensis*
 G - *Annona Senegalensis*
 H - *Epineux*: *Acacia sp.*

Figure II- 20: Quelques espèces végétales (rameaux, feuilles, inflorescences, fruits,...) de la zone de savane au Nord du fleuve Marahoué. En italique, nous avons les espèces les plus fréquentes. Les illustrations sont extraites de Aubréville (1950).

Dans la zone de forêt, les arbres de grande taille dominant sur les autres types de formations végétales. Sous ces grands arbres, nous avons souvent des arbres de taille moyenne et des arbustes. La plupart des forêts primaires et des forêts de reboisement sont très pauvres en herbes. Cependant sur certaines collines de métabasites au SW de Kongasso, la forêt est riche en arbustes, en herbes de sous-bois, en épineux.

I-3-3: Relations entre les associations végétales et leur substratum

A) LIEN DIRECT ENTRE LA VEGETATION ET LA GEOLOGIE

Le couvert végétal est plus dense sur les granites à deux micas, sur les métasédiments du NW et sur certains métasédiments à l'Est en bordure du fleuve Bandama. Une étude de la réponse numérique de la végétation montre des variations selon le type de formation sous-jacente:

- faibles réponses dans les canaux XS1 et XS2 quel que soit le type de formation,
- plus fortes réponses dans le canal proche infrarouge (XS3) pour la végétation sur les granites à deux micas (avec une tendance à la saturation) que sur les autres types de formations (fig. II-12B, *Gohitafla*),

La différenciation entre les granites (autres que les granites à deux micas) et les autres types de roches est plus délicate. La granodiorite de Dianfla présente cependant de très faibles valeurs dans le canal XS3 (fig. II-12B) par rapport aux autres roches.

B) LIEN INDIRECT ENTRE LA VEGETATION ET LA GEOLOGIE

Deux exemples illustrent bien l'activité humaine (et/ou de la nature):

- le complexe sucrier de Zuénoula au Nord-Ouest où l'on distingue très bien de grandes parcelles de couleur bleue à blanche; montre une forte réponse dans les canaux XS1 et XS2. La canne-à-sucre est cultivée sur des terrains volcano-sédimentaires.

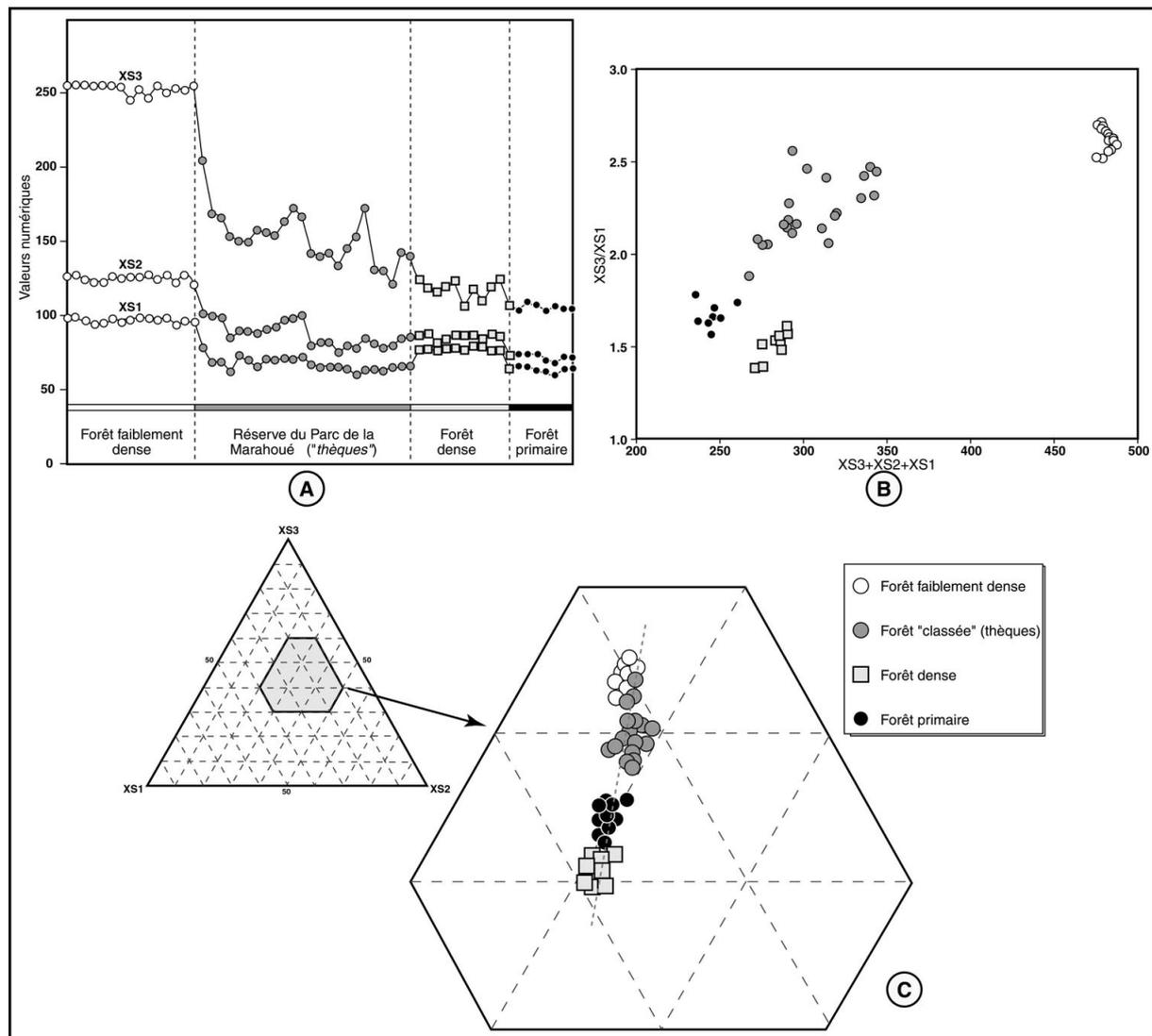


Figure II- 21: Etude de la variation des réponses spectrales en fonction du type de végétation. On remarquera la corrélation entre les canaux XS1 et XS2 (A). Plus la forêt devient dense, plus les valeurs spectrales baissent, particulièrement dans le canal XS3.

- la réserve naturelle à végétation vierge dense du Parc National de la Marahoué présente une teinte de couleur rouge sombre sur composition colorée RVB. Les valeurs spectrales sont plus faibles (fig. II-21A) quel que soit le canal, mais cette baisse des réponses est plus sensible dans XS3. En effet, dans le secteur du Parc National de la Marahoué (fig. II-22), une partie de cette réserve a été reboisée avec des arbres à grosses feuilles (les "thek", fig. II-21A). Cette baisse brutale peut être la conséquence de la défoliation de ces theks pendant la saison de la prise de vue de la scènes (saison sèche). Ces plantes montrent une baisse brutale de la réponse spectrale dans le canal XS3 (fig. II-21A). Lorsqu'on passe de la forêt faiblement dense à la forêt primaire (de couleur rouge sombre) il y a une baisse des réponses d'environ

55%. On peut expliquer ces différentes baisses par plusieurs phénomènes dont les aérosols (brumes, brouillard, ...) qui ont tendance à se former sur les zones à fort couvert végétal.

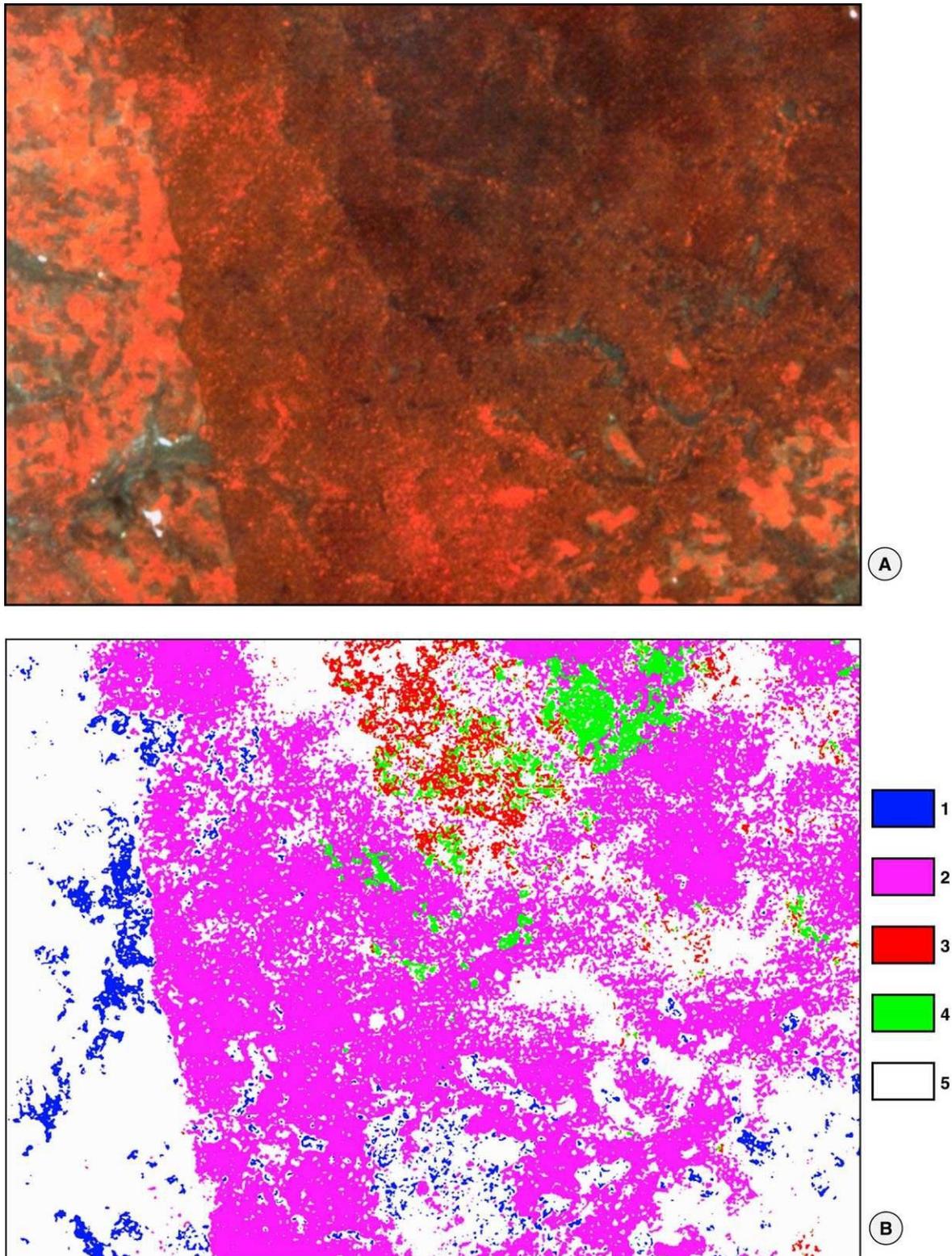


Figure II- 22: Classification vraisemblance de la végétation (secteur du Parc National de la Marahoué) par maximum de. - 1: forêt faiblement dense; 2: forêt "classée" (theks); 3: forêt dense; 4: forêt primaire; 5: zones non classées.

Les activités humaines les moins importantes peuvent également se rencontrer sur les granitoïdes. Ce sont généralement de petits champs qui n'ont aucun but industriel.

L'intensité de la végétation ne traduit pas systématiquement une manifestation directe du substratum et peut être également en relation avec l'activité humaine. Le lien indirect existant entre l'intensité de la végétation et le substratum est que l'activité humaine tend à être associée au type de terrain.

II. LA REGION DE KATIOLA-MARABADIASSA (secteur nord de la région de Zuénoula), (IMAGERIE LANDSAT TM)

II - 1: INTRODUCTION

La région de Katiola-Marabadiassa est située dans le centre de la Côte-d'Ivoire au Nord du secteur de Zuénoula. Entre 1993 et 1996, le projet TALISMAN a permis d'appliquer la télédétection à la cartographie géologique de cette région à partir d'une scène LANDSAT TM (197 54 Q4 du 15 janvier 1998). Les résultats obtenus nous permettent (pour comparaison aux données SPOT de la région de Zuénoula) de présenter les traitements effectués en insistant sur la notion de "texture".

II - 2: GEOGRAPHIE PHYSIQUE DU SECTEUR ET TELEANALYSE

Les éléments géomorphologiques qui caractérisent la région de Katiola-Marabadiassa sont bien discernables par télédétection. Ils dérivent des propriétés physiques et chimiques des diverses formations lithologiques qui y affleurent, de leurs âges respectifs, de la densité et de l'orientation des structures, qui constituent les paramètres géologiques. D'autres facteurs déterminants se sont ajoutés à ces paramètres géologiques: climat, végétation, hydrographie, sans oublier l'activité humaine (agglomérations, voies de communication, exploitations agricoles, feux de brousse,...). C'est l'ensemble de tous ces éléments qui confère à chaque ensemble lithologique une texture particulière.

Les roches volcaniques et ultrabasiques montrent un modelé en bandes aux reliefs plus ou moins soulignés. A l'exception de quelques inselbergs, les zones granitiques et schisteuses apparaissent plates, par endroits nivelés en horizons latéritiques ou cuirassés.

La forêt dense se rencontre sur les schistes et, à un degré moindre, sur le granite à deux micas de Ferkessédougou et les métavolcanites. A cela s'ajoute la savane qui se développe surtout sur les autres granites et les dépôts sédimentaires associés aux roches volcaniques. Sur les zones planes constituées de savane herbacée, on rencontre les agglomérations, les feux de brousse (saison sèche) et les grands périmètres sucriers au Nord de Marabadiassa.

Dans les domaines de savane, le réseau de drainage est bien souligné par un fin liseré de forêts galerie.

II - 3: ANALYSE TEXTURALE

De la même manière pour les scènes, les linéaments ont été extraits et la figure II-23 montre principalement:

- des *linéaments rectilignes*, de *petite taille* que l'on rencontre autant dans les granites que dans les métavolcano-sédiments. Ils sont soulignés par les ravinements sculptés par les cours d'eau;

- des *linéaments rectilignes*, de *grande taille* qui correspondent le plus souvent à des bordures de formations ou à de grandes fractures régionales. C'est le cas de la limite entre les méta-andésites et les schistes / métavolcano-sédiments (fig. II-23).

- des *linéaments* de *forme subcirculaire, ovoïde à radiale*. Cette texture est caractéristique des formations granitiques. La granodiorite à biotite et hornblende au Nord de Katiola (fig. II-23A) montre un ensemble de structures circulaires à ovoïdes alors que les plutons trondhjémiques de Sambasso (fig. II-23B) montrent des contours parfaitement circulaires (voir également figure II-24) et dans une moindre mesure quelques linéaments courbes à l'intérieur et marqués par des cours d'eau.

Dans le batholite de Ferkessédougou situé beaucoup plus au Nord-Ouest, on retrouve les structures subcirculaires à ovoïdes (comme dans la granodiorite au Nord de Katiola) et semblables à celles décrites par la scène SPOT du même secteur (voir fig. 13a & c, annexe I).



Figure II- 23: Carte des différents types de linéaments de sous-scènes de la région de Katiola (A) et de Marabadiassa (B). Nous avons en fond les ensembles lithologiques de ces secteurs. - 1: schistes birimiens; 2: métavolcano-sédiments; 3: méta-andésites; 4: métagabbros; 5: granite à biotite; 6: granodiorite à biotite et hornblende de Katiola-Fronan; 7: parcellaire (complexe sucrier de Marabadiassa).

II - 4: DESCRIPTION DES TEXTURES ASSOCIEES A LA TEINTE

La forme et l'agencement des différentes teintes de la scène permettent de décrire des textures dans différents thèmes (unités lithologiques et associations végétales). Certaines de ces textures sont en relation avec les structures linéamentaires et le réseau de drainage. Plusieurs types de ces textures ont été identifiées (fig. II-24):

- *Texture homogène* (0)

On la rencontre dans les sédiments birimiens situés au Nord-Ouest de la scène sur les méandres du fleuve Bandama. Cette texture homogène est visible sur le canal 4 où elle constitue le fond gris sombre. Les tâches noires correspondent à des zones brûlées.

- *Texture "mouchetée"* (1) et "*vermiculaire*" (2)

La texture (1) est bien nette sur le canal 4 et provient de la répartition relativement homogène du parcellaire des diverses plantations, nombreuses sur le batholite de Ferkessédougou. Le réseau de drainage, souligné par un fin liseré des forêts galerie, délimite sur ces granites des zones ovoïdes. La texture "*vermiculaire*" (2) est également caractéristique du batholite de Ferkessédougou. Les thalwegs sont soulignés par des bandes de forêt situées entre les cours d'eau avec un aspect plus ou moins dendritique et rayonnant.

- *Texture "zébrée"* (3)

On la rencontre dans les schistes situés à l'Est du batholite de Ferkessédougou. Le réseau de drainage est contrôlé par un dense réseau de structures fissurales; on distingue au moins quatre orientations E-SE, N-NE, E-W, N-S. La forêt, située entre les cours d'eau, dessine de longues bandes noires, régulières et parallèles aux thalwegs schisteux qui ressortent en gris clair. Ce contraste régulier détermine ce type de texture "*zébrée*".

- *Texture "en auréoles"* (4)

Elle est marquée par deux intrusions trondhjémiques signalées plus haut. C'est le canal 6 qui restitue le mieux cette texture. Le contraste créé par les lambeaux de forêt, les brûlis et la savane installée sur l'arène, fait ressortir ces auréoles qui paraissent également lisses.

- *Texture "en lames"* (5)

Elle caractérise les roches métamorphiques volcaniques, volcano-sédimentaires et sédimentaires du sillon birimien. Ces unités lithologiques apparaissent en relief allongé NE sur toute la scène.

- *Texture "alvéolaire"* (6) et *"en barres massives"* (7)

La texture (6) est due au réseau de drainage et affecte plus particulièrement la granodiorite au Nord de Katiola. Cette texture correspond aux structures linéamentaires subcirculaires. La texture (7) se rencontre sur les intrusions métabasiques et volcano-sédiments à faible couvert végétal.

Nous résumons dans le tableau II-2 les principaux types de texture en fonction du type de lithologie.

	SCENE LANDSAT TM			
	Canal 4	T Canal 5	Canal 6	Canal 7
Dépôts sédimentaires birimiens au NW de la scène, sur les méandres du Bandama	gris sombre Texture 0	clair Texture 0	gris moyen Texture 3	clair Texture 0
Batholite de Ferkessédougou	gris clair Texture 1	gris clair Texture 2	clair Texture 2	gris clair Texture 2
Schistes birimiens au contact SE du batholite de Ferkessédougou	gris sombre Texture 0	gris sombre Texture 3	gris sombre Texture 3	gris sombre Texture 0
Petites intrusions de granite à biotite dans les schistes birimiens	sombre ?	sombre ?	clair Texture 4	gris clair Texture 4
Roches métavolcaniques, volcano-sédimentaires et sédiments associés	gris clair Texture 5	gris Texture 5	gris sombre Texture 5	gris clair Texture 5
Intrusions granodioritiques au Nord de Katiola	clair Texture 1	clair Texture 6	gris sombre Texture 6	gris clair Texture 1
Intrusions de métavolcanoplutonites et de métavolcanites (métagabbros, métadolérites, amphibolites)	sombre Texture 7	sombre Texture 7	gris sombre Texture 7	noir Texture 7
Schistes birimiens entre Katiola et Marabadiassa	gris sombre Texture 0	gris sombre Texture 3	gris sombre Texture 3	noir Texture 0

Tableau II- 2: Tableau récapitulatif des différentes textures associées aux teintes en fonction de la nature lithologique du substratum.

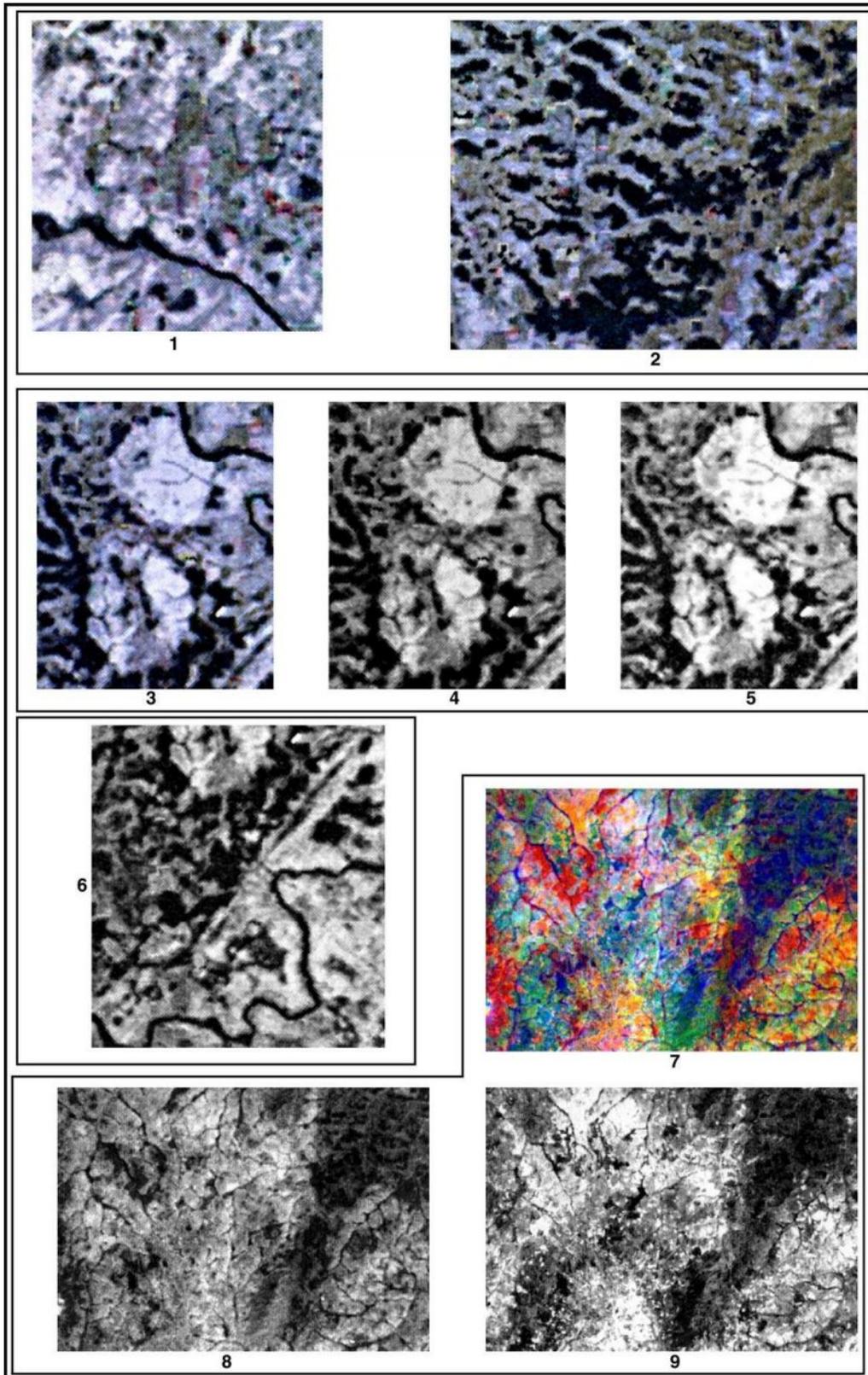


Figure II- 24: Différentes textures associant la forme et l'agencement des teintes. - 1: texture homogène des sédiments birimiens; 2: texture "zébrée" à l'Est du batholite de Ferkessédougou; 3, 4, et 5: texture "en auréoles" [avec 3=composition ITS des canaux TM_{546} ; 4 et 5 représentent respectivement les canaux 4 et 6]; 6: texture "en lames" des méta-andésites; 7, 8 et 9: texture "alvéolaire" [avec 7=composition ACP (7.6.5), 8=canal 6 et 9=canal 5].

II - 5: LES TRAITEMENTS SPECIFIQUES

D'une façon générale, les canaux "du visible" (Composition 3, 2, 1) suffisent pour identifier les principales unités géologiques. La combinaison des canaux 3 et 1 du visible (rouge et bleu) avec un canal dans l'infrarouge (4, 5, 6 ou 7) permet de dessiner plus clairement les contours des unités précédentes et d'autres formations peuvent être détectées. La composition 7/3/1 fait davantage ressortir les affleurements (Deroin *et al.*, 1994).

Les traitements spécifiques visent à créer de nouveaux canaux où peuvent se concentrer les thèmes géologiques de la région. On passe de la composition colorée **RVB** (Rouge-Vert-Bleu) aux systèmes **ITS** (Intensité-Teinte-Saturation) et **ACP** (Analyse en Composantes Principales). Le traitement des informations contenues uniquement dans les canaux infrarouges (4, 5, 7) et dans le canal infrarouge thermique (6), impossible sur les images SPOT, se révèle d'un grand intérêt sur les images TM de LANDSAT, car ces canaux captent d'une façon plus spécifique les principaux thèmes cartographiables.

II-5-1: ITS d'une image en composition 5/4/6 (fig. II-25)

La *végétation* en négatif dans les canaux *Intensité*, placé ici sur le plan Rouge et *Saturation* placé en Bleu montre de très faibles réponses de la forêt dense, des réponses faibles pour les forêts galerie, des réponses moyennes pour les plantations et fortes pour les brûlis.

La *géologie* apparaît mieux dans le canal *Teinte* placé ici sur le plan Vert. Les meilleures réponses sont celles des bandes volcano-sédimentaires et métavolcanites orientées NE-SW, des deux plutons trondhjémiques de Sambasso et dans une moindre mesure du batholite de Ferkessédougou et des schistes birimiens.



Figure II- 25: Composition Intensité-Teinte-Saturation (canal Intensité) montrant la texture "zèbrée", les deux plutons trondhjémiques de Sambasso (au centre de la scène) et la bande de méta-andésites (au Sud des deux plutons trondhjémiques).

II-5-2: Analyse en Composantes Principales (fig. II-26)

A partir de la *composition colorée* (5/4/6), les ACP sont placées en BVR. Les différents types de végétation apparaissent en noir dans le Bleu (première composante ou C1) et les zones brûlées montrent une très forte réponse. La géologie, quant à elle, apparaît mieux dans le canal Vert (deuxième composante ou C2).

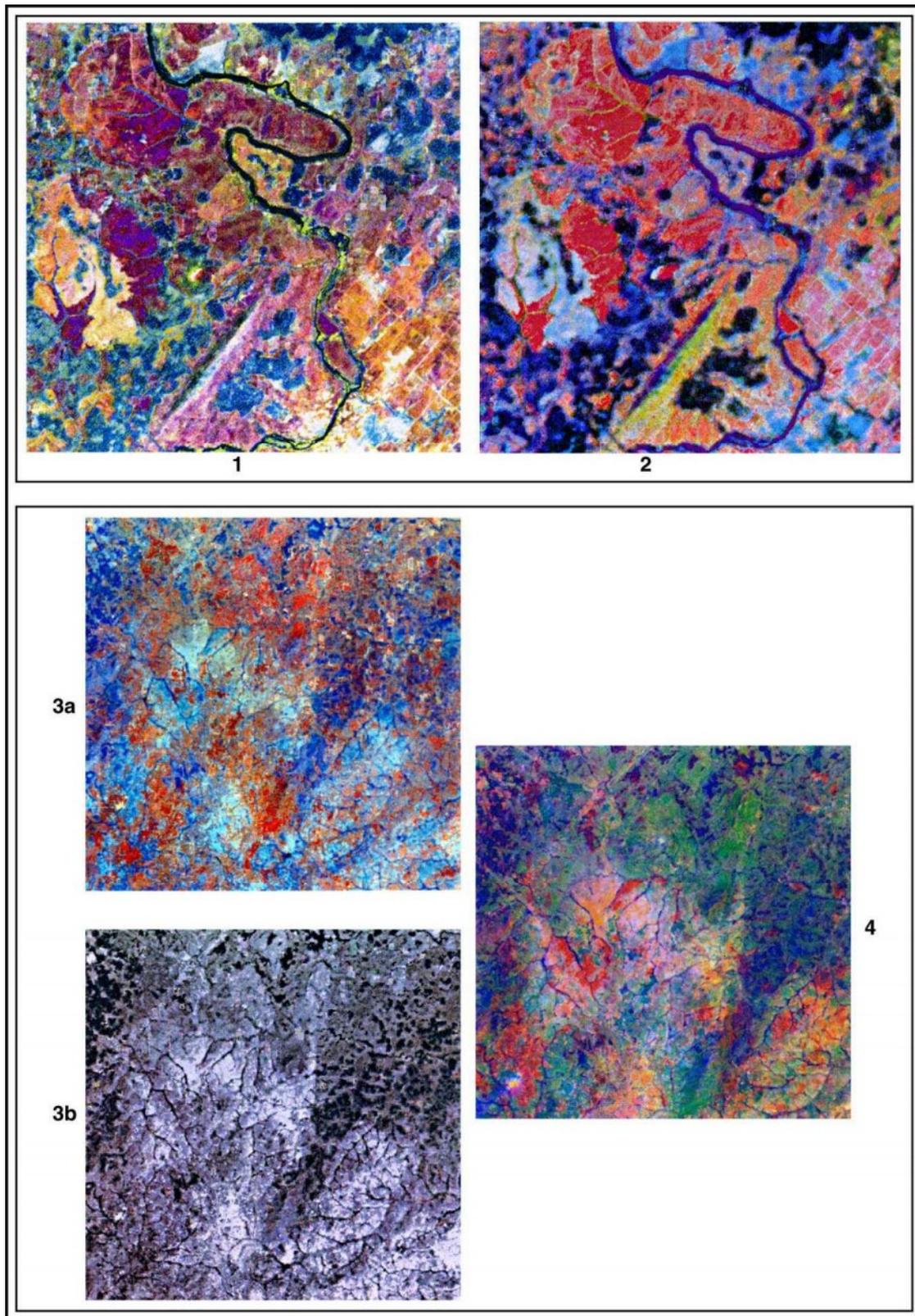


Figure II- 26: Analyse en Composantes Principales de sous-scènes de la région de Katiola. - 1: composition colorée 5/4/6 suivie d'une ACP; 2: composition colorée 7/5/6 de la même scène qu'en 1 suivie d'une ACP (on remarque la permutation entre la végétation et la géologie. Ce deuxième ACP paraît mieux adapté pour la géologie); 3a: composition colorée RVB 5/4/6; 3b: ACP de la scène en 3a; 4: ACP du même secteur que 3a mais cette fois-ci à partir d'une composition colorée 7/5/6. Echelle: 1/200.000 pour 1 et 2 ; 1/250.000 pour 3a,b et 4.

A partir de la *composition colorée (7/5/6)*, dont les ACP sont également placées en BVR (fig. II-26-3a,b et 4), on remarque une permutation végétation / géologie dans les canaux C1 et C2. Les roches, les sols et leurs diverses textures sont bien rendus sur le canal C1 dans l'ordre des réponses décroissantes suivant:

- très fortes réponses: granites, arènes et cuirasses;
- assez fortes réponses: volcano-sédiments, andésites, sols et pistes;
- réponses moyennes: schistes birimiens;
- faibles réponses: métabasites et ultrabasites;
- très faibles réponses: forêts et brûlis.

Dans les deux cas, le canal 3 (Rouge) des ACP met en évidence les contours linéaires, rectilignes ou courbes. Ce canal s'avère donc très intéressant pour rehausser les limites des divers types de végétation dans le cas (5/4/6) et pour cerner les différentes unités lithologiques et structures géologiques dont les réponses sont faibles (cas 7/5/6).

II - 6: CONCLUSION PARTIELLE

- Au niveau textural on retrouve sur la scène Landsat TM de la région de Katiola-Marabadiassa, des structures linéamentaires comparables, dans l'ensemble, à celles décrites dans la région de Zuénoula à partir de SPOT (c'est-à-dire des structures circulaires bien visibles dans le batholite de Ferké).
- Les textures (forme et agencement des teintes) permettent de mieux identifier les unités lithologiques.
- Le nombre plus important de canaux dans l'infrarouge de Landsat par rapport à SPOT XS permet plus de combinaisons et donc plus de traitements des informations.
- Les traitements spécifiques effectués montrent que l'ITS est mieux adapté à l'analyse du type de végétation. Quant aux ACP, le traitement à partir de la composition colorée (7/5/6) fait mieux ressortir la lithologie sur la scène Landsat.
- En définitive, ce sont les canaux 6 et 7 utilisés dans les traitements spécifiques qui fournissent le plus d'informations géologiques.

III. APPORT DE L'IMAGERIE RADAR ERS A LA CARTOGRAPHIE DES GRANITOÏDES ET DU BATHOLITE DE FERKE (région de Ferkessédougou)

III - 1: INTRODUCTION

Ce troisième paragraphe, basé sur les résultats des travaux de Koffi (1998), a pour but de rappeler et de comparer nos travaux sur les satellites SPOT et Landsat à ceux du satellite ERS-1 (imagerie Radar).

Les travaux de Koffi (1998), à partir de scènes Radar ERS, ont permis de cartographier des ensembles lithostratigraphiques, de caractériser le contact Archéen/Paléoprotérozoïque et de donner des précisions sur le tracé des zones de failles ductiles. Nous rappellerons les grandes conclusions de ces travaux (cartographie des granitoïdes et du batholite de Ferké). Pour la description du satellite ERS-1, voir Koffi (1998).

III - 2: LES DIVERS GRANITOÏDES

Parmi les divers granitoïdes, on peut citer les granites à biotite, les granodiorites, les granites calco-alcalins à amphibole et les orthogneiss. L'interprétation visuelle a permis à Koffi (1998) de caractériser des faciès-image (*zone homogène caractérisée par un type de texture structurée par le réseau de drainage, un intervalle de niveaux de gris qui sur les surfaces horizontales varie surtout en fonction de la rugosité caractérisée par la végétation et la couverture latéritique*).

Ces faciès-image permettent d'identifier des granitoïdes et plutons granitoïdes montrant des caractéristiques différentes. On citera par exemple le *granite de Sarala* (fig. II-27) dont la texture est caractérisée par des lignes fines de teinte claire, parfois courbes délimitant des surfaces sombres de forme allongée ou arrondie. Le réseau de drainage est dentritique serré. La plupart des massifs granitoïdes montrent des structures circulaires. Ce granite est recoupé par la faille du N'Zi et, par conséquent, antérieur à celle-ci.

La plupart des granitoïdes cartographiés montrent des structures circulaires: cas des granitoïdes au Sud de Ouangolo et des massifs granodioritiques à l'Ouest de Kong (fig. II-27). Certaines de ces structures circulaires ont été attribuées au caractère diapirique des massifs (*massif de Sarala*).

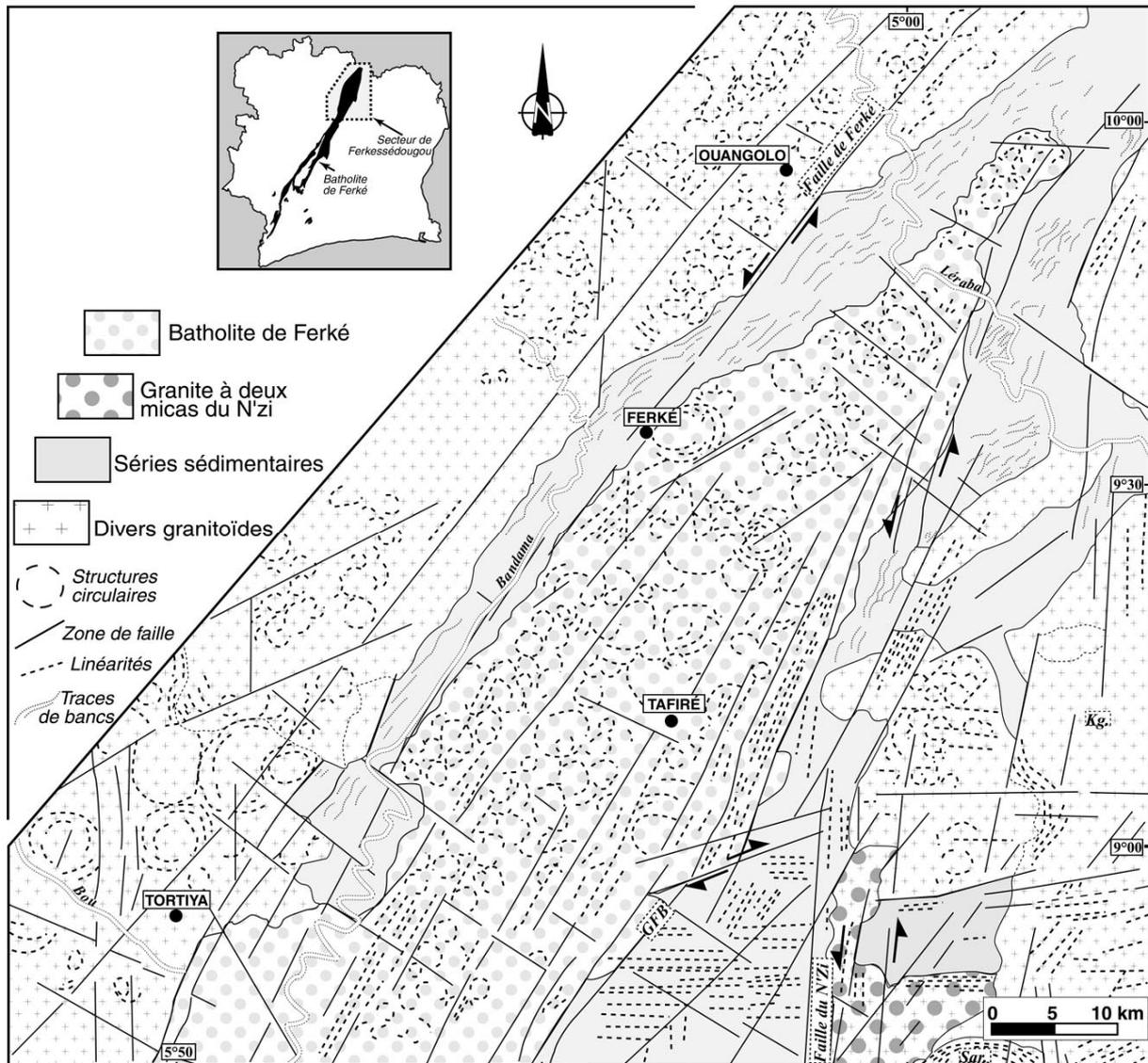


Figure II- 27: Carte géologique télanalytique obtenue à l'aide de la scène Radar ERS de la région de Ferkessédougou (modifiée d'après Koffi, 1998). - Sar.=granite de Sarala, Kg.=Granitoïdes de Kong.

III - 3: LE BATHOLITE DE FERKE

Les scènes radar montrent une texture constituée de lignes sombres et fines formant des structures arrondies (fig. II-27). Le réseau de drainage est dendritique. Les structures circulaires ont permis de confirmer nos observations dans le secteur de Zuénoula (Ouattara *et*

al., 1995). Ces structures sont emboîtées ou en demi-cercles et se rencontrent dans toute cette partie du batholite de Ferké jusqu'à la terminaison nord de celui-ci au Burkina Faso. Cependant ces structures circulaires n'ont pas été observées dans les séries sédimentaires qui bordent le batholite.

Les linéaments observés ont été interprétés comme des traces de bancs et des linéarités. Signalons que l'absence de structures circulaires a été notée dans la bande de métasédiments localisée à la bordure ouest du batholite de Ferké dans la région de Ferké. On peut expliquer l'absence de structures circulaires dans ces sédiments par la faible largeur de ceux-ci (environ 1 à 20 km) ou par des contacts faillés entre les séries sédimentaires et le batholite. Les structures circulaires peuvent apparaître lorsque la largeur du bassin sédimentaire est élevée (cas du bassin de la Marahoué).

Le tracé des zones de failles ductiles dans la région de Ferkessédougou a permis à Koffi de montrer que du linéament Greenville-Ferkessédougou-Bobo dioulasso ou *GFB* (voir également *chapitre V*) ne marque pas que les limites du batholite de Ferké, mais le recoupe ainsi que les séries sédimentaires encaissantes. La zone de cisaillement aurait "fonctionné postérieurement à la mise en place du batholite, avec apparition de faciès mylonitiques".

III - 4: COMPARAISON DES DONNEES DES REGIONS DE ZUENOULA / KATIOLA-MARABADIASSA / FERKESSEDOUGOU : CONCLUSION

La compilation des données des régions de Zuénoula, de Katiola-Marabadiassa et de Ferkessédougou montre que l'analyse satellitale est un outil qui permet de donner des précisions sur le tracé des limites des unités lithologiques et des zones de faille. Malgré le fort couvert végétal, la forte couverture latéritique (évoquée dans le *paragraphe II*) et les phénomènes de feux de brousse (fréquents dans ces régions pendant l'acquisition des scènes), une analyse rigoureuse et détaillée des scènes et des connaissances géologiques permettent d'identifier et de caractériser des unités lithologiques distinctes. L'un des résultats importants de cette analyse concerne les granitoïdes.

- La cartographie des granitoïdes montre que la plupart des massifs sont constitués de structures circulaires à subcirculaires. Ces dernières coïncident souvent avec le réseau de drainage (dendritique) et pourraient correspondre à différents plutons qui présenteraient des caractères pétrographiques et/ou chimiques (plus ou moins) distincts. Dans tous les cas l'utilisation de scènes provenant de différents satellites montre la présence de ces structures circulaires.
- Les données radar de la partie nord du batholite de Ferké (présence de structures circulaires à subcirculaires), sont complémentaires de celles des régions de Zuénoula et de Katiola-Marabadiassa. Les lacunes ou les faibles perceptions des informations géologiques au niveau d'un capteur peut être compensée par les informations "visibles" par les autres capteurs. On peut citer, par exemple, les reliefs qui montrent une vision plus naturelle sur les scènes radar (et plus ou moins sur les scènes Landsat) par rapport aux scènes SPOT XS.
- Les failles ductiles de Ferkessédougou et de GFB ne marqueraient pas que les limites du batholite de Ferké, mais le recouperaient ainsi que les séries sédimentaires encaissantes. La zone de cisaillement aurait fonctionné postérieurement à la mise en place du batholite.
- L'utilisation conjointe des scènes provenant de plusieurs types de capteurs permet donc de donner des précisions sur les interprétations lithostratigraphiques et structurales.

IV. EXTENSION DES CONCLUSIONS ET METHODOLOGIES A D'AUTRES REGIONS DE L'AFRIQUE DE L'OUEST (exemple de l'Est de la Guinée, imagerie Landsat TM): vers d'autres recherches?

IV - 1: INTRODUCTION

Après l'étude de notre secteur d'étude (Zuénoula) à partir d'images SPOT XS, de la région de Katiola-Marabadiassa à partir de Landsat TM et le rappel de quelques résultats essentiels sur les granitoïdes et le batholite de Ferké dans la région de Ferkessédougou à partir du Radar ERS (travaux de Koffi, 1998), nous avons étudié un autre secteur du craton ouest-africain. Pour des raisons pratiques (scènes et données ponctuelles de terrain) nous avons étudié l'Est de la Guinée à partir de scènes Landsat TM à 1/200 000. Nous tenterons de différencier les unités lithologiques à partir de leurs réponses spectrales (surtout texturales) dans les deux cycles orogéniques majeurs de l'Afrique de l'Ouest: l'Archéen (2,8 Ga à 2,4 Ga) et le Paléoprotérozoïque ou Birimien (2,4 Ga à 1,8 Ga).

Nous avons disposé que des canaux 5, 4 et 2 pour cette étude.

Le but final est de comparer les résultats obtenus pour la Côte-d'Ivoire (régions de Zuénoula, de Katiola-Marabadiassa et de Ferkessédougou) et de proposer par la suite une méthodologie de cartographie de zones tropicales et des granitoïdes en particulier.

La figure I-10 montre la localisation des zones étudiées.

IV - 2: ANALYSE LINEAMENTAIRE

Nous avons procédé de la même manière qu'avec les images SPOT de la région de Zuénoula. L'interprétation des scènes a consisté en une analyse détaillée des linéaments et structures linéamentaires (fig. II-28). Les résultats obtenus montrent, d'une part, la grande diversité des types et associations linéamentaires et d'autre part, la bonne correspondance de ceux-ci avec la nature du substratum, particulièrement dans les formations archéennes.

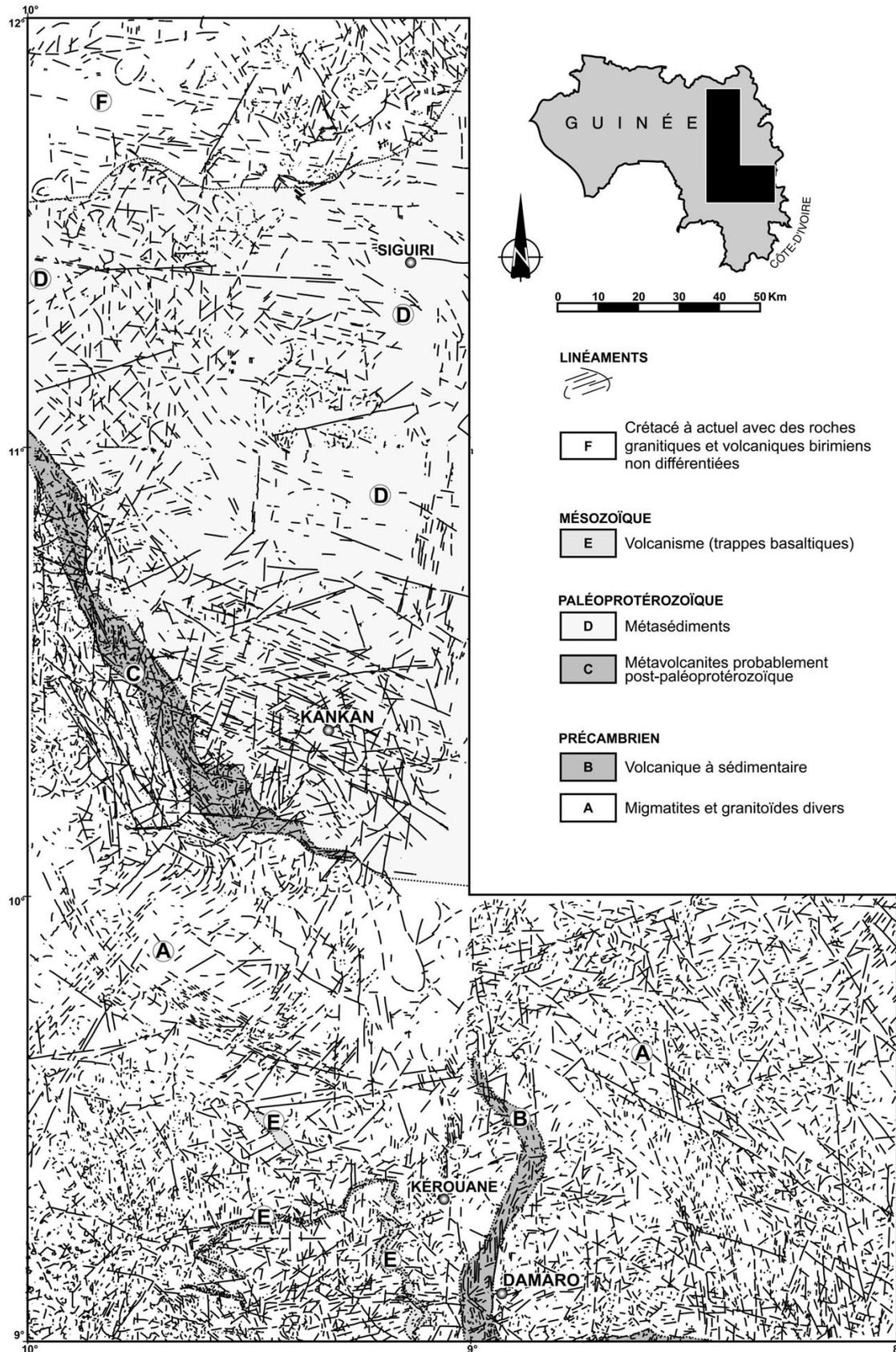


Figure II- 28: Extrait de la carte linéamentaire réalisée dans le cadre des projets de cartographie au 1/200000 des secteurs NE et SE de la Guinée (feuilles de Siguiri, Kankan, Kérouané et Damaro (document non publié, d'après Ouattara G., Vidal M., Pierre D., Doumbia S., Vaumoron C., 1997, Université d'Orléans).

IV-2-1: Les unités lithologiques d'âge archéen

Dans les *migmatites* et *granites migmatitiques* les linéaments relevés sont rectilignes ou à grand rayon de courbure. Ces linéaments décrivent de grands couloirs (environ 10 km de largeur) orientés N30°, N120° à NS vers la partie SE de la zone d'étude (fig. II-28). L'orientation de ces grands couloirs coïncide parfois avec l'orientation des ensembles géologiques (cas des métavolcanites à l'Ouest de Kankan et Damaro) ou avec les grandes zones de faille. Ces linéaments rectilignes pourraient également correspondre à l'orientation globale du rubanement dans les formations migmatitiques.

Dans les *granitoïdes* les linéaments sont généralement circulaires, radiaux et quelquefois subcirculaires (fig. II-28 et 29A). On rencontre ces structures linéamentaires un peu partout: elles sont marquées par de petits cours d'eau à réseau de drainage dendritique radial à circulaire. Ces structures sont emboîtées ou non et recoupent souvent par "transparence" les migmatites, les volcanites apparaissent souvent en "transparence" dans les migmatites ou dans les formations volcaniques ou sédimentaires du domaine birimien (fig. II-29B).

Dans les *métavolcanites* les linéaments sont généralement de petite taille et linéaire. Ces unités lithologiques sont bordées de grandes failles jalonnées par des linéaments beaucoup plus longs (fig. II-28).

IV-2-2: Les unités lithologiques d'âge birimien

Les unités lithologiques birimiennes occupent la partie est de la feuille de Kankan. Ce sont des roches métavolcano-sédimentaires. Les linéaments associés à ces roches sont linéaires, longs, resserrés et à orientation sécante sur les structures des roches volcaniques du domaine archéen (fig. II-28). On note quelques réponses de granite sous forme de petits plutons qui apparaissent en "transparence". Nous interprétons cette transparence de la même façon qu'en Côte-d'Ivoire (exemple des métasédiments du Parc de la Marahoué dans la région de Zuénoula): les granites dont le contact sous les sédiments est faiblement penté induisent leurs structures de mise en place dans leur encaissant (fig. II-29B).

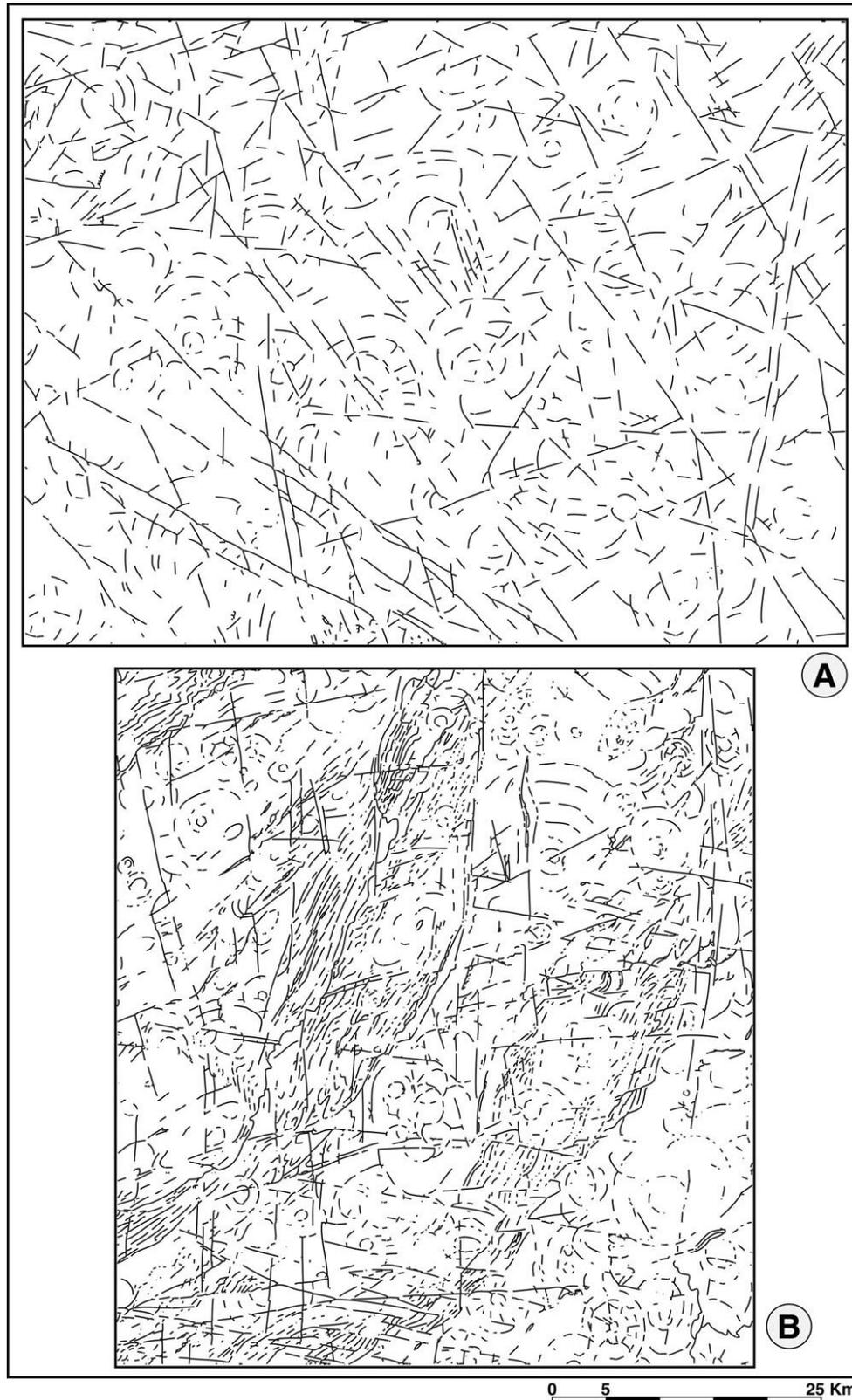


Figure II- 29: Diversité des structures linéamentaires circulaires à radiales (A) de la région de Damaro et mise en évidence des contrastes granitoïdes / ceintures de roches vertes dans les séries plissées de la région de Tinsou (B). - Extrait de la carte linéamentaire réalisée dans le cadre des projets de cartographie au 1/200 000 des secteurs NE et SE de la Guinée (document non publié d'après Vidal M., 1997, Université d'Orléans).

IV-2-3: Les unités lithologiques mésozoïques (exemple des volcanites)

Ces unités lithologiques se présentent sous forme tabulaire (relief de cuesta), leurs limites le plus souvent courbes témoignent de la faible pente de ces unités. Elles sont marquées par des linéaments de très petite taille (de l'ordre du kilomètre). Ceci permet d'avoir un net contraste entre ces unités et les unités lithologiques archéennes et birimiennes.

En résumé, les structures linéamentaires traduisent bien le type de substratum. Nous avons essayé d'autres méthodes pour caractériser et représenter ces structures (en passant d'une représentation en "tracé" des linéaments en une représentation en niveaux de gris). La méthode la plus adaptée est l'application d'un certain nombre de filtres dont la Transformée de Fourier (TdF).

IV-2-4: Orientation et texture dans une image linéamentaire

Nous décrirons d'abord les images obtenues après l'application de la Transformée de Fourier sur des cartes linéamentaires, ensuite nous donnerons une autre représentation d'ensemble de ces cartes. Nous avons d'abord divisé les linéaments en deux groupes (afin de faciliter les interprétations et les représentations): les structures circulaires à radiales et les structures rectilignes. La fig. II-30A montre quelques types de structures linéamentaires; la Transformée de Fourier de chacune de ces structures est également représentée. Afin de mieux interpréter les résultats obtenus sur nos images, nous avons d'abord appliqué la TdF sur des structures circulaires concentriques et des linéaments rectilignes (structures "idéales").

• Les linéaments circulaires à radiaux

Pour ce type de structures, on remarque que l'image obtenue (assimilée à un spectre) est toujours centrée sur un cercle. Ces spectres peuvent être considérés comme une texture de l'image. L'image des structures circulaires "idéales" réalisée (fig. II-30Aa) montre bien qu'il peut exister une relation entre le spectre obtenu (fig. II-30Ab) et la forme des linéaments.

• Les linéaments rectilignes

Les structures linéaires "idéales" (fig. II-30Ba) donnent une image avec des structures également linéaires (fig. II-30Bb), mais perpendiculaires à l'image d'origine. Les autres images issues de la télanalyse montrent, elles, des spectres ovoïdes plus ou moins elliptiques. On peut expliquer cette forme ovoïde (ou elliptique) par le fait que les linéaments sont toujours au contact les uns des autres.

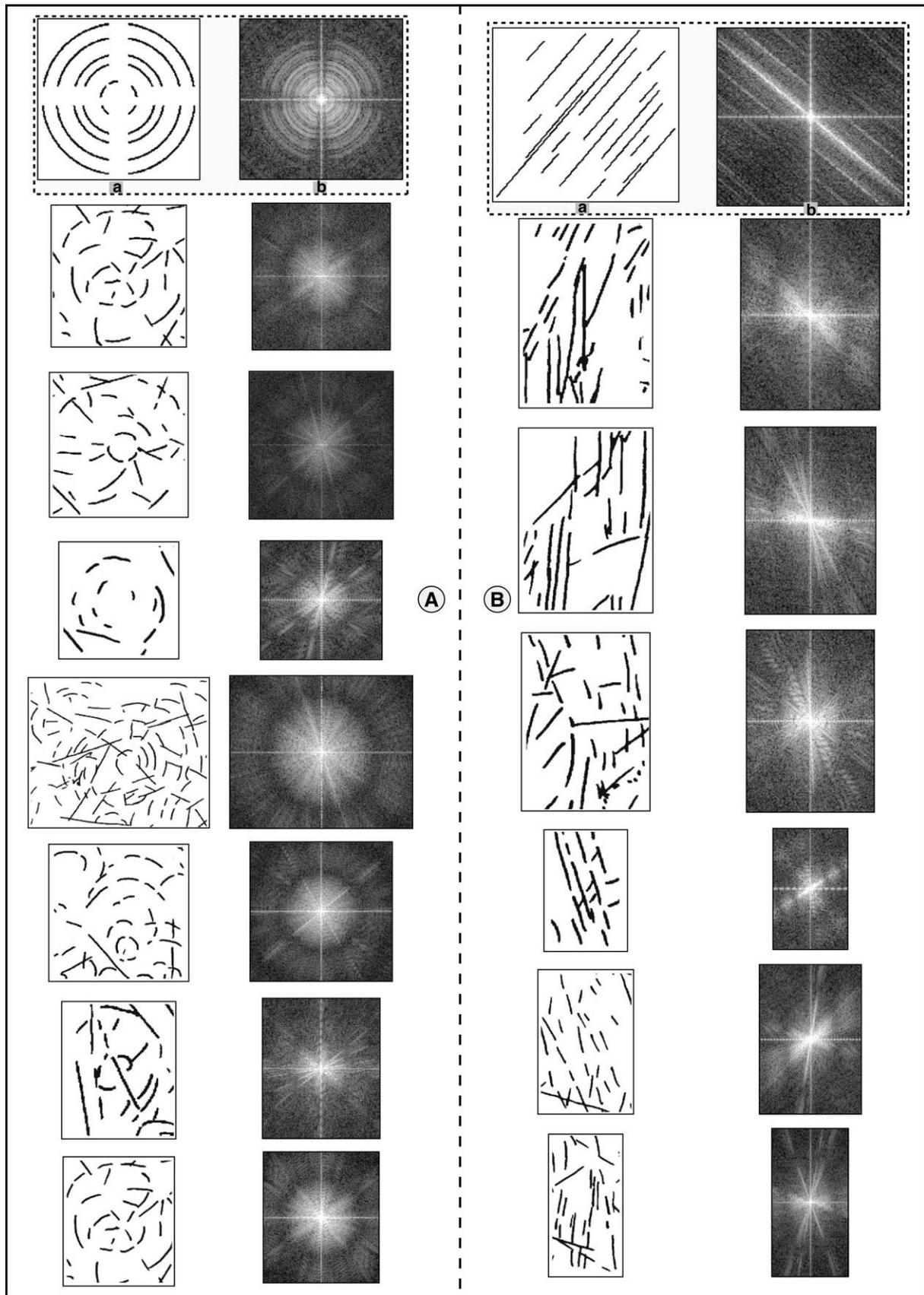


Figure II- 30: Structures linéaires et leur Transformée de Fourier (TdF). - Aa = structures circulaires "idéales" et Ba = structures linéaires "idéales". La TdF des structures linéaires circulaires est toujours circulaire alors que celle des linéaments rectilignes est ovoïde à elliptique. Remarquons que dans le cas des structures rectilignes (B), lorsqu'il y a quelques linéaments subcirculaires, le spectre est plus ovoïde et tend à être subcirculaire.

A) DESCRIPTION DE LA TEXTURE

La description de la texture sur des cartes linéamentaires tient compte de la forme, de l'orientation, et de la densité, du point de vue local, des structures linéamentaires.

Nous décrivons brièvement la méthodologie utilisée. A partir d'une carte linéamentaire (qui contient à la fois des structures linéaires et des structures subcirculaires) et d'un scanner nous avons créé une image binaire (fig. II-31A). Cette image de taille 1000*1100 pixels a été ensuite subdivisée en plusieurs sous-images de 100*100 pixels.

La précision de l'orientation des linéaments dépend de la taille de ceux-ci. Il est également important de choisir une maille qui puisse mesurer les plus petits linéaments. Nos linéaments sont de taille ≥ 10 pixels. Le choix d'une maille 10 fois plus large que le plus petit linéament répond à certaines exigences retenues par Zlatopolsky (1992, 1997). Si la maille est trop petite, nous n'avons pas assez de linéaments et les mesures d'orientation obtenues ne sont pas représentatives. Si la maille est trop grande, nous avons trop de détails, les mesures ont un caractère global et ne traduisent pas la répartition locale des linéaments.

La plupart des méthodes de mesures d'orientation de linéaments sont automatisées (méthodes des intercepts, voir Van Der Brug et Rosenfeld, 1978; Vsegei, 1988; Smith *et al.*, 1990; Zlatopolsky, 1992). Nous avons utilisé la Transformée de Fourier, décrite en *annexe 1* et utilisée plus haut, sur quelques extractions (fig. II-30). A partir du spectre de chaque sous-image, nous avons reconstitué l'image de départ par collage côte-à-côte des spectres après inversion (fig. II-31B). Nous avons ensuite seuillé l'image obtenue afin qu'elle soit plus lisible (fig. II-31C). Les spectres obtenus peuvent être comparables à des diagrammes de roses (montrant l'orientation globale des linéaments dans chaque sous-image). C'est la forme et l'orientation de ces diagrammes de rose qui permettent de définir la texture dans l'image.

L'image de la figure II-31C montre la diversité (forme et orientation) des rosaces obtenues. Ceci est en conformité avec la forme et l'orientation des structures linéamentaires. L'orientation des structures est préservée dans la plupart des sous-images. La forme elliptique ou ovoïde des rosaces traduit le type des linéaments. La *texture locale* peut être utilisée pour décrire et comparer les orientations des structures linéamentaires de différents secteurs ou différentes régions.

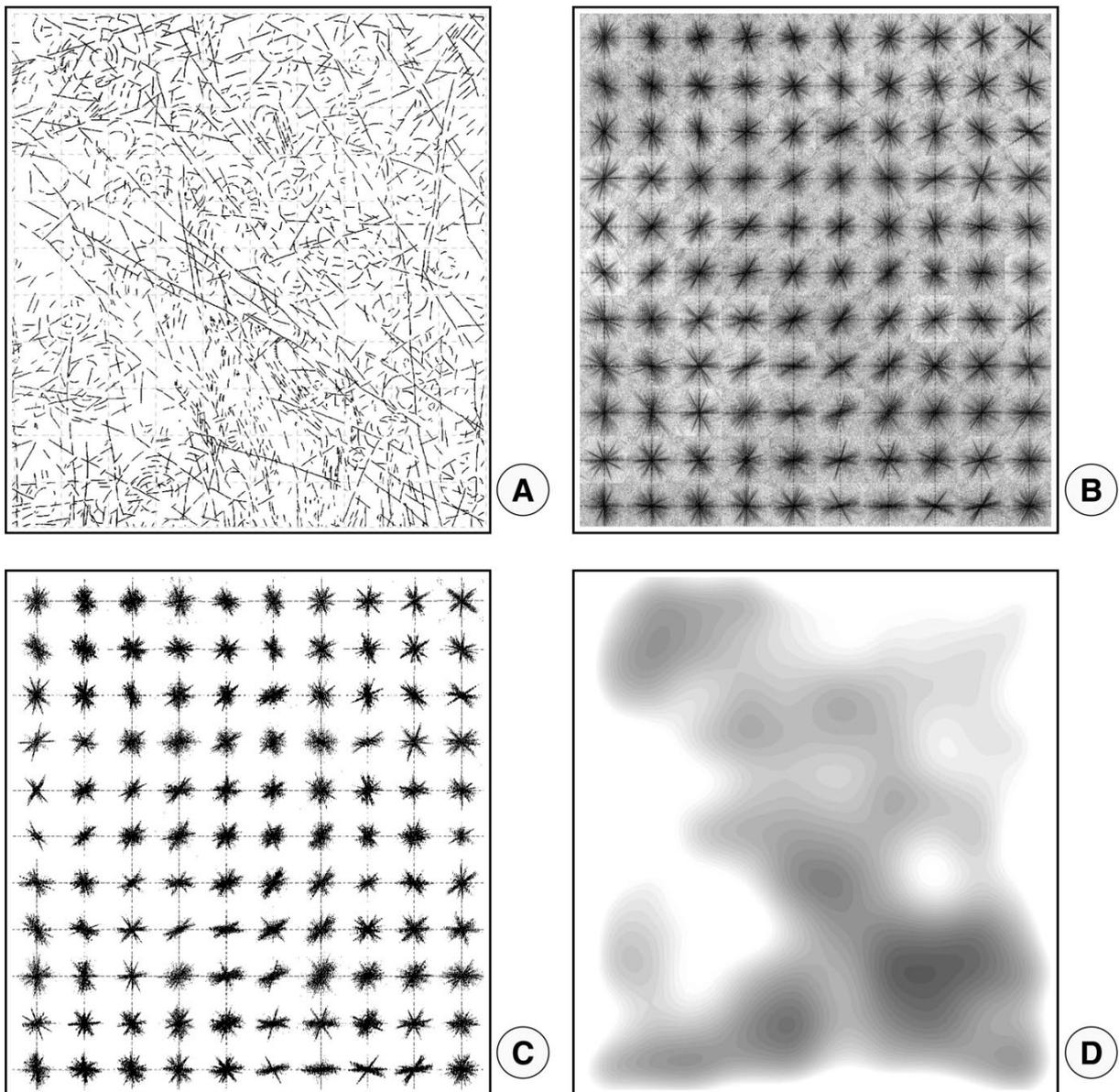


Figure II- 31: Synthèse des structures linéamentaires (région de Damara) montrant les structures linéamentaires de l'image de départ (A) et représentation en niveaux de gris de la texture globale après passage d'un filtre gaussien (D); (B) est l'ensemble des sous-images inversées de la Transformée de Fourier et (C) représente un seuillage de l'image (B). - L'image (D) montre des zones claires qui correspondent à des structures rectilignes et les zones plus sombres indiquent des structures circulaires à radiales.

B) REPRESENTATION DE LA TEXTURE

Il est évident que si les diagrammes de rose permettent de voir la forme et surtout l'orientation des structures linéamentaires pour des secteurs donnés, il est plus intéressant de voir une représentation globale de cette texture locale. Nous avons appliqué un filtre gaussien (voir annexe I). L'image obtenue en niveaux de gris (fig. II-31D) est fonction de la forme et même de l'orientation des rosaces. Dans les zones où dominent les rosaces de forme ovoïde (caractéristique des linéaments subcirculaires), l'image montre de plus fortes valeurs de niveaux de gris. Les niveaux de gris regroupent des zones de même type de structures linéamentaires. Cette image en niveaux de gris permet de représenter d'une autre façon les structures linéamentaires et permet surtout de voir leur agencement. Ceci permet également de classer les textures locales.

IV-2-5: Conclusion partielle

- Du point de vue textural, les différentes unités lithologiques présentent des structures linéamentaires identiques à celles décrites dans les régions de Côte-d'Ivoire: présence de structures circulaires à radiales dans les granitoïdes et de structures rectilignes plus courantes dans les métasédiments, métavolcanites et migmatites. La présence de structures circulaires recoupant les formations volcaniques (par exemple, feuille de Tinsou, fig. II-29B) pourrait expliquer la présence de plutons de granitoïdes sous ces volcanites.
- L'orientation et la forme des diagrammes de roses obtenus à partir des structures linéamentaires permet de définir une texture locale. Le passage d'une l'image en 1 bit de l'analyse linéamentaire en une image en niveaux de gris, met en évidence l'importance de chaque type de structure linéamentaire et l'organisation de ces structures. Ainsi à partir d'une scène satellitale nous obtenons une image en niveaux de gris représentative de l'organisation des structures linéamentaires. Les valeurs de niveaux de gris permettent, dans l'ensemble, de représenter de façon numérique l'orientation et la forme des structures linéamentaires d'une région donnée. Bien que la méthode utilisée soit un essai, on peut parler de classification texturale (voir par exemples les travaux de Froger, 1996; Randen, 1997. Cette représentation s'apparente également à un modèle numérique de terrain (MNT ou DEM pour Digital Elevation Model) et demande à être développée un peu plus.

IV - 3: ANALYSE NUMERIQUE

IV-3-1: Introduction

Nous avons étudié plusieurs objets thématiques afin de voir leurs réponses spectrales dans les différents canaux et faire une classification de ces différents thèmes qui sont:

- les granitoïdes,
- les migmatites,
- les volcanites,
- les associations végétales.

Nous avons également étudié l'influence de certains phénomènes (beaucoup plus courants sur les scènes des régions étudiées) dont l'ombrage, les aérosols et les marécages. Les réponses spectrales de ces différents thèmes et les caractéristiques des canaux utilisés (fig. II-32) sont décrites dans le tableau II-3.

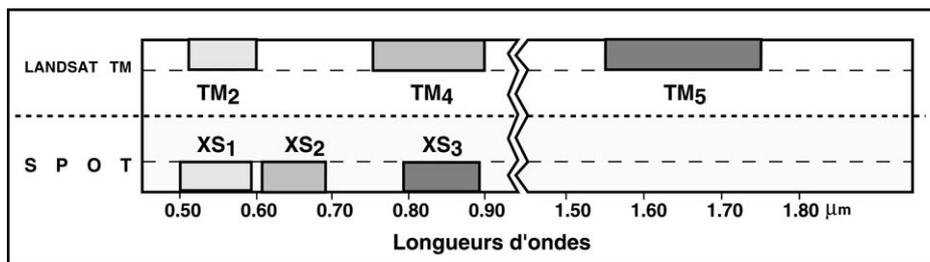


Figure II- 32: Bandes spectrales des canaux de Landsat TM utilisés, comparées à celles de SPOT.

Nous avons eu à notre disposition les canaux TM_4 - TM_5 - TM_2 que nous avons codés en RVB. Nous présenterons quelques sites "test" de 3*3 pixels étudiés.

IV-3-2: Résultats des sites "test"

A) *LES GRANITOÏDES*

Les réponses spectrales permettent de distinguer deux grands groupes dans ces formations. Le premier groupe montre des réponses spectrales homogènes dans le canal TM_5 . On passe de ce premier groupe au second groupe avec l'augmentation progressive des réponses dans le canal TM_2 et plus particulièrement dans le canal TM_4 (fig. II-33A).

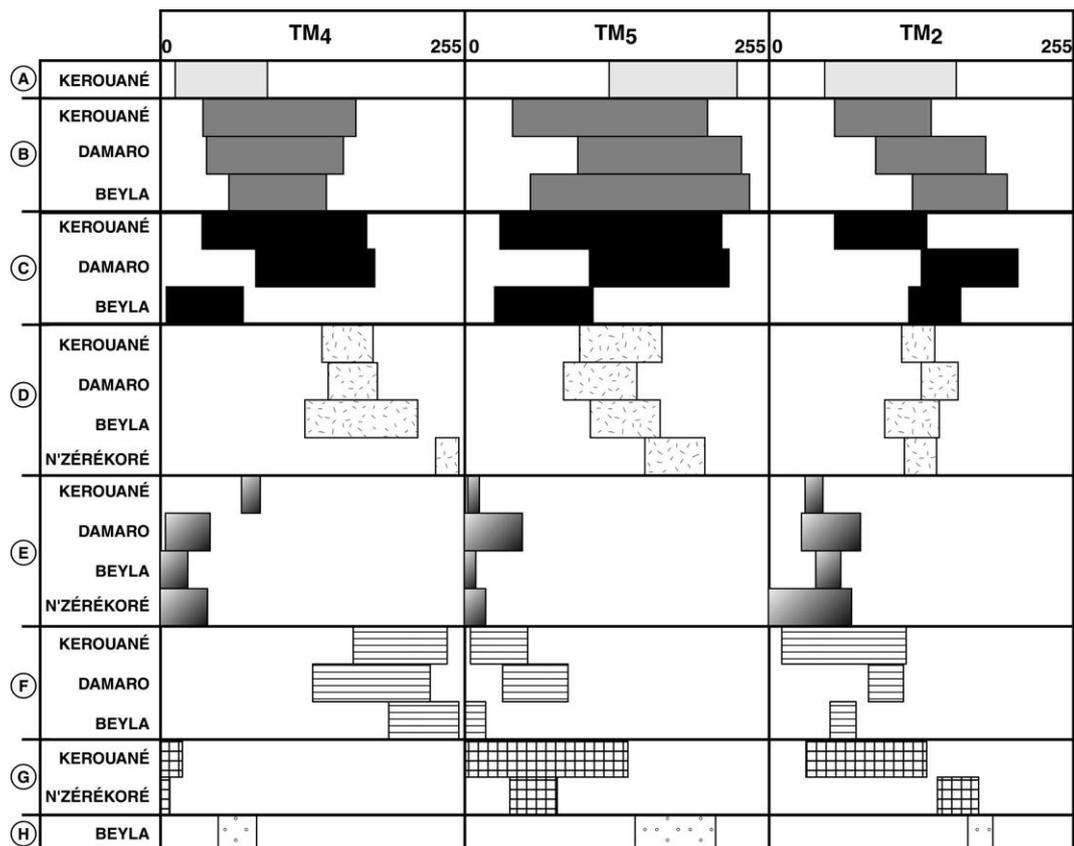


Tableau II- 3: Schéma récapitulatif des réponses spectrales des différents thèmes étudiés selon les régions. A: granites type 1; B: granites type 2; C: migmatites; D: volcanites; E: ombrage sur volcanites; F: végétation (forêts); G: marécages; H: aérosols. Les réponses spectrales ne semblent pas toujours homogènes pour un même type lithologique d'une région à une autre. Cependant le point commun est la réponse spectrale très faible pour les zones ombragées, les granites type 2 et dans une moindre mesure les volcanites. Quel que soit la thématique le canal TM₂ semble donner de bons résultats.

B) LES MIGMATITES

Les réponses des migmatites sont différentes selon les régions. Pour les régions de Kérouané et Beyla, ces formations se distinguent bien des granites (tableau II-3 et fig. II-33A). Les réponses dans le canal TM₂ sont plus fortes, alors que dans la région de Damaro, les migmatites ont des réponses qui tendent à se confondre avec celles des granites (tableau II-3 & fig. II-33C).

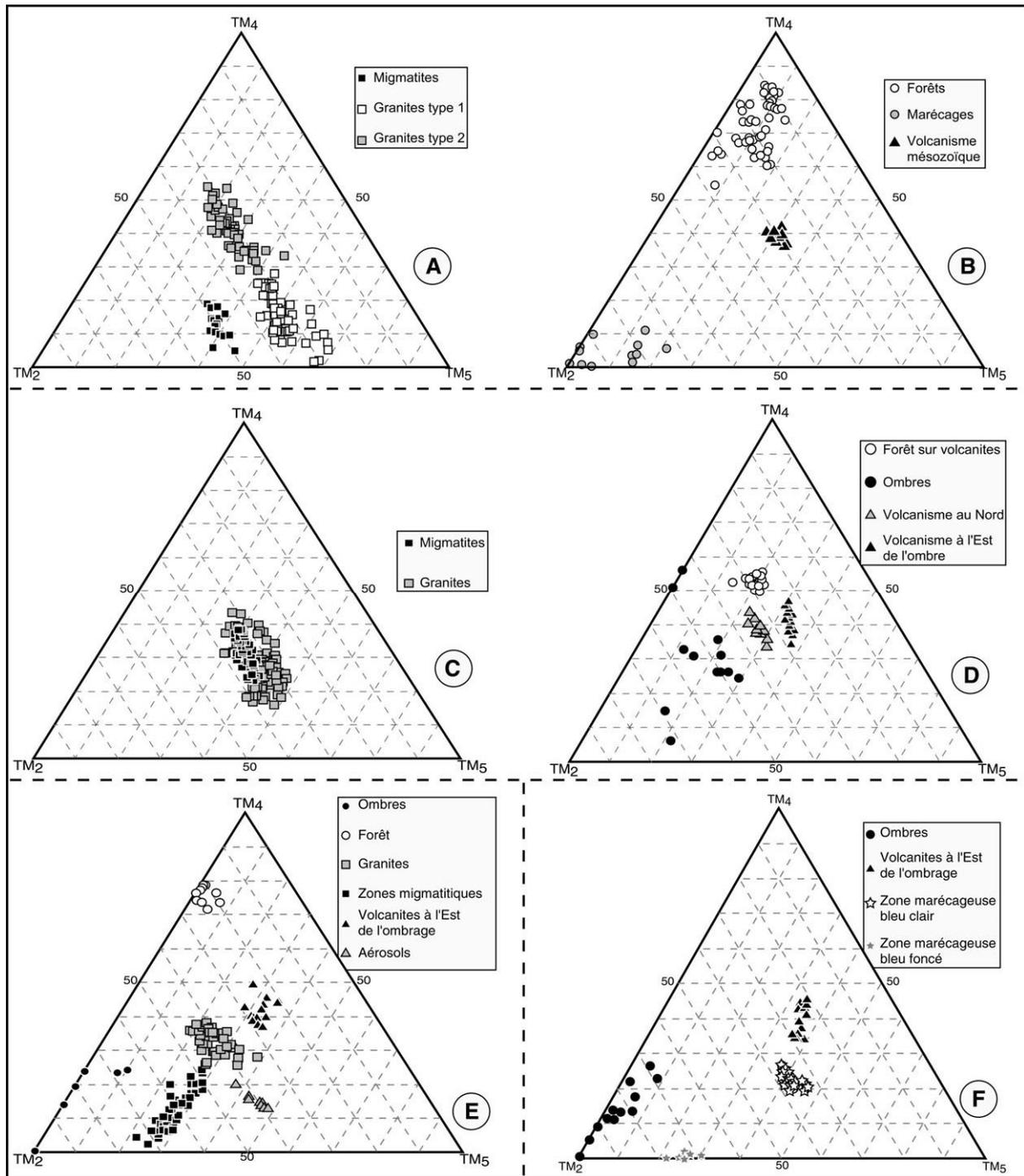


Figure II- 33: Représentation dans des diagrammes triangulaires des réponses spectrales des thèmes étudiés. A et B: région de Kérouané; C et D: région de Damaro; E: région de Beyla; F: région de N'Zérékoré. Les réponses spectrales des différents ensembles lithologiques. Les diagrammes D, E et F montrent l'effet des zones ombragées sur les réponses spectrales.

C) LES VOLCANISMES

Ces formations se distinguent bien des autres par des réponses spectrales plus fortes dans le canal TM₄ (réponses spectrales sous influence du couvert végétal). Quelle que soit la région, le comportement de ces formations semble régulier (fig. II-33D). Pour le volcanisme mésozoïque de la région de Kérouané, nous avons des réponses spectrales semblables à celles du volcanisme birimien.

D) LA VEGETATION

Elle montre des valeurs homogènes et plus fortes dans le canal TM₄. Cependant lorsqu'elle est située sur des volcanites, les valeurs numériques dans le canal TM₄ sont plus faibles (fig. II-33D).

E) LE PHENOMENE D'OMBRAJE, D'AEROSOLS ET DES MARECAGES

Le *phénomène d'ombrage* est très courant dans les régions étudiées. Il est dû à une atténuation de la réflectance des zones ombrées où la pente est faible par rapport à l'incidence solaire. Il est d'autant plus fort que le relief est plus important. Sur les scènes en composition colorée TM₄-TM₅-TM₂, les zones d'ombre sont plus fortes et presque toujours situées à l'Ouest de la crête des collines (en raison du passage matinal du satellite et par conséquent de l'illumination venant de l'Est). L'étude de sites "test" de ces zones (exemple des feuilles de Damaro, de Beyla et de N'Zérékoré) montrent d'une manière générale une baisse des réponses spectrales dans tous les canaux (fig. II-33E).

Dans le canal TM₂, la baisse des réponses peut atteindre 75%. Dans les canaux TM₄ et TM₅ les réponses tendent à s'annuler.

Les *aérosols* présents sur les granitoïdes de la région Beyla (tableau II-2H & fig. II-33E) montrent également une baisse des réponses spectrales des granitoïdes, mais cette fois-ci dans le canal TM₄.

Les *marécages* montrent deux types de réponses. Le premier type correspond à des zones de couleur bleu clair au bas des collines avec de très faibles valeurs dans TM₄. Ce sont

des zones où il y a moins d'eau (zones boueuses) que les zones bleu foncé (où l'eau est beaucoup plus claire). Dans ces dernières, les réponses sont plus fortes dans le canal TM₂ et presque nulles dans le canal TM₄.

IV-3-3: Résultats des classifications

Seule la classification par maximum de vraisemblance a été réalisée ici. Plusieurs remarques peuvent être faites:

- l'ombrage et les zones marécageuses sont mieux classés (fig. II-34, *feuille de Beyla, cas du mont Nimba*) par rapport aux autres thèmes. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'ils sont très peu influencés par la végétation (absence ou faible couvert végétal) ou ils apparaissent "aveugles" (cas des ombrages).

- il est difficile de distinguer aisément les différentes formations géologiques. Cependant, parfois, on arrive à distinguer les granitoïdes des migmatites (fig. II-34, *feuille de Damaro*).

IV-3-4: Conclusion partielle

- Quel que soit les différents objets thématiques on remarque des réponses spectrales plus ou moins homogènes quelle que soit la région, exceptées pour les migmatites de la feuille de Beyla qui se comportent différemment. Les granites, quant à eux, se divisent en deux groupes. Le passage d'un groupe à l'autre se traduit par une "inversion" des réponses dans les canaux TM₄ et TM₅: pour de faibles réponses dans le canal TM₄ et de fortes réponses dans le canal TM₅ du groupe 1, le groupe 2 montre des valeurs inverses pour ces mêmes canaux (fortes réponses dans TM₄ et faibles dans TM₅). Les divers granitoïdes ont parfois des réponses spectrales qui coïncident avec celles des migmatites.
- Le canal TM₂ semble mieux adapté pour caractériser les volcanites (réponses homogènes quelle que soit la région).
- Les phénomènes d'ombrages altèrent sensiblement les réponses spectrales des volcanites dans tous les canaux contrairement aux aérosols qui semblent les augmenter dans le canal TM₂ et les baisser dans le canal TM₄. Les feux de brousse qui n'ont pas été étudiés ici en détail, pourraient avoir les mêmes effets que les ombres et aérosols (altération des réponses spectrales).

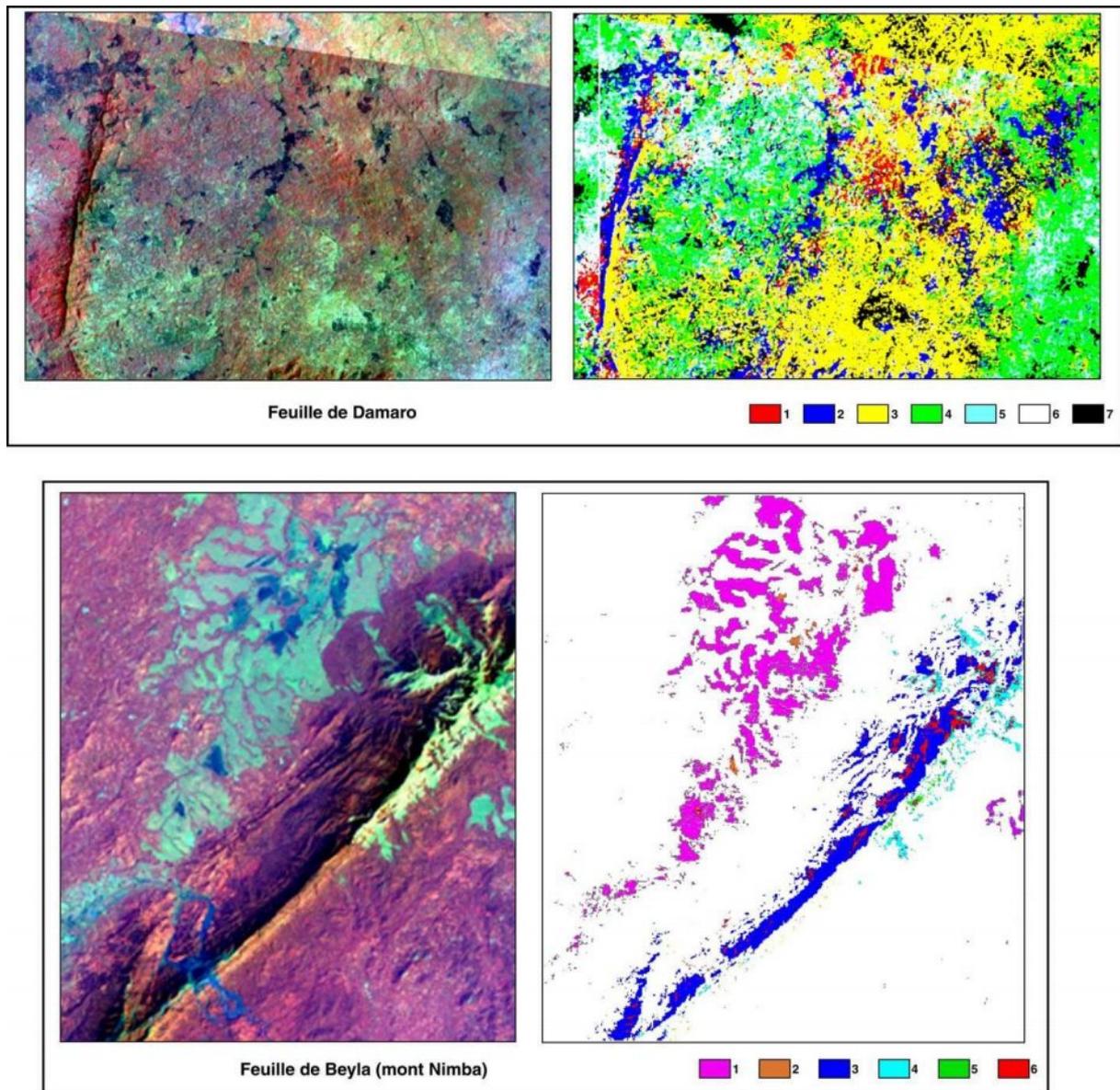


Figure II- 34: Classification par maximum de vraisemblance (images à droite) des scènes en composition colorée $TM_4-TM_5-TM_2$ des régions de Damaro et Beyla (images à gauche). Région de Damaro: 1: forêts sur volcanites et sur quelques granitoïdes; 2: ombres; 3: volcanites et granitoïdes; 4: zones migmatitiques; 5 et 6: zones migmatitiques avec forte végétation; 7: zones non classées. - Région de Beyla (mont Nimba): 1: zones marécageuses avec peu d'eau; 2: zones marécageuses avec beaucoup d'eau; 3: ombres; 4, 5 et 6: diverses réponses des volcanites.

V. APPORT DE LA TELEANALYSE SATELLITALE A LA CARTOGRAPHIE, **CONCLUSION GÉNÉRALE**

L'étude téléanalytique avait pour objectifs de tester et calibrer l'exploitation de scènes SPOT XS, dans un but cartographique et structural à partir de notre secteur d'étude (région de Zuénoula). La méthodologie d'analyse et les résultats obtenus ont été ensuite validés et/ou comparés à d'autres régions de la Côte-d'Ivoire (cas des régions de Katiola-Marabadiassa et Ferkessedougou) en utilisant d'autres capteurs, respectivement Landsat TM et radar ERS (travaux de Koffi, 1998). L'ensemble des données nous ont, par la suite, permis de confronter et/ou d'extrapoler les analyses à d'autres secteurs de l'Afrique de l'Ouest (cas de l'Est de la Guinée) en utilisant le capteur Landsat TM.

- Pour SPOT XS et le secteur de Zuénoula

Nous avons montré que les ensembles lithologiques présentent des réponses différentes du point de vue spectral et surtout textural.

Les caractéristiques spectrales numériques d'une même formation varient plus ou moins de façon sensible. La raison en est ici la variation (probable) des types pétrographiques et surtout la présence d'un couvert végétal (pouvant être très important) qui altère la réponse spectrale propre à chaque formation. La distribution non uniforme des associations d'espèces végétales rend difficile les relations pouvant exister entre le substratum et le couvert végétal. Des travaux de reconnaissance plus approfondis des associations végétales devraient permettre de cerner les relations entre le couvert végétal et le type de substratum.

L'analyse texturale détaillée montre de meilleurs résultats. Le type et la forme des structures font ressortir les différentes unités lithologiques et les grandes structures décrochantes. Ainsi on a pu constater que le batholite de Ferké est constitué d'un ensemble de structures linéamentaires circulaires à subcirculaires et radiales emboîtées les unes dans les autres ou accolées les unes aux autres, et qui se prolongent dans les métasédiments qui le bordent.

- Pour Landsat TM et radar ERS sur d'autres régions du craton ouest-africain

L'étude de la région de Katiola-Marabadiassa (imagerie Landsat TM) a permis d'identifier des structures linéamentaires identiques à celles décrites dans la région voisine de Zuénoula. Les granites, quel que soit leur âge, présentent un ensemble de structures circulaires à radiales emboîtées ou non. L'étude texturale associant les teintes et leur agencement montrent des comportements différents des unités lithologiques, tout comme les compositions colorées. Pour ce qui est de la cartographie géologique, l'Analyse en Composantes Principales à partir d'une composition colorée (7/5/6) de départ paraît la plus adaptée.

Le rappel des travaux de Koffi (1998) dans la région de Ferkessédougou (imagerie Radar ERS) a permis de comparer quelques résultats principaux sur l'analyse des granitoïdes. Nous avons pu intégrer parfaitement l'analyse linéamentaire du batholite de Ferké, dans cette région, à notre analyse dans la région de Zuénoula. L'ensemble des résultats montre que le batholite de Ferké présente sur toute son étendue des structures linéamentaires circulaires à subcirculaires.

Les analyses effectuées sur les canaux TM₅-TM₄-TM₂ de Landsat TM mis à notre disposition de l'Est de la Guinée montrent également des comportements spectraux différents selon les unités lithologiques. Si l'on se base sur les critères spectraux numériques, on a pu identifier les grandes unités lithologiques. Le seul problème est la variation plus ou moins sensible des réponses spectrales, pour une même lithologie, d'une région à une autre (les différentes dates d'acquisition des scènes, la végétation et les feux de brousse en cette période de l'année peuvent expliquer cette variation), d'où l'utilité éventuelle d'une calibration. L'analyse texturale permet de mieux séparer les différentes unités lithologiques. L'introduction de la notion de *texture locale* nous a permis de passer d'une image en 1 bit à une représentation en niveaux de gris. La variation des niveaux de gris est fonction du type de structures linéamentaires (rectilignes ou circulaires) et de leur agencement.

- Contribution de l'ensemble des nouvelles données télanalytiques et proposition d'une méthodologie d'aide à la cartographie géologique, plus particulièrement en Afrique

Grâce à l'utilisation alternative des données SPOT XS, de Landsat TM et du radar ERS pour étudier les comportements des ensembles lithologiques, nous avons pu

remarquer que les réponses spectrales sont fortement influencées par la végétation, les phénomènes d'ombrage, d'aérosols et des feux de brousse.

Nous avons également montré que, quel que soit l'âge des formations (Paléopro-térozoïque ou Archéen), les structures linéamentaires liées à la plupart des granitoïdes (en particulier le batholite de Ferké) sont circulaires, subcirculaires ou radiales. Ces dernières sont également présentes dans certaines formations voisines telles que les métasédiments au Nord du Parc National de la Marahoué (Zuénoula) et les roches plissées de la région de Tinsou (Guinée) par un effet de "transparence". Ces résultats nous permettent déjà d'envisager une géométrie en deux dimensions et demie (2,5D) des ensembles granitoïdes. Ces similitudes texturales traduisent vraisemblablement la structure globale des formations archéennes et birimiennes. Conduisent-elles à supposer une structuration de la croûte par le même mécanisme depuis l'Archéen jusqu'au Birimien? Des études plus détaillées permettraient d'apporter des éléments de réponse à cette question. Cependant l'une de nos préoccupations essentielles sera consacrée au batholite de Ferké (d'âge birimien). Les méthodes d'analyse pétro-structurale en complément de cette téléalalyse satellitale nous permettront d'apporter des éléments de réponses sur sa structure (voir les chapitres suivants).

Toutefois, pour ce qui est de la cartographie géologique de l'Afrique de l'Ouest, l'application systématique, en priorité l'analyse texturale détaillée quel que soit le capteur, s'avère très efficace. Les scènes Landsat TM donnent des résultats satisfaisants quant à l'étude des terrains archéens (par exemple l'Est de la Guinée). Pour un secteur d'étude, il serait souhaitable d'utiliser conjointement des scènes de différents capteurs afin de tirer le maximum d'informations géologiques et de minimiser les phénomènes perturbant les réponses spectrales. Il serait également souhaitable de prêter une attention particulière aux structures linéamentaires circulaires à sub-circulaires qui semblent caractériser des massifs granitoïdes. L'identification de ces structures linéamentaires dans les métavolcano-sédiments pourrait donner des indications sur l'existence éventuelle de plutons granitoïdes.

CHAPITRE III

ETUDE DES FORMATIONS CONSTITUANT **LE CONTEXTE DE MISE EN PLACE** **DU BATHOLITE DE FERKE**

OBJECTIFS

⇒ Analyse pétro-structurale des formations situées de part et d'autre du batholite de Ferké

⇒ Evaluation des conditions métamorphiques

INTRODUCTION

Les roches granitoïdes, sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques constituent la majeure partie de l'encaissant du batholite de Ferké. Leur étude a pour but de situer le batholite Ferké dans son contexte de mise en place.

Nous nous sommes intéressés aux formations situées de part et d'autre du batholite de Ferké (à l'Est et à l'Ouest) depuis la région de Katiola-Marabadiassa jusqu'à la région de Zuénoula (fig. III-1). Nous avons adopté cette subdivision dans le but d'y *caractériser la pétrographie, la minéralogie et les structures, ainsi que l'évaluation du degré de métamorphisme associé à la déformation.*

Notre étude portera sur les formations suivantes (voir également fig. III-1 & 8):

	BORDURE EST DU BATHOLITE DE FERKE	BORDURE OUEST DU BATHOLITE DE FERKE
Région de ZUENOULA	<p>Granitoïdes: massif de Bourébo, massif de Dianfla, massif de Bouaflé</p> <p>Roches volcaniques: massif plutono-volcanique de Koupéla (lambeaux de ceinture de roches vertes), méta-andésites et formations associées, roches volcaniques et formations similaires,</p> <p>Roches sédimentaires: bassin de la Marahoué, bassin du Yaouré</p>	<p>Granitoïdes: massifs de Kongasso, massif de Gohitré, massifs de Béziaka</p> <p>Roches volcaniques: metabasaltes de Kongasso (ceinture de roches vertes)</p> <p>Roches sédimentaires: bassin de Zuénoula, bassin de Kongasso</p>
Région de KATIOLA-MARABA-DIASSA	<p><u><i>Description sommaire des formations (bordure est)</i></u></p> <p>Granitoïdes: massif de Fronan, massif de Kanangono, autres massifs</p> <p>Roches volcaniques: metabasaltes, méta-gabbros, métadolérites, méta-andésites et formations associées</p> <p>Roches sédimentaires: bassin du Bandama</p>	

Tableau III- 1: Objets de l'étude pétro-structurale et du métamorphisme.

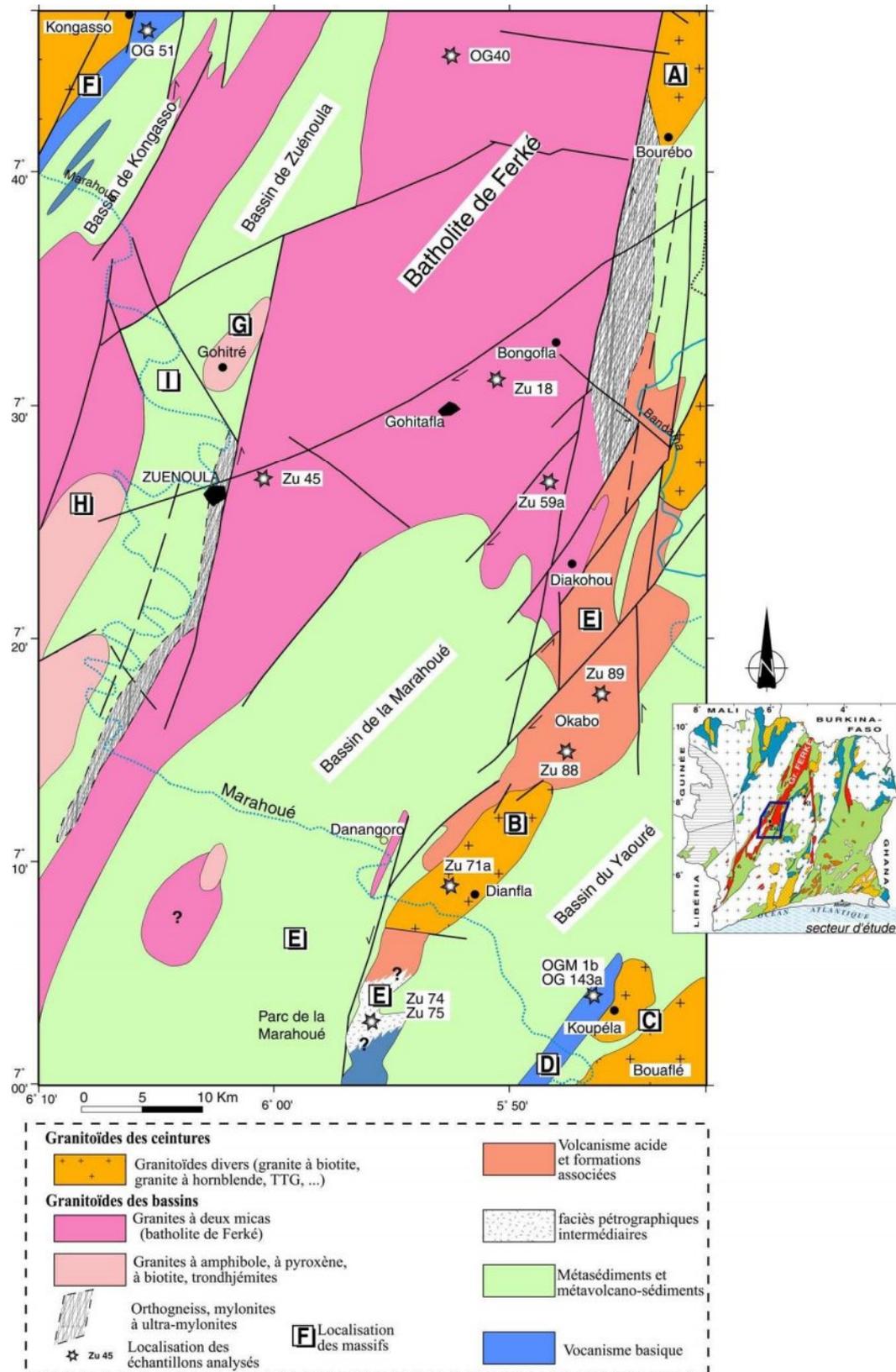


Figure III- 1: Secteurs d'étude et localisation des massifs décrits de part et d'autres du batholite de Ferké. - A=orthogneiss de Bourébo; B=granodiorite de Dianfla; C=granites de Bouaflé-Koupéla; D=métagabbro de Koupéla; E=bassin sédimentaire du Parc de la Marahoué et volcanisme associé; F=formations de Kongasso (granitoïdes, volcanisme et sédiments); G=massif de Gohitré; H=massifs de Béziaka; I=Bassin de Zuénoula.

1^{ère} partie: **BORDURE EST DU BATHOLITE DE FERKE**

I. LES GRANITOÏDES

I-1: LE MASSIF DE BOUREBO

I-1-1: Pétrographie et Minéralogie

Le massif de Bourébo est situé au Nord-Est de la région de Zuénoula et s'étend sur une grande superficie en forme de V dont les branches sont dirigées vers le NE (fig. III-1), (Jaujou, 1970). Il forme de grands affleurements sous forme de dalles. Il est bordé au Sud par les métavolcano-sédiments, à l'Est par les granito-gneiss du centre de la Côte-d'Ivoire (*cf* Tagini, 1971). Au Nord, nous avons les métasédiments, métapéridotites d'Alékro-Marabadiassa et plus loin les metabasaltes. Sur sa bordure ouest nous avons le batholite de Ferké. La limite entre ces deux formations a été déterminée à partir de la télé-analyse: la teinte grisâtre du batholite de Ferké se distingue du massif de Bourébo de teinte plus claire. Sur le terrain, à l'approche de cette limite, des filons de quartz, de pegmatite et d'aplite (de direction NE ou N80°) partent du batholite de Ferké et traversent le massif de Bourébo. Ceci montre l'antériorité de ce massif par rapport au batholite de Ferké. Ceci est également confirmé par quelques enclaves sombres que l'on peut rattacher à ce massif. Les réseaux de failles décrochantes méridiennes observées à cette limite donnent des indications d'un couloir décrochant.

Le massif contient de nombreuses enclaves sombres aplaties ou étirées dans la foliation qui affecte en particulier les bordures du massif. Selon Jaujou (1970), la nature de ces enclaves est très variée: métadolérites, microgranite, microdiorite quartzique et microgabbro.

Le massif de Bourébo est une roche riche en amphibole et biotite baignant dans une matrice plus fine riche en quartz et feldspaths. L'association de la biotite et de l'amphibole constitue les lits sombres (foliation métamorphique) qui alternent avec les lits quartzo-feldspathiques. La roche a une composition de granodiorite, orthogneissifiée sur ses bordures; d'où le nom d'orthogneiss granodioritique que nous lui affectons. Malgré la déformation qui

affecte le massif, la paragenèse primaire, relictuelle pour certains minéraux, est reconnaissable (amphibole, biotite). La matrice est fortement recristallisée avec des reliques de plagioclase.

- la **biotite** est de couleur verte, souvent associée à l'amphibole ou forme une couronne autour de celle-ci. Deux types de biotite sont distinguables. Les grands cristaux (Bt I) sont automorphes à subautomorphes et sont riches en inclusions de zircon et souvent en voie de chloritisation. Quelques rares cristaux de titanite se retrouvent dans les biotites en voie de déstabilisation. L'analyse des biotites Bt I montre un faible rapport ($\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ ou $X_{\text{Fe}} \approx 0,38$) et les minéraux se placent dans le champ des biotites transformées ou rééquilibrées de Nachit (1994), (fig. III-3B). Les cristaux de petite taille (Bt II) sont soit en cristaux automorphes, soit interdigités avec l'amphibole. Ces biotites qui résultent de la recristallisation de l'amphibole sont plus limpides et relativement plus pauvres en inclusions de zircon.

- l'**amphibole** se présente souvent en grands cristaux allongés (1 à 3 mm), sub-automorphes et fortement pléochroïques (jaune-verdâtre pour les sections basales et bleu-verdâtre pour les sections longitudinales). Ces grandes amphiboles montrent un caractère primaire avec de nombreuses inclusions de quartz, d'apatite, de zircons, d'épidotes et d'oxydes. Ces inclusions donnent un aspect criblé aux amphiboles. L'analyse de ces amphiboles indique une composition d'édénite dans la nomenclature de Leake *et al.* (1997), (tableau III-2 et fig. III-3A) et de la hornblende verte (Jaujou, 1970).

- le **plagioclase** est de petite taille, plus ou moins allongé, sub-automorphe et non zoné. Il est très peu altéré et limpide. Ces cristaux ont une composition d'albite à oligoclase (fig. III-2). Les plus grands cristaux isodiamétriques montrent une fine couronne constituée de quartz et de feldspaths potassiques. Au cœur de ces grands cristaux, nous avons de nombreuses inclusions de biotite verte, d'épidotes automorphes et d'apatite. Nous rattachons ces grands cristaux déstabilisés à la paragenèse primaire. Les plus petits cristaux limpides résulteraient de la recristallisation de ces grands cristaux.

- le **quartz** est le minéral le plus abondant et est rarement automorphe. Il est allongé comme l'amphibole et la biotite. Les cristaux sont interlobés montrant une forte recristallisation. On y rencontre des inclusions d'apatite prismatiques ou aciculaires.

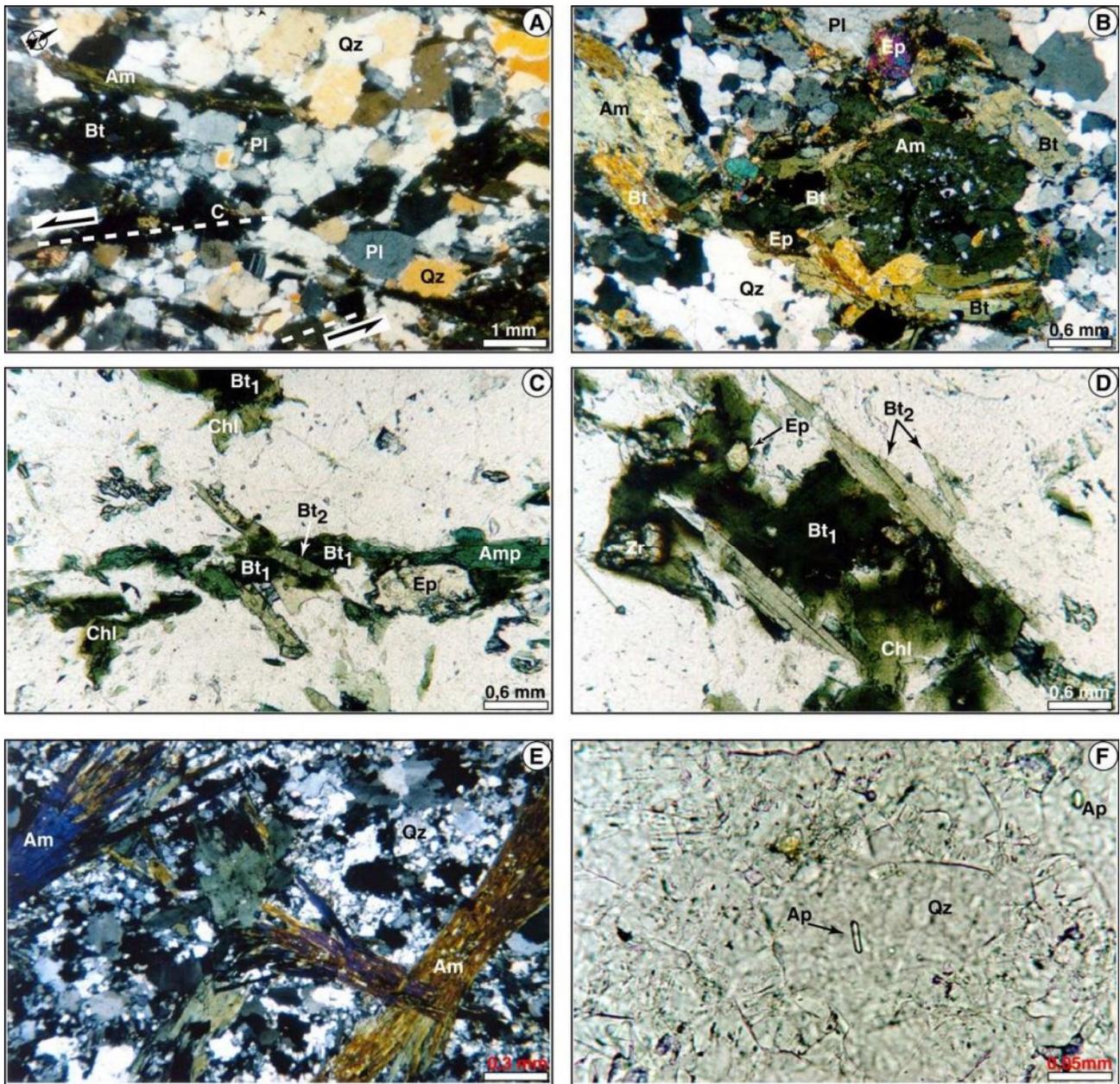


Figure III- 2: Planche photographique montrant la texture et les relations entre les différentes phases minérales de l'orthogneiss de Bourébo (A-D) et d'une enclave sombre (E & F). - Qz=quartz; Am=amphibole; Bt_(1,2)= biotite (primaire, secondaire); Pl=plagioclase; Chl=chlorite; Ep=épidote; A=apatite. Voir texte pour les commentaires.

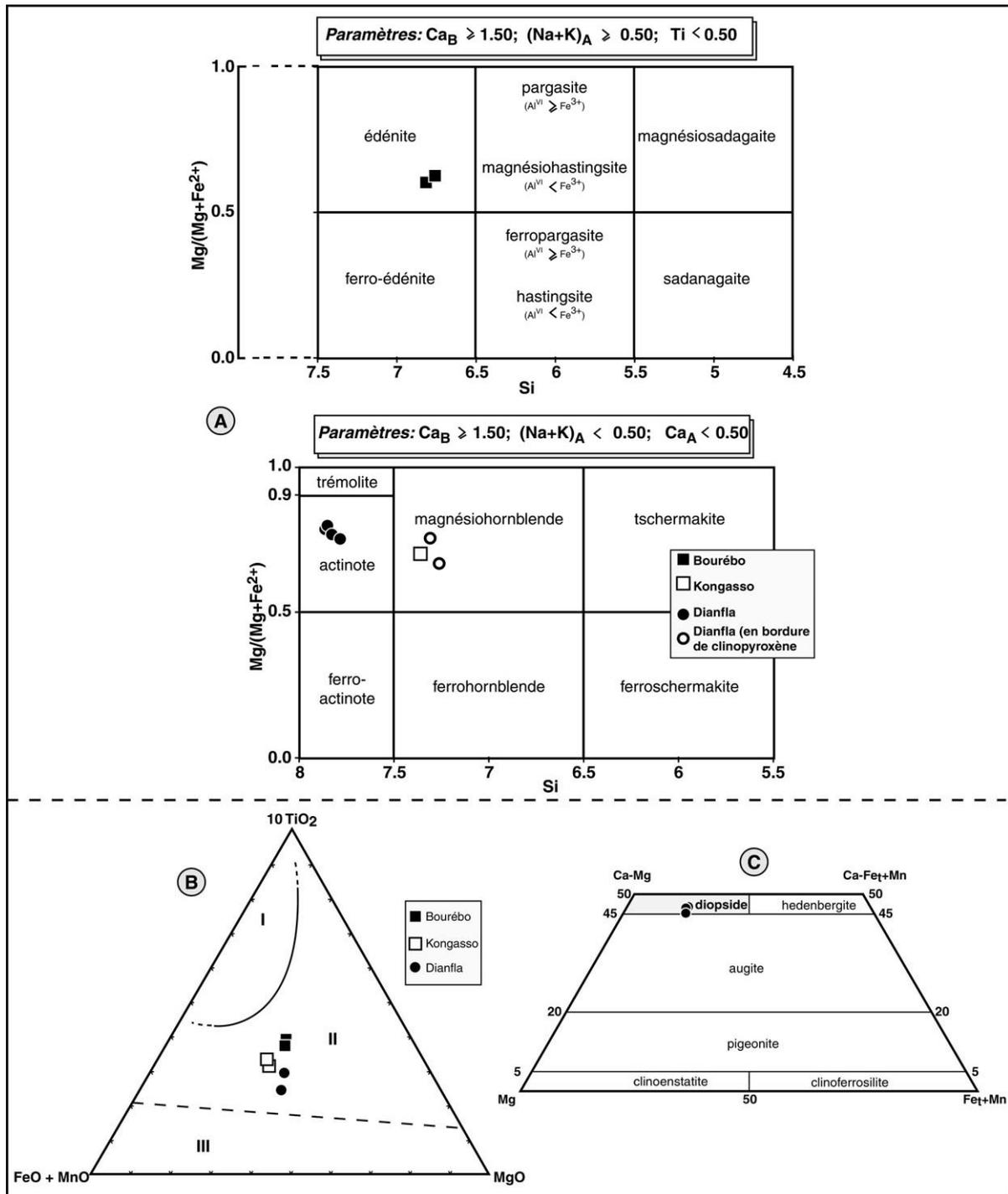


Figure III- 3: Massifs de Bourébo, Dianfla et orthogneiss de Kongasso; A: nomenclature des amphiboles dans les diagrammes de Leake et al. (1997); B: caractère primaire ou secondaire des biotites dans le diagramme de Nachit (1994), I=domaine des biotites primaires magmatiques, II=domaine des biotites transformées ou rééquilibrées, III=domaine des biotites néoformées; C: composition des pyroxènes de la granodiorite de Dianfla dans le diagramme Mg-Ca-(Fe+Mn).

Amphiboles	KONGASSO		BOUREBO	
	OG-16L	OG-113A		
N° lame	76	73	74	
N° Analyse				
SiO2	50,58	46,14	46,47	
TiO2	0,20	0,51	0,34	
Al2O3	6,06	9,20	9,24	
Cr2O3	0,05	0,36	0,02	
FeO t	13,47	15,74	15,75	
MnO	0,37	0,34	0,33	
MgO	14,81	12,45	12,35	
CaO	12,09	12,02	11,97	
Na2O	0,94	1,30	1,37	
K2O	0,46	0,87	0,87	
Total	99,02	98,92	98,70	
Formule structurale générale				
Si	7,26	6,75	6,81	
Ti	0,02	0,06	0,04	
Al	1,02	1,59	1,6	
Cr	0,01	0,04	0	
Fe3+	0,06	0,23	0,15	
Fe2+	1,55	1,7	1,78	
Mn	0,04	0,04	0,04	
Mg	3,17	2,71	2,7	
Ca	1,86	1,88	1,88	
Na	0,26	0,37	0,39	
K	0,08	0,16	0,16	
Total	15,33	15,53	15,55	
Formule structurale définitive				
Si	7,26	6,75	6,81	
AlIV	0,74	1,25	1,19	
Total Site IV	8	8	8	
AlVI	0,28	0,34	0,41	
Ti	0,02	0,56	0,04	
Fe3+	0,06	0,23	0,15	
Total site VI	5	5	5	
Ca	1,86	1,88	1,88	
Na	0,01	0,04	0,00	
Total site B	2,00	2,00	2,00	
Na	0,26	0,33	0,39	
K	0,08	0,16	0,16	
total site A	0,34	0,49	0,55	
XMg	0,671	0,615	0,602	

Biotite	KONGASSO		BOUREBO	
	OG - 16 L	OG - 113 A		
N° lame	81	83	72	77
N° Analyse				
SiO2	38,46	38,42	38,42	39,04
Al2O3	16,84	16,71	16,17	15,51
TiO2	1,33	1,50	1,54	1,59
FeO	17,08	17,81	15,01	15,03
MgO	12,22	12,22	13,86	13,84
CaO	0,00	0,00	0,05	0,00
MnO	0,22	0,21	0,28	0,34
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,06
K2O	10,33	10,40	10,01	9,99
Na2O	0,04	0,03	0,03	0,10
Total	96,54	97,29	95,40	95,49
Si	5,72	5,69	5,72	5,81
Al	2,95	2,92	2,84	2,72
Ti	0,15	0,17	0,17	0,18
Fe	2,12	2,21	1,87	1,87
Mg	2,71	2,70	3,08	3,07
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00
Mn	0,03	0,03	0,04	0,04
Cr	0,00	0,00	0,00	0,01
K	1,96	1,97	1,91	1,90
Na	0,01	0,01	0,01	0,03
Total	15,65	15,68	15,64	15,62
XFe	0,44	0,45	0,38	0,38
XMg	0,56	0,55	0,62	0,62
AlIV	2,28	2,31	2,28	2,19
AlVI	0,67	0,60	0,56	0,53
M2+	5,01	5,10	5,15	5,16

Plagiocl.	KONGASSO			BOUREBO	
	OG 16L			OG 113A	
N° lame	84	85	86	79	80
N° Analyse					
SiO2	64,11	66,08	68,12	63,94	65,23
Al2O3	23,29	22,79	21,29	23,90	23,16
FeO	0,19	0,06	0,05	0,09	0,00
CaO	4,18	3,27	1,62	4,59	3,72
Na2O	9,38	9,93	11,03	9,10	9,62
K2O	0,15	0,07	0,05	0,15	0,04
Total	101,30	102,20	102,16	101,77	101,76
Si	2,80	2,85	2,92	2,78	2,82
Al	1,20	1,16	1,08	1,22	1,18
Fe2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,20	0,15	0,07	0,21	0,17
Na	0,79	0,83	0,92	0,77	0,81
K	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00
Total	5,00	4,99	5,00	5,00	4,99
% Ab	79,56	84,28	92,22	77,55	82,22
% An	19,61	15,34	7,48	21,62	17,55
% Or	0,83	0,37	0,30	0,84	0,23

Tableau III- 2: Analyse à la microsonde de quelques phases minérales des orthogneiss granodioritique de Bourébo et de de Kongasso.

Amphiboles N° lame N° Analyse	Granod. DIANFLA (Sud)				Granod. DIANFLA (Centre)	
	Zu 81				OGM 1d	
	94	95	99*	100*	30	31
	<i>bordure Pxx</i>					
SiO2	55,58	56,07	51,17	51,64	55,22	55,33
TiO2	0,15	0,16	1,06	0,93	0,25	0,15
Al2O3	1,74	1,41	5,04	5,00	2,33	2,09
Cr2O3	0,00	0,00	0,12	0,04	0,00	0,00
FeO t	9,39	9,64	11,67	12,17	10,30	8,71
MnO	0,64	0,62	0,53	0,52	0,51	0,43
MgO	17,93	17,71	15,29	15,73	17,84	18,34
CaO	12,47	12,40	11,51	12,03	11,23	11,11
Na2O	0,40	0,36	1,12	0,69	0,53	0,41
K2O	0,12	0,13	0,49	0,45	0,19	0,14
Total	98,42	98,51	98,01	99,19	98,40	96,69

Formule structurale définitive

Si	7,82	7,85	7,31	7,36	7,78	7,86
Al	0,29	0,23	0,85	0,84	0,39	0,35
Cr	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,08	0,07	0,06	0,06	0,06	0,05
Mg	3,76	3,70	3,26	3,34	3,75	3,88
AlIV	0,18	0,15	0,69	0,64	0,22	0,14
Total Site IV	8	8	8	8	8	8
AlVI	0,11	0,08	0,16	0,20	0,17	0,21
Ti	0,02	0,02	0,11	0,10	0,03	0,02
Fe2+	1,11	0,94	1,03	1,45	1,21	1,03
Fe3+	0,00	0,19	0,37	0,00	0,00	0,00
Total site VI	1	1	1,67	2	1	1
FM	0,07	0,00	0,00	0,15	0,22	0,19
Ca	1,88	1,86	1,76	1,84	1,70	1,69
Na	0,05	0,10	0,24	0,02	0,09	0,11
Total site B	2	1,96	2	2	2	2
Na	0,06	0,00	0,07	0,17	0,06	0,00
K	0,02	0,02	0,09	0,08	0,03	0,03
total site A	0,08	0,02	0,16	0,26	0,09	0,03
Mg/(Mg+Fe2+)	0,773	0,797	0,760	0,697	0,755	0,790

Biotite N° lame N° Analyse	DIANFLA (Sud)		(Centre)
	Zu 81		OGM 1d
	91		25
SiO2	38,79		38,49
Al2O3	16,08		16,37
TiO2	1,18		0,97
FeO	15,42		16,16
MgO	14,10		14,28
CaO	0,00		0,00
MnO	0,29		0,28
Cr2O3	0,07		0,11
K2O	10,04		9,31
Na2O	0,07		0,03
Total	96,04		95,99
Si	5,746		5,701
Al	2,807		2,859
Ti	0,132		0,108
Fe	1,910		2,002
Mg	3,114		3,153
Ca	0,000		0,000
Mn	0,037		0,035
Cr	0,009		0,013
K	1,901		1,762
Na	0,020		0,007
Total	15,675		15,640
XFe	0,380		0,388
AlIV	2,254		2,299
AlVI	0,553		0,559
M2+	5,193		5,298

Pyroxène N° lame N° Analyse	DIANFLA (Sud)		
	Zu 81		
	96	97	98
SiO2	53,60	53,18	53,47
Al2O3	1,66	2,05	1,88
TiO2	0,44	0,53	0,48
FeO	8,00	8,05	8,30
MgO	14,29	14,11	14,62
CaO	22,38	22,60	22,25
MnO	0,29	0,26	0,26
Cr2O3	0,00	0,10	0,00
NiO	0,00	0,00	0,00
Na2O	0,50	0,57	0,47
Total	101,14	101,45	101,73
Si	1,967	1,950	1,953
Al	0,072	0,089	0,081
Ti	0,012	0,014	0,013
Fe	0,245	0,247	0,254
Mg	0,782	0,771	0,796
Ca	0,880	0,888	0,871
Mn	0,009	0,008	0,008
Cr	0,000	0,003	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000
Na	0,036	0,041	0,033
Total	4,003	4,010	4,009
% En	40,794	40,298	41,282
% Fs	13,269	13,324	13,563
% Wo	45,937	46,378	45,154
XMg	0,761	0,758	0,758
XFe	0,239	0,242	0,242
AlIV	0,033	0,050	0,047
AlVI	0,039	0,038	0,034

Plagiocl. N° lame N° Analyse	DIANFLA (Sud)		DIANFLA (Centre)
	Zu 81		OGM 1D
	93		24
SiO2	62,95		66,44
Al2O3	24,27		22,52
FeO	0,00		0,06
CaO	5,34		2,40
Na2O	8,62		9,91
K2O	0,07		0,07
Total	101,25		101,39
Si	2,753		2,874
Al	1,251		1,148
Fe2+	0,000		0,002
Ca	0,250		0,111
Na	0,731		0,831
K	0,004		0,004
Total	4,989		4,970
% Ab	74,212		87,867
% An	25,413		11,730
% Or	0,375		0,403

Tableau III-2 (suite): Composition des principales phases minérales de la granodiorite de Dianfla.

- les **feldspaths potassiques** sont de petite taille, xénomorphes et interstitiels. Ils sont beaucoup plus souvent au contact des amphiboles et biotites que le plagioclase. Le microcline est le minéral dominant. Cependant on observe, une forte myrmékisation du microcline ou de ce qui reste du plagioclase et quelques microperthites. Les relations texturales entre le plagioclase et la biotite (ou l'amphibole) suggèrent que ces minéraux réagissent pour donner les feldspaths potassiques interstitiels et des épidotes (clinozoïsite). On peut retrouver des reliques de biotite en bordure des feldspaths potassiques cristallisés.

Les **épidotes** sont abondantes et les plus grands cristaux sub-automorphes se rencontrent dans les biotites et/ou amphiboles.

En résumé, nous pouvons dire que, outre l'amphibole, la plupart des minéraux montrent un caractère secondaire.

Les enclaves microgrenues sombres allongées ont des contacts rectilignes avec le granite et ne montrent pas de structures caractéristiques de mélanges de magmas (Didier, 1973). Les enclaves de petite taille (< au cm) montrent une zonation: un cœur légèrement grossier et une bordure très fine de couleur verdâtre. Elles sont constituées essentiellement d'agrégats riches en biotite et en amphibole. L'amphibole est souvent déstabilisée en biotite. On note de très faibles quantités de quartz et de feldspaths alcalins. La titanite, l'épidote et la chlorite sont abondantes. Ceci traduit une importante altération et/ou recristallisation des minéraux originels de ces enclaves. Ces enclaves ont une composition de roches basiques et correspondent à des microgabbros et à des microdiorites.

Dans les faciès peu déformés du massif, certaines enclaves sombres sont différentes de celles décrites plus haut. Ces enclaves arrondies montrent des contours plus ou moins lobés. Elles sont très riches en quartz qui constitue la phase minérale essentielle. Les cristaux de quartz sont de très petite taille et sont engrenés les uns dans les autres. Le quartz contient quelques inclusions d'apatite qui présentent deux formes: les unes sont en prismes trapus et les autres sont aciculaires. Certaines sont très limpides, d'autres sont remplies d'impuretés. Les apatites aciculaires à impuretés sont caractéristiques des enclaves microgrenues sombres comagmatiques (Didier, 1973). Les feldspaths sont peu nombreux et sont composés essentiellement de plagioclase (albite) non zoné. Ce minéral contient souvent des inclusions

de quartz à contours lobés. Le feldspath potassique (microcline) est rare. De grands cristaux de d'amphibole bleu-verdâtre (hornblende verte, actinote) croissent en forme de rosettes, contrairement à celles que l'on rencontre dans le massif (forme automorphe). Ces rosettes très allongées peuvent se recouper de façon perpendiculaire montrant une croissance simultanée (fig. III-2E). Les amphiboles, peu ou pas déstabilisées, sont riches en inclusions de quartz, de zircon, d'apatite aciculaire limpide (fig. III-2F) et d'oxydes. La biotite est rare.

Malgré le caractère comagmatique révélé par les apatites aciculaires, ces enclaves montrent une composition de granite microgranulaire différente du massif lui-même (en particulier absence de biotite et la faible quantité de feldspaths potassiques). Pour résumer, l'orthogneiss granodioritique de Bourébo contient deux sortes d'enclaves sombres: des enclaves de composition granitique que nous rattachons au magmatisme et des enclaves de composition basique que nous rattachons à des panneaux d'encaissant. La zonation de ces dernières enclaves indiquerait que les roches basiques ont été encaissées à chaud.

I-1-2: Analyse Structurale

L'orthogneiss granodioritique de Bourébo montre une fabrique essentiellement planaire. Cette fabrique planaire détermine une foliation caractérisée par une alternance de lits millimétriques quartzo-feldspathiques et de lits de minéraux ferromagnésiens (biotite et amphibole).

Sur le terrain, le plan de la foliation, orienté N10 à N30°E près du contact avec le batholite de Ferké tend à s'orienter N40 à N55°E lorsqu'on s'en éloigne. Nous avons reporté sur un stéréogramme la densité des pôles des foliations mesurées (fig. III-4). Ce diagramme montre une tendance à la rotation de la direction de la foliation. La rotation du rubanement, lorsqu'on s'éloigne du batholite de Ferké, est l'effet des décrochements. Il est généralement admis que ces décrochements méridiens sont liés à la déformation régionale compressive NW-SE (Bard, 1974; Lemoine, 1988; Vidal *et al.*, 1996; Doumbia, 1997).

Près du contact avec le batholite de Ferké, nous avons des filons de pegmatite de grande puissance qui recoupent la foliation (orientation N90° à N100°N). Ces filons semblent suivre des couloirs de cisaillement dextres qui se prolongent dans le batholite de Ferké. La foliation est réfractée au contact des filons et les affecte très peu. Ces observations permettent

d'établir que les filons de pegmatite se sont mis en place postérieurement à la granodiorite et sont probablement liés à la mise en place du batholite de Ferké. Le faible développement de la foliation dans ces filons peut être expliqué par la mise en place tardive d'un magma granitique à composition de minimum thermique (du type du batholite de Ferké?) sous forme de pegmatite.

Les petites enclaves sombres sont étirées dans la direction de la foliation ou du filon pegmatitique avec un rapport axe court/axe long d'environ 1/5.

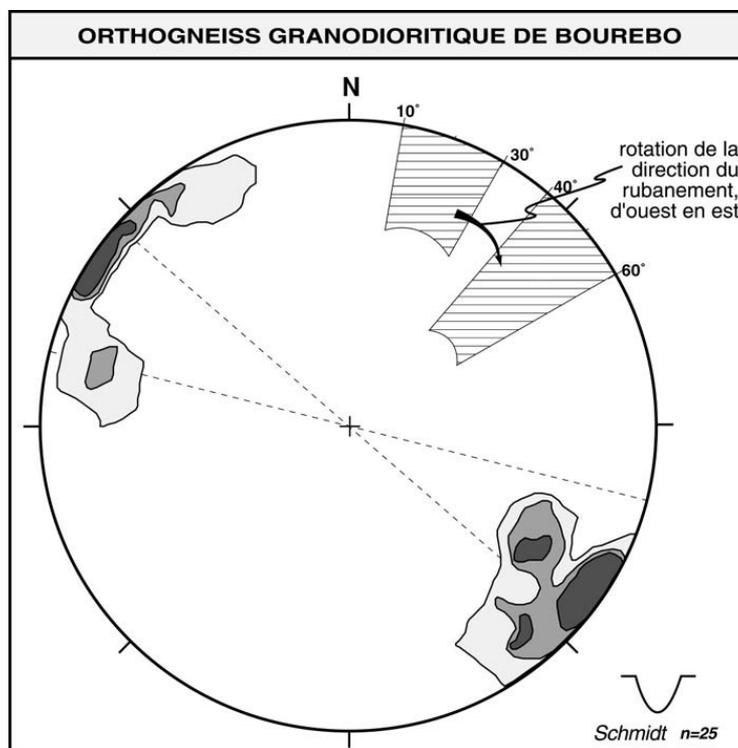


Figure III- 4: Diagramme de densité des pôles du rubanement dans l'orthogneiss granodioritique de Bourébo. - les secteurs hachurés et la flèche indiquent respectivement la direction de la foliation et la rotation de cette foliation.

La fabrique linéaire est peu marquée. Lorsqu'elle est visible, l'éirement des biotites, des amphiboles et des quartz est horizontale. Nous avons représenté dans le diagramme de la fig. III-5, un schéma d'affleurement de l'orthogneiss avec ses différentes structures.

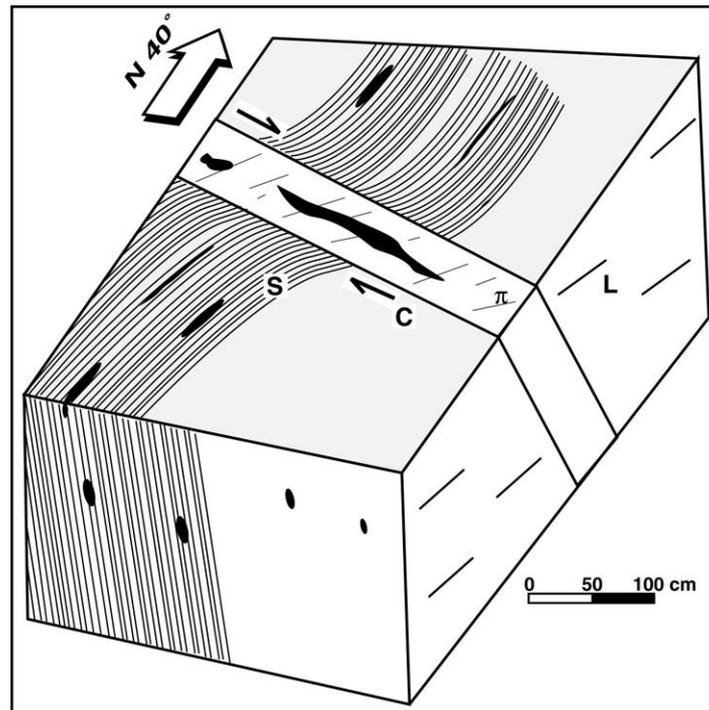


Figure III- 5: Bloc diagramme illustrant les différentes structures affectant l'orthogneiss de Bourébo. - S=foliation, C=cisaillement; L=linéation minérale d'étirement, π =pegmatite.

L'étude au microscope de cet orthogneiss montre une forte recristallisation du quartz sous forme de rubans polygonaux. Le quartz et le plagioclase tendent à s'orienter dans un plan de schistosité S. Les minéraux ferromagnésiens (biotite±amphibole) montrent un étirement et se mettent dans des plans de fractures cisailantes C (fig. III-2A). Les plans C et S se distinguent assez facilement. Les microfractures dans le quartz et le plagioclase, considérées comme les caractéristiques majeures d'une déformation sub-magmatique (Bouchez *et al.*, 1992), n'ont pas été identifiées. On peut admettre que cette foliation est liée à une déformation post-magmatique à l'état solide selon les travaux de Bouchez *et al.* (1992), de Paterson *et al.* (1989), de Riller *et al.* (1994), de Parry *et al.* (1997). Ces observations microstructurales soulignent le développement des minéraux secondaires durant la déformation.

I-1-3: Conditions de cristallisation des minéraux secondaires

Nous avons vu que les minéraux secondaires sont associés à la déformation à l'état solide décrite plus haut. Les transformations les plus évidentes sont:

Biotite I ⇒ **Chlorite + Titanite**

Amphibole (Edénite) ⇒ **Biotite II + Epidote**

Amphibole (Edénite)_{Al élevé} ⇒ **Hornblende_{Al faible?}**

Plagioclase ⇒ **Albite/Oligoclase (An₁₇₋₂₁)**

L'assemblage métamorphique **Biotite+Chlorite+Epidote+Albite+Titanite±Hornblende** est lié à la déformation ductile transcurrente discrète. La paragenèse métamorphique certaine est constituée par **Albite+Epidote+Chlorite** traduit des conditions de métamorphisme très faibles, de faciès schistes verts.

I-2: LE MASSIF DE DIANFLA

I-2-1: Pétrographie et Minéralogie

Le massif de Dianfla est situé dans le SE de la région de Zuénoula (fig. III-1), à environ 5 km à l'Est de l'apophyse granitique de Danangoro rattachée au batholite de Ferké (*cf* § 4). Il est de forme légèrement elliptique, circonscrit avec un axe d'allongement orienté NE. Il se distingue aisément des volcanites et métasédiments par sa signature spectrale (*voir figures* II-9, 10 & 11) spécifique (très faible couverture végétale et une teinte gris bleutée sur les scènes satellitales). Ce massif affleure sous forme de petits inselbergs isolés ou de petites dalles. A l'affleurement c'est une roche massive à grain moyen à fin et de couleur leucocrate à mésocrate. Quelques filons riches en quartz et épidotes recoupent le massif suivant une direction N80°. Le fait le plus important est la présence de nombreuses enclaves sombres, microgrenues et souvent arrondies ou anguleuses (fig. III-6A) que l'on rencontre dans le massif. Ces enclaves sont relativement plus nombreuses au Sud du massif. Nous donnerons les caractères pétrographiques de ces enclaves à la suite de la description du faciès principal du massif. Tous ces caractères (forme et enclaves) ont amené Jaujou (1970) à classer le massif de Dianfla parmi les granites "type Bondoukou". Nous décrirons le massif dans sa partie centrale, dans sa partie sud et donnerons quelques caractéristiques de la partie nord du massif.

Le massif de Dianfla est riche en feldspaths et quartz constituant les phases minérales essentielles. Dans cette texture grenue, nous avons la biotite et l'amphibole qui y sont disséminées. Ce massif est connu sous le nom de granodiorite Dianfla (Jaujou, 1970; Tagini,

1971; Fabre et Morel, 1993b; Fabre *et al.*, 1993a). Nous adopterons également cette appellation compte tenu de sa minéralogie.

- le **clinopyroxène** a une composition de diopside (clino-pyroxène, $W_{O46}En_{41}Fs_{13}$), (fig. III-3C) avec un X_{Mg} ($\approx 0,76$) relativement proche de celui des amphiboles qui lui sont en contact (voir tableau III-2). Les relations texturales entre le clinopyroxène, la biotite et l'amphibole montrent que la réaction de transformation du Cpx peut être exprimée par: **Clinopyroxène+Biotite+Quartz \Rightarrow Hornblende+Feldspath_{K(interstitiel)}+Oxyde \pm Epidote** (Droop, 1982).

- la **biotite** est le minéral ferromagnésien le plus abondant. Elle est sub-automorphe, peu limpide, avec de nombreuses inclusions de zircons, d'oxydes, d'épidotes (clinozoïsite), de titanite et parfois d'aiguilles de rutile. Les cristaux s'agglomèrent pour former de grands cristaux millimétriques. Les cristaux sont souvent chloritisés. L'analyse de la chlorite et de la titanite qui sont souvent les produits de déstabilisation de la biotite montrent les caractères suivants: presque la totalité du titane (sous forme de TiO_2) et du calcium (CaO) entre dans la composition de la titanite ou du rutile. Alors que le fer (FeO), le magnésium (MgO) et l'alumine (Al_2O_3) entre dans la composition de la chlorite. L'analyse des biotites peu chloritisées les situe dans le champ des biotites rééquilibrées dans le diagramme de Nachit (1994), (fig. III-3B).

- l'**amphibole** est souvent déstabilisée en biotite. Les reliques des cristaux d'amphiboles ont une composition d'actinote [(Mg/Mg+Fe) ou $X_{Mg} \approx 0,75-0,79$] dans la nomenclature de Leake *et al.* (1997), (fig. III-3A). Au Sud du massif, la roche plus riche en enclaves sombres est également riche en amphiboles vertes poecilites, sub-automorphes, avec un cœur à pyroxène.

Les amphiboles poecilites, à caractère "primaire magmatique", cristallisent aux dépens des pyroxènes. Elles ont une composition de magnésio-hornblende avec un rapport X_{Mg} plus faible ($\approx 0,70-0,76$), sont plus pauvres en silice ($Si \approx 7,34$; sur la base de 23 oxygènes dans la formule structurale) et particulièrement très riches en TiO_2 (≈ 1 et dix fois plus que les autres amphiboles). Les amphiboles non poecilites de cette partie sud du massif ont des compositions semblables à celles du reste du massif (actinote avec $X_{Mg} \approx 0,77-0,80$) et sont plus riches en Si ($\approx 7,83$). Ces compositions suggèrent deux générations d'amphiboles: les

amphiboles vertes disséminées dans la roche (Amp_a) et les amphiboles poecilitiques (Amp_b). Leake (1971) fixe à 7,5 atomes de Si la limite supérieure de composition des amphiboles magmatiques. Au-delà de cette limite, les amphiboles sont considérées comme secondaires. Dans le cas des amphiboles poecilitiques, Si est inférieure à cette limite. Ceci les place dans le champ des amphiboles à caractère magmatique, ce qui confirme nos observations microscopiques. Les associations amphibole-clinopyroxène-biotite, telles que nous les observons dans le massif, sont comparables à celles décrites dans les granodiorites du massif armoricain (Euzen, 1993). Les amphiboles cristalliseraient tardivement aux dépens du clinopyroxène, à basse température. Le clinopyroxène et la biotite constitueraient les minéraux Fe Mg au liquidus. Euzen (1993) suggère également, pour les amphiboles à faible teneur en TiO₂, une cristallisation de la biotite avant l'amphibole dans les magmas calco-alcalins, à cause de leur caractère potassique (*voir p. 88*). Il faut cependant noter que les teneurs en TiO₂ des amphiboles poecilitiques et des biotites sont proches (*voir tableau III-2*).

Ceci pourrait traduire une cristallisation sub-synchrone des deux minéraux. Nous avons noté plus haut la déstabilisation des autres amphiboles en biotite. Ceci traduirait également deux générations de biotite: une première génération qui cristalliserait en même temps que l'amphibole poecilitique et une seconde génération plus limpide qui cristalliserait aux dépens de l'amphibole. L'amphibole qui reste de cette transformation acquiert un caractère secondaire avec de plus fortes teneurs en Si (>7,5). Les reliques de pyroxène sont souvent riches en oxydes et les limites avec l'amphibole ne sont pas nettes, ce qui montrerait que les deux minéraux ne sont pas en équilibre.

- le **plagioclase** est le minéral le plus abondant. Il est automorphe et également bien visible à l'affleurement (2 à 3 mm). La plupart des cristaux sont saussuritisés ou albitisés (An≈10). Quelques plagioclases sont zonés (fig. III-6B) avec un cœur saussuritisé et ou séricitisé avec de nombreuses inclusions d'épidotes (clinozoïsite) et de biotite. Parfois les grands cristaux zonés sont recoupés par des plagioclases non zonés, altérés. La roche acquiert une texture tonalitique probable lorsqu'on passe à la bordure ouest du massif.

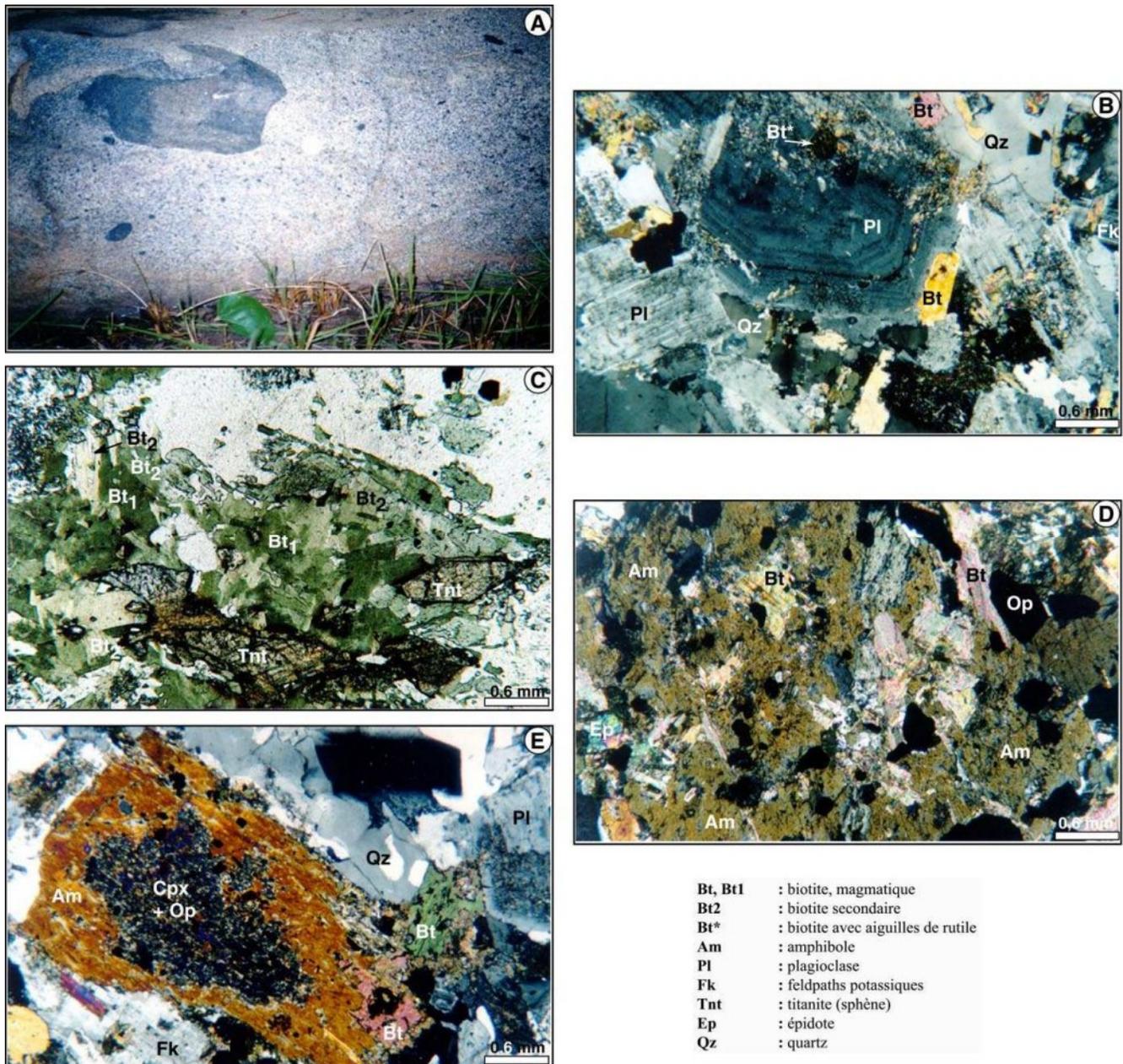


Figure III- 6: Planche photographie montrant les enclaves sombres basiques (A), le plagioclase zoné (B), la destabilisation de la biotite primaire en biotite secondaire (C), la destabilisation de l'amphibole (D), une amphibole poecilitique à cœur de clinopyroxène (E).

- les **feldpaths potassiques** sont peu abondants. Les minéraux montrent une croissance interstitielle. Les cristaux de grande taille peuvent englober le quartz ou le plagioclase. Le minéral dominant est le microcline. On rencontre quelques rares perthites ou des feldpaths zébrés. Les réactions symplectiques occasionnent souvent l'apparition de feldpaths potassiques interstitiels.

- le **quartz** est peu abondant et représente environ 10% des phases minérales. Il limpide et est soit interstitiel, soit en amas. Il présente une extinction onduleuse.

Le contact entre les enclaves sombres basiques de "composition gabbroïque" et la granodiorite est rarement sinueux. Ceci montre également que ces enclaves ne sont pas liées au magmatisme de la granodiorite de Dianfla. Il faut cependant noter que les roches volcaniques affleurant dans ce secteur sont essentiellement de composition andésitique et formations associées (*voir paragraphe II*). Quelques lambeaux de metabasaltes ont été identifiés au Sud de la granodiorite de Dianfla. Ces observations montrent l'existence d'un substratum, au moins basaltique, pour la granodiorite de Dianfla. Ceci est contraire aux observations de Fabre et Morel (1993b), de Fabre *et al.* (1993a) qui pensent que le volcanisme de ce secteur est essentiellement d'affinité calco-alkaline andésitique.

En conclusion à cette étude pétrographique et minéralogique, nous pouvons retenir que la granodiorite de Dianfla ne montre pas de déformation des minéraux. Elle présente une recristallisation et/ou altération des minéraux primaires: l'amphibole et la biotite tendent à se déstabiliser pour donner de la biotite plus ou moins limpide pour le premier et de la chlorite pour le second. Les phénomènes post-magmatiques semblent faibles, en particulier le métamorphisme, et limités à des phénomènes de retromorphose et d'hydrothermalisme.

I-2-2: Analyse Structurale

Le massif granodioritique de Dianfla est une roche peu ou pas déformée. La seule structure visible est une linéation (très peu marquée) subverticale (65° vers N70°). Cette fabrique linéaire est soulignée par le plagioclase, la biotite et/ou l'amphibole. Lorsque le massif montre une granulométrie plus fine sur ses bordures, nous avons de petites enclaves basiques peu ou pas allongées qui matérialisent cette linéation. Les enclaves de grande taille (environ 10 cm) sont de forme arrondie ou globuleuse, également peu déformées. Aucune structure planaire n'apparaît. Les études de Jaujou (1970) sur ce massif montrent la présence d'enclaves de méta-andésites et roches associées (décrites précédemment) dans la partie nord du massif. Cet auteur a observé une silicification des schistes au contact du massif et de nombreuses enclaves de schistes dans le massif. Cependant aucune précision sur la nature des

schistes n'a été donnée (un rattachement au volcanisme ou à la granitisation). Mais la présence d'enclaves de roches gabbroïques montre la postériorité de ce massif par rapport à ces roches.

I-2-3: Conditions de cristallisation des minéraux secondaires

La composition minéralogique et la texture magmatique préservée montrent des conditions faibles de métamorphisme, probablement du faciès schistes verts. Ceci est illustré par la présence d'assemblage secondaire à: **Actinote + Chlorite + Albite (ou Oligoclase) + Quartz + Epidote**. Cet assemblage est très commun dans les métavolcanites métamorphisées dans le faciès schistes verts (Harte et Graham, 1975; Maruyama *et al.*, 1983; Schmidt *et al.*, 1997). La déstabilisation de l'amphibole en biotite et les faibles teneurs en Al_t ($\approx 0,2-0,4$) de ces amphiboles sont sans doute les témoins d'un phénomène de rétomorphose. L'amphibole (relictuelle) montre alors un caractère secondaire et est alors moins riche en Al_t que les amphiboles poecilitiques, qui rappelons-le, cristalliseraient, tardivement.

I-3: LE MASSIF DE BOUAFLE

I-3-1: Pétrographie et Minéralogie

Le massif de Bouaflé est situé à une trentaine de kilomètres au SE de la granodiorite de Dianfla. Bien que très éloigné du batholite de Ferké, nous le décrivons dans le but de donner ses relations avec le métagabbro de Koupéla (voir roches volcaniques).

C'est une roche plus ou moins homogène, à texture équante, riche en quartz, feldspaths et biotite. Ce massif se différencie de celui de Dianfla par une plus grande teneur en quartz, en feldspaths alcalins et par l'absence d'amphibole (fig. III-7).

- la **biotite** se présente sous deux formes. Nous avons des cristaux de grande taille souvent chloritisés, riches en inclusions de zircon, d'épidote automorphe, d'oxydes de fer et parfois de titanite. Les cristaux de petite taille sont limpides et se développent aux dépens des grands cristaux de biotite. La **muscovite** est secondaire et liée aux enclaves enveloppées recristallisées. Elle est de petite taille et souvent associée à la biotite également de petite taille. L'ensemble biotite+muscovite+épidotes±titanite forme des amas surmicacés qui peuvent atteindre 3 mm (fig. III-7).

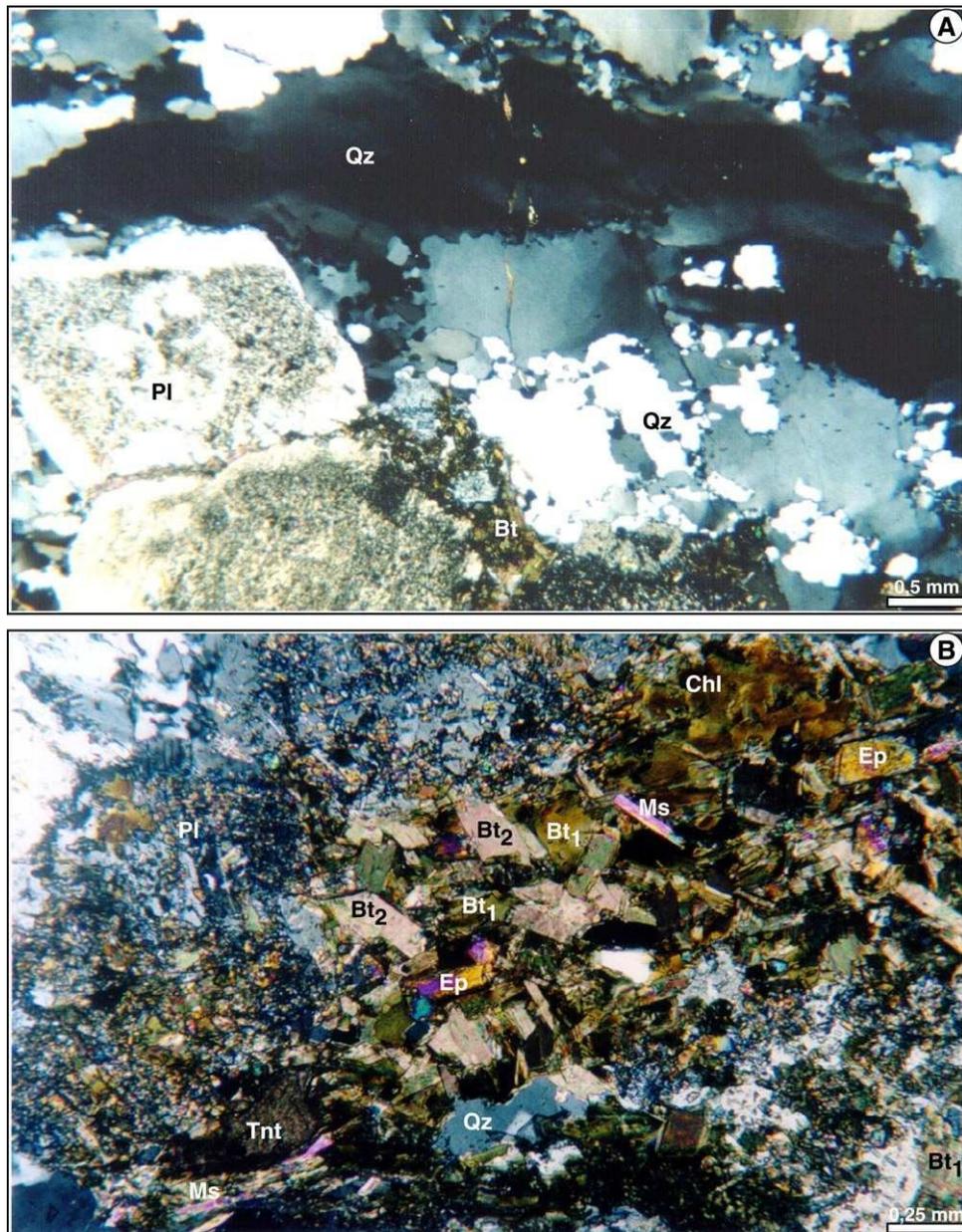


Figure III- 7: Plagioclase zoné, biotite primaire et secondaire, muscovite, quartz engrenés à extinction onduleuse du granite de Bouaflé. En B: amas surmicacé. - Qz=quartz, Pl=plagioclase, Bt=biotite, Ms=muscovite, Chl=chlorite, Tnt=titanite.

- le **plagioclase** est abondant et en grands cristaux sub-automorphes à automorphes. Malgré la séricitisation, on note la présence de plagioclase zoné de composition oligoclase. Le plagioclase non zoné (albite à oligoclase) est riche en inclusions de muscovite, d'épidotes (clinozoïsite) et d'apatite.

- les **feldspaths alcalins** sont de grande taille, limpides et de composition de microcline perthitique. Ces feldspaths montrent une croissance interstitielle, plus ou moins poecilitique.

L'abondance de ces minéraux est sensiblement égale à l'abondance du plagioclase. Ces minéraux confèrent un caractère de granite alcalin à biotite à la roche.

- le **quartz** abondant forme de grandes plages constituées de cristaux engrenés, étirés et à extinction onduleuse. Ceci donne un caractère recristallisé au minéral.

On rencontre parfois de la calcite dans le microcline perthitique.

L'ensemble des minéraux décrits plus haut montrent que les minéraux d'origine magmatique (plagioclase, quartz, biotite) sont souvent déstabilisés.

Jaujou (1970), qui a travaillé plus en détail ce massif, a observé des enclaves de microdiorites et de microgabbros et des filons de ce même granite dans les. A 1 km au NW du massif Bouaflé, affleure le massif granitique de Koupéla. C'est un petit massif de forme sub-circulaire, qui recoupe en partie les métagabbros de Koupéla et de composition semblable à celui de Bouaflé. Les deux massifs sont séparés par une petite bande de métasédiments.

I-3-2: Analyse Structurale

Comme la granodiorite de Dianfla, le massif de Bouaflé est très peu déformé. Seul le quartz montre des structures de déformation caractéristique d'une déformation à l'état solide, c'est-à-dire, forte extinction onduleuse et beaucoup de sous-grains (Bouchez *et al.*, 1992). Il est cependant possible que la déformation du quartz ait commencé avant cristallisation complète du magma. Par endroits, en particulier à la bordure ouest, apparaît une foliation marquée par l'alignement des biotites. Cette foliation est sub-parallèle à la bordure du massif et concordante à la schistosité des séries sédimentaires et volcaniques qui le bordent. Plus de détails sur les relations entre le massif et ces séries seront donnés dans l'étude du massif plutono-volcanique de Koupéla. Une faible linéation, à fort plongement, comparable à celle de Dianfla est également visible.

I-3-3: Conditions de cristallisation des minéraux secondaires

La paragenèse métamorphique composée par l'assemblage **Chlorite+BiotiteII+Muscovite+Epidote±Titanite±Calcite** est associée à la déformation à l'état solide dans des

conditions de faciès schistes verts. La cristallisation de muscovite et de calcite pourrait s'expliquer par des circulations de fluides.

I-4: QUELQUES MASSIFS DE LA REGION DE KATIOLA-MARABADIASSA

I-4-1: Pétrographie et Minéralogie

Nous donnerons les caractères pétrographiques principaux de quelques granitoïdes (Fronan, Kanangono et Katiola) de ce secteur (fig. III-8). Pour plus de détail, voir Doumbia (1997) et Yobou (1993).

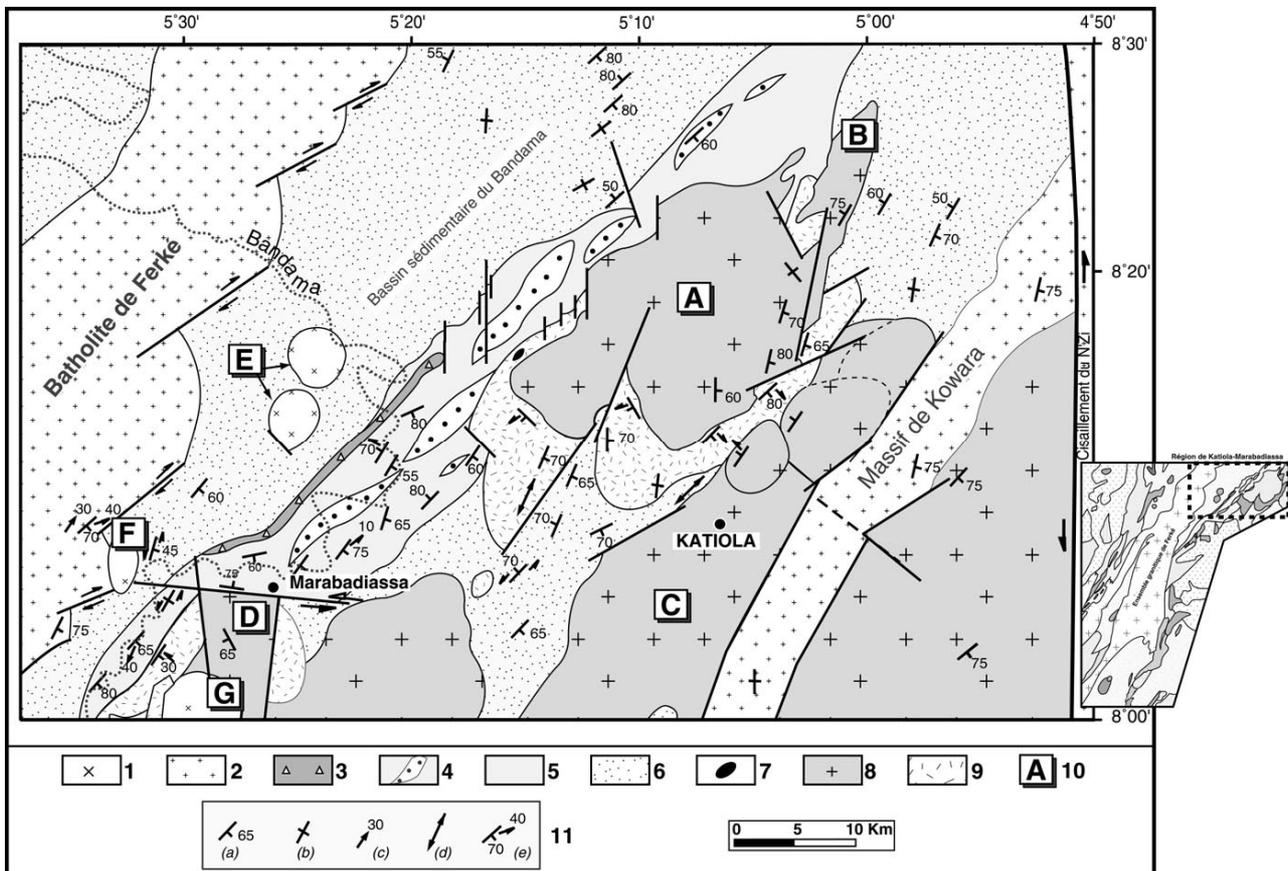


Figure III- 8: Carte géologique de la région de Katiola-Marabadiassa (modifiée d'après Doumbia, 1997). - 1: granitoïdes intrusifs dans les bassins (trondhémite, granite à pyroxène); 2: batholite de Ferké; 3: méta-andésites; 4: métagrauwackes; 5 métavolcano-sédiments; 6: méta-aréno-lutites; 7: rhyolite et rhyodacite dans metabasites; 8: granitoïdes à signature de type TTG; 9: metabasites et méta-péridotites (au SW); 10: localisation des massifs pris en compte dans cette partie (A=massif de Fronan, B=apophyse de Kanangono, C=massif de Katiola, D=massif de N'Guessankro, E=massifs de Sambasso, F=massif de Bada; G=massif de Minabo); 11: Structures (a=foliation avec pendage, b=foliation verticale, c=linéation avec pendage, d= linéation horizontale, e=linéation indiquant le sens de déplacement du compartiment supérieur).

Le **massif de Fronan** recoupe les roches vertes (métabasites, métadolérites, amphibolites) de Katiola (fig. III-8). Ces roches vertes sont parfois métamorphosées en cornéennes au contact du massif. Le faciès tonalitique constitue le faciès principal. C'est une roche à plagioclase zoné automorphe à sub-automorphe de composition d'albite-andésine. Il est fortement séricitisé. Le microcline est interstitiel avec des inclusions de quartz, plagioclase, biotite et minéraux opaques. L'amphibole est une hornblende verte en grands cristaux automorphes et dont la cristallisation paraîtrait précoce (Doumbia, 1997). La biotite est brune à brun-vert et est plus abondante que l'amphibole. Elle est fortement chloritisée. Le quartz est en amas engrenés avec une extinction onduleuse. Les minéraux accessoires sont la titanite, le leucoxène, l'apatite et l'épidote. Ce massif contient des faciès sub-volcaniques représentés par des microgranites, par des microdiorites et par des lamprophyres. Les enclaves sombres sont en grande quantité et représenteraient l'encaissant métabasite.

L'**apophyse de Kanangono**, de composition trondhjémitique, est située à la bordure est du massif de Fronan et contient du plagioclase (albite) qui peut être zoné (phénocristaux dans les faciès porphyroïdes), et de rares cristaux de microcline. L'amphibole (hornblende magnésienne ou tschermakitique) et la biotite (dont certaines ont une composition de phlogopite) forment des agrégats. A ces agrégats sont associés la titanite, les minéraux opaques, la chlorite et l'épidote. Ce massif contient également de la muscovite (primaire) en association symplectique avec le quartz et les feldspaths. Des enclaves de métabasites sont également présentes dans le massif.

Le **massif de Katiola** est hétérogène avec un faciès granodioritique dominant, mésocrate, à texture \pm porphyroïde. Les phases minérales sont le quartz, plagioclase zoné (albite-andésine), le microcline poecilitique, l'amphibole (hornblende magnésienne, édénite), la biotite verte ou brun-vert à inclusions de zircon, d'apatite. On y rencontre également de l'épidote, de grands cristaux de titanite et de l'allanite.

La composition minéralogique des massifs de Fronan et de Katiola les rapproche du massif de Dianfla.

Les massifs granitoïdes les plus proches du batholite de Ferké sont ceux de N'Guessankro, de Minabo, de Sambasso et de Bada.

Le **massif de N'Guessankro** métamorphose les roches vertes au SW de Marabadiassa. C'est une roche tonalitique à grands cristaux automorphes zonés et/ou maclés de plagioclase (albite-oligoclase). Le microcline est interstitiel. L'amphibole, peu abondante, est verte, sub-

automorphe et en inclusion dans la biotite. Cette dernière, riche en inclusions de zircon, est souvent chloritisée ou contient des paillettes de biotite. On note la présence de titanite.

Les **massifs de Sambasso** sont deux petites intrusions de massifs de forme subcirculaire. Ils sont parfaitement identifiables sur les scènes Landsat TM (*voir fig. II-19*). Ces granitoïdes sont intrusifs dans les sédiments du bassin du Bandama. Un métamorphisme de contact peut être observé dans les sédiments au contact des massifs (Doumbia, 1997). Ces derniers sont de texture trondhjémitique à texture équante. Le plagioclase est abondant, souvent zoné et séricitisé. Les grandes plages de microcline xénomorphes sont riches inclusions de quartz. La biotite et l'amphibole sont les minéraux ferromagnésiens, et sont souvent déstabilisés. Les enclaves sont riches en biotite.

Le **massif de Bada** recoupe les formations sédimentaires au contact desquelles il développe un métamorphisme de contact à andalousite, biotite et grenat (Yobou, 1993). Le massif est recoupé, dans sa partie occidentale, par le batholite de Ferké et par des roches sombres microdioritiques. Ces microdiorites se retrouvent en enclaves dans le batholite de Ferké. Cependant aucune indication précise n'a été donnée quant à l'appartenance ou non de cette roche sombre au massif de Bada. Le faciès principal leucocrate du massif de Bada est riche en phénocristaux automorphes à sub-automorphes de plagioclase (albite-oligoclase) non zoné. Ces cristaux contiennent des inclusions de d'amphibole et de biotite. Le microcline est en faible quantité et altéré. L'amphibole est en grands cristaux autour desquels croissent des cristaux plus petits. Le zircon, l'apatite sont en inclusions dans les grandes amphiboles. La biotite est de petite taille et chloritisée. Ce massif a une composition de tonalite.

Le **massif de Minabo** est un granite à amphibole-pyroxène qui recoupe le massif de N'Guessankro décrit plus haut et les ultrabasites d'Alékro-Marabadiassa (Doumbia, 1997). La roche est recristallisée avec une matrice riche en quartz. Le plagioclase et le microcline sont automorphes et abondants. L'amphibole verte se présente en petits cristaux formant des rosettes comparables à celles des enclaves de granite microgranulaire rencontrées dans l'orthogneiss de Bourébo. Cette amphibole montre un caractère secondaire. Le pyroxène à une composition de clinopyroxène (diopside) et d'augite aégyrinique. Le pyroxène est recristallisé en amphibole zonée. Les relations texturales entre l'amphibole et les reliques de clinopyroxène ont amené Doumbia (1997) à suggérer la cristallisation tardive de l'amphibole aux dépens du clinopyroxène à basse température et à des teneurs en eau qui augmentent en fin de cristallisation.

I-4-2: Analyse Structurale

Le **massif de Fronan** recoupe les metabasites et les métamorphose à leur contact. Sa texture est isotrope dans sa partie centrale. Sa bordure est marquée par une fabrique plano-linéaire à linéaire.

La *fabrique plano-linéaire* est une foliation à fort plongement qui est matérialisée par une réorganisation des biotites. L'orientation des queues de recristallisation dissymétriques, suivant les plans C et S, indiquent une cinématique normale (bordure descendante par rapport à la partie centrale) du pluton. A proximité des metabasites, le pendage de cette foliation montre un pendage centrifuge. La foliation métamorphique des metabasites est également subverticale et suit les contours et la foliation du granite. La paragenèse métamorphique traduit un faciès amphibolite (**hornblende+actinote+plagioclase+biotite+épidote**).

Dans le massif, les phénocristaux de plagioclase sont moulés par les cristaux de biotite avec qui ils forment une *fabrique linéaire* fortement pentée. Cette linéation se retrouve dans les metabasites au contact du granite. Le sens de déplacement indique également une cinématique normale du massif par rapport aux metabasites (fig. III-8).

Dans le **massif de Kanangono**, la fabrique linéaire est peu exprimée (fig. III-8) avec des enclaves sombres étirées dans le plan vertical. Cette linéation est portée par une foliation subverticale. Ces structures s'apparentent à celles du massif de Fronan. Elles ont été également observées au Nord du massif de Katiola.

I-5: CONCLUSION PARTIELLE

L'étude pétro-structurale des massifs granitoïdes de la bordure est du batholite montre des similitudes pétrographiques et minéralogiques. Les faciès pétrographiques les plus communs sont des granodiorites. Lorsque la déformation est intense, ductile (orthogneiss), on note une forte recristallisation des biotites qui constituent avec le quartz et l'épidote les minéraux secondaires qui se mettent parallèlement aux plans C (massif de Bourébo). Les conditions de cristallisation des minéraux secondaires sont faibles et sont contrôlées par la déformation ductile régionale. Dans les massifs faiblement déformés (Dianfla et Bouaflé), la déformation à l'état solide est faible. Seul le quartz montre une structure interne de déformation. Cependant cette déformation entraîne la cristallisation de biotite verte, de muscovite et parfois de calcite et de titanite. Ces conditions de faible degré sont à rattacher à des circulations de fluide après la mise en place du granite.

II. LES ROCHES VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES

Les volcanites de la bordure est du batholite de Ferké ont subi un métamorphisme, soit au contact des intrusions de granitoïdes, soit sous l'influence des structures décrochantes. Elles ont acqui par la même occasion une couleur plus ou moins verte pour certaines d'entre elles. Ce métamorphisme nous conduira, souvent, à attribuer le préfixe "**méta**" à la plupart des roches que nous décrirons. Divers types peuvent être rencontrés: les roches de composition basique (franchement volcaniques et des plutono-volcanites) et les roches de composition plus acide. Nos descriptions ne s'étendront pas aux collines du Yaouré (SE Zuénoula) trop éloignées du batholite de Ferké. Pour des informations complémentaires sur le volcanisme de ces collines, on pourra se référer aux travaux de Fabre et Morel (1993b).

II-1: PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

II-1-1: Le massif plutono-volcanique de KOUPELA

Le massif de Koupéla (SE de Zuénoula) affleure sous forme d'une bande orientée NE-SW et dont la terminaison nord est une grande colline. La roche est constituée essentiellement de deux faciès: un faciès grossier localisé à la bordure ouest du massif et un faciès à texture plus fine qui recoupe le faciès grossier.

A) *LE FACIES GROSSIER*

La paragenèse "primaire" est constituée essentiellement de plagioclase, d'amphibole, de pyroxène relictuel et quelque cristaux de quartz. Cette paragenèse "primaire" est le résultat d'un métamorphisme statique et correspond, en partie, à la recristallisation des amphiboles poecilitiques au contact du granite de Koupéla (thermo-métamorphisme de contact).

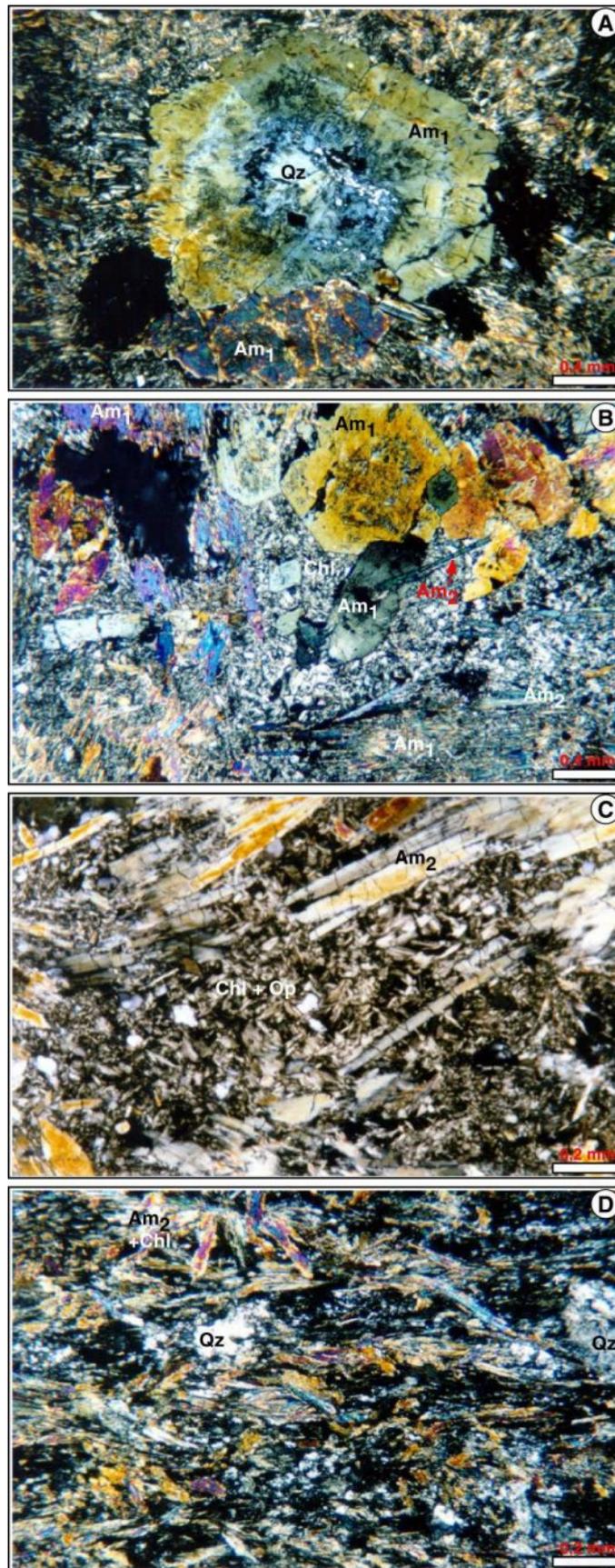


Figure III- 9: Planche photographique montrant les différentes textures du métagabbro de Koupéla. - A & B: poeciloblastes d'amphibole ($Am_{1(a,b)}$) recoupés par des amphiboles vertes (Am_{1c}) dans le faciès grossier; C & D: baguettes d'actinote et chlorite.

- le **clinopyroxène relictuel** correspond à une phase magmatique résiduelle. Il est rare et déstabilisé en amphibole. Le **quartz** est également peu abondant, xénomorphe et cristallise entre les grands cristaux d'amphibole.

- l'**amphibole** (Amp I) est de grande taille et poecilitique ou non. Les poeciloblastes d'amphibole sont de couleur brune (Amp Ia) ou verte (Amp Ib) et sont automorphes, à bordures peu déstabilisées et présentent une zonation continue (fig. III-9A,B). La zonation peut être "normale" c'est-à-dire que le cœur est de couleur brune et la bordure est verte. Lorsque la zonation est "inverse", le cœur est de couleur verte et la bordure brune. Dans ce dernier cas, l'on remarque souvent une déstabilisation du cœur en amphibole secondaire en fines baguettes. La zonation de ces amphiboles pourrait indiquer plusieurs étapes dans la croissance de ces minéraux. La forme bien automorphe dans une matrice à cristaux sub-automorphes montre que ces amphiboles cristallisent de façon précoce. Des amphiboles (Amp Ic) de couleur verte, allongées et non poecilitiques sont en grande quantité. Elles ne sont pas en continuité optique avec les premières décrites plus haut. L'analyse des amphiboles magmatiques montre que les amphiboles sont alumineuses ($1,6 < Al_t < 2,4$) et ont des compositions de pargasite et d'édénite pour les cristaux Amp Ia,b et de magnésio-hornblende pour les cristaux Amp Ic dans la nomenclature de Leake *et al.* (1997), (fig. III-10).

- le **plagioclase** est peu abondant, de petite taille sub-automorphe et fortement déstabilisé en albite et épidote.

La **paragenèse secondaire** est liée à un métamorphisme dynamique. Elle est constituée d'amphibole et de chlorite magnésienne.

- l'**amphibole** (Amp II) est verte, allongée et de petite taille. Ces amphiboles résultent plus souvent de la recristallisation des amphiboles Amp Ic et sont beaucoup moins alumineuses ($0,3 < Al_t < 0,8$). Elles ont une composition d'actinote (fig. III-10B) dans la nomenclature de Leake *et al.* (1997). En reportant dans un diagramme les éléments Al, Ca, Na et Mg en fonction de Si (fig. III-11), la distribution des cations indique clairement une relation entre les amphiboles magmatiques et les amphiboles métamorphiques. La disparition de l'édénite et de la hornblende (plus riche en alumine) donne des amphiboles moins riches en

alumine (actinote). La perte d'alumine entre dans la composition de la chlorite. Ceci est conforme à la plus grande teneur en chlorite dans le faciès fin du massif (voir plus bas).

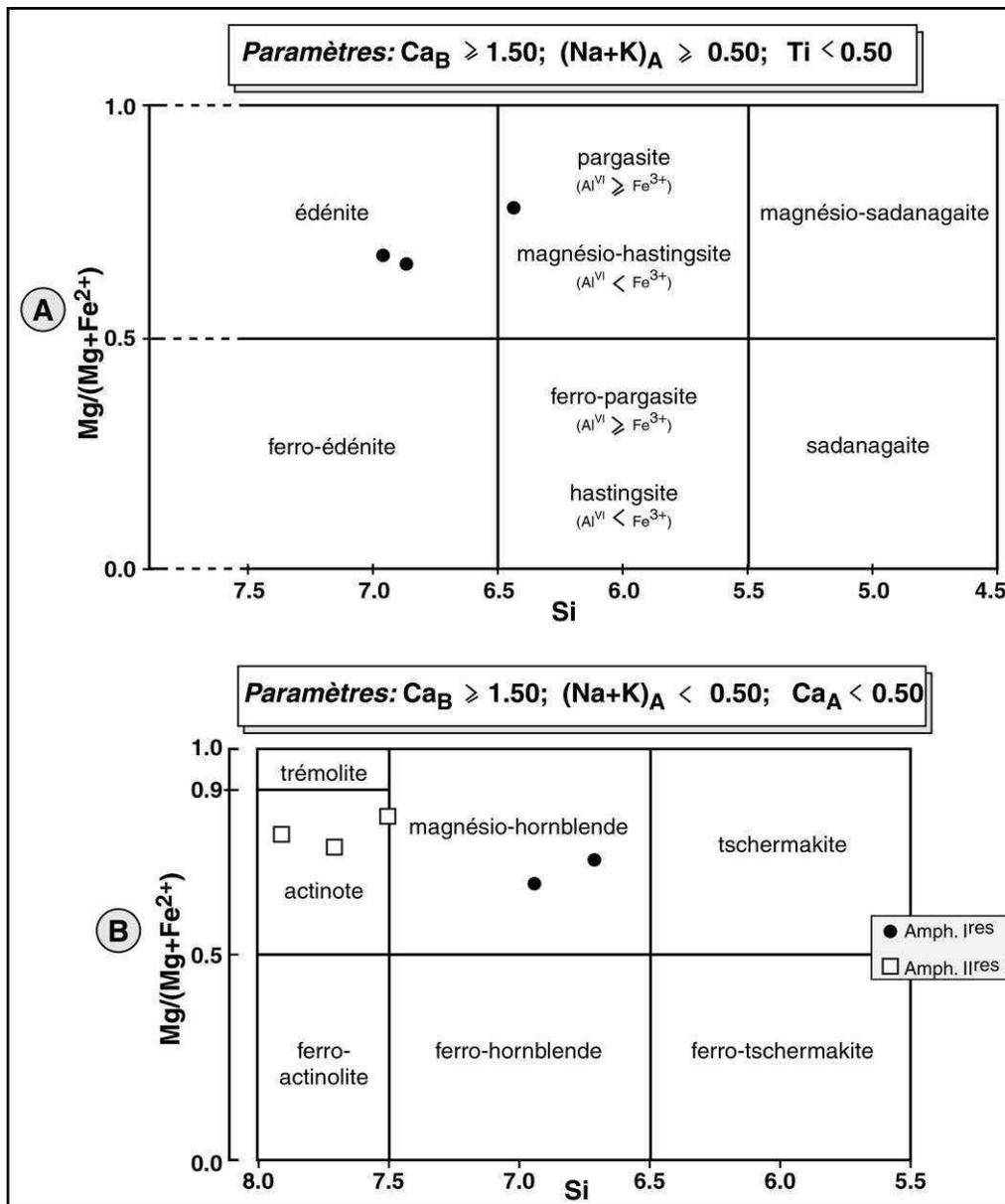


Figure III- 10: Disposition des amphiboles dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997).

- la **chlorite** provient de la recristallisation des amphiboles. Elle est de couleur verte et de forme fibreuse (fig. III-12). Elle a une composition homogène (tableau III-3) et est magnésienne ($Mg=4,9$ à $5,3$). Sa position dans le diagramme cristallographique Al-(Fe+Mg+Mn)-Si de Velde (1977) et Marignac (1995) indique une composition de chlorite ou de pynochlorite.

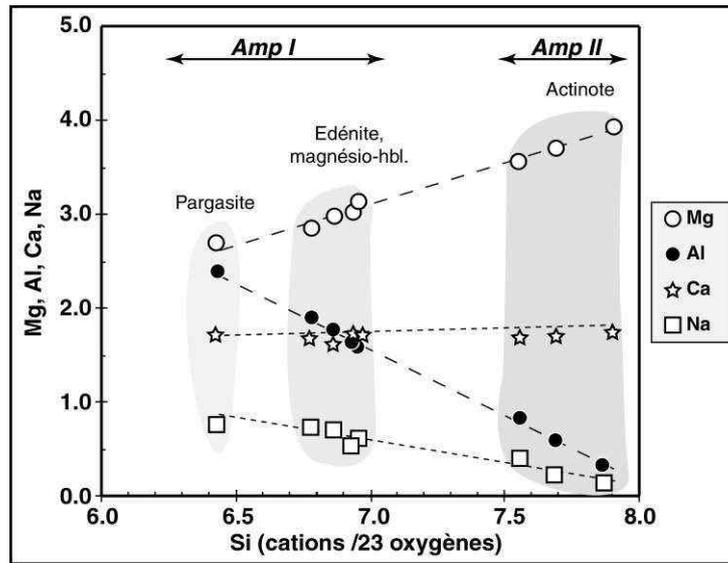


Figure III- 11: Composition des amphiboles montrant la corrélation entre la pargasite et les autres amphiboles. Ce diagramme est inspiré du "joint Pargasite-Trémolite" de Sharma (1996).

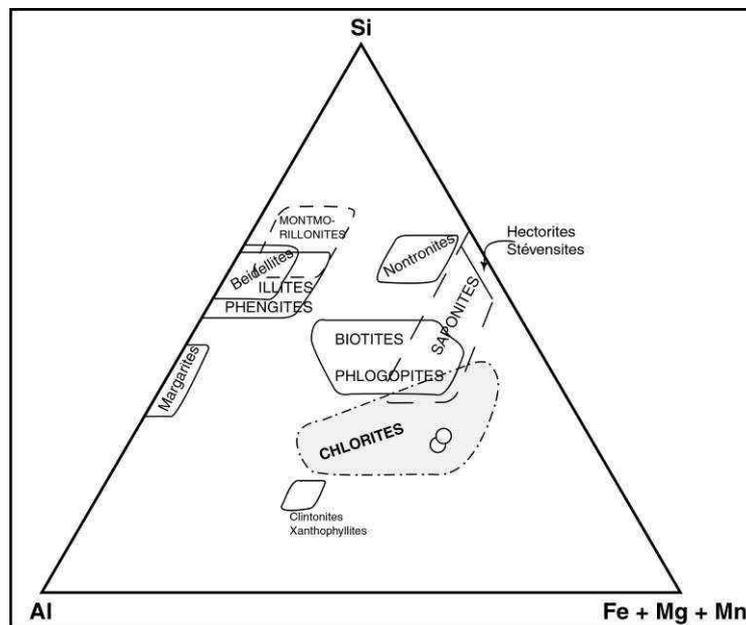


Figure III- 12: Position des chlorites du gabbro de Koupéla dans le diagramme de Velde (1977) et Marignac (1995).

Amphiboles	METAGABBRO DE KOUPELA (OGM 1b)								
	N° Analyse	Amphiboles magmatiques					Amphiboles métamorphiques		
		34	36	40	41	43	38	39	42
SiO2	44,06	48,15	47,45	46,61	48,20	53,28	56,87	55,22	
TiO2	0,10	0,22	0,30	0,37	0,15	0,13	0,00	0,10	
Al2O3	13,91	9,38	10,31	11,03	10,04	4,95	1,90	3,60	
Cr2O3	0,01	0,09	0,06	0,05	0,06	0,10	0,00	0,00	
FeO t	13,88	12,52	13,04	12,86	12,09	9,88	8,89	9,90	
MnO	0,15	0,16	0,19	0,20	0,24	0,00	0,20	0,10	
MgO	12,33	14,58	13,82	13,12	14,11	16,77	18,86	17,87	
CaO	11,02	10,77	10,46	10,85	11,15	11,00	11,37	11,33	
Na2O	2,71	2,17	2,53	2,66	1,97	1,45	0,61	1,01	
K2O	0,32	0,12	0,16	0,13	0,16	0,05	0,00	0,05	
Total	98,47	98,16	98,32	97,87	98,17	97,59	98,70	99,17	
Formule structurale générale sur la base de 23 oxyg.									
Si	6,43	6,95	6,86	6,7	6,94	7,48	7,9	7,69	
Ti	0,01	0,02	0,03	0,04	0,02	0,01	0	0,01	
Al	2,39	1,6	1,76	1,87	1,7	0,82	0,31	0,59	
Cr	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	
Fe3+	0	0	0	0,53	0	0,46	0	0	
Fe2+	1,69	1,51	1,58	1,01	1,46	0,7	1,03	1,15	
Mn	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0	0,02	0,01	
Mg	2,68	3,14	2,98	2,81	3,03	3,51	3,9	3,71	
Ca	1,72	1,67	1,62	1,67	1,72	1,66	1,69	1,69	
Na	0,77	0,61	0,71	0,74	0,55	0,39	0,16	0,27	
K	0,06	0,02	0,03	0,02	0,03	0,01	0	0,01	
Total	15,77	15,55	15,6	15,42	15,49	15,05	15,01	15,13	
Formule structurale définitive									
Si	6,429	6,949	6,861	6,702	6,94	7,484	7,899	7,693	
AlIV	1,571	1,051	1,139	1,298	1,06	0,516	0,101	0,307	
Total Site IV	8	8	8	8	8	8	8	8	
AlVI	0,821	0,544	0,618	0,572	0,643	0,304	0,21	0,284	
Ti	0,011	0,024	0,033	0,04	0,16	0,014	0	0,01	
Fe3+	0	0	0	0,532	0	0,459	0	0	
FM	4,168	4,432	4,35	3,851	4,34	4,213	4,79	4,706	
Total site VI	5	5	5	4,995	5	4,99	5	5	
FM	0,226	0,234	0,228	0	0,172	0	0,171	0,17	
Ca	1,723	1,665	1,62	1,672	1,72	1,655	1,692	1,691	
Na	0,051	0,1	0,151	0,328	0,108	0,345	0,137	0,139	
Total site B	2	2	2	2	2	2	2	2	
Na	0,716	0,507	0,558	0,413	0,442	0,05	0,027	0,133	
K	0,06	0,022	0,03	0,024	0,029	0,009	0	0,009	
Total site A	0,776	0,529	0,588	0,437	0,471	0,059	0,027	0,142	
XMg	0,775	0,675	0,654	0,735	0,675	0,833	0,791	0,763	
Nomenclature (Leake et al., 1997)	Pargasite	Edénite	Mg-Hbl	Actinote					

Chlorites	Métagabbro de KOUPELA		
	N° Analyse	35	37
SiO2		29,09	26,35
Al2O3		20,28	19,80
TiO2		0,03	0,03
FeO		16,71	18,05
MgO		22,61	20,87
CaO		0,01	0,01
MnO		0,12	0,09
Cr2O3		0,06	3,08
K2O		0,00	0,02
Na2O		0,00	0,00
Total		88,90	88,31
Si		4,509	4,210
Al		3,704	3,729
Ti		0,004	0,004
Fe		2,166	2,412
Mg		5,224	4,970
Ca		0,002	0,002
Mn		0,016	0,012
Cr		0,007	0,388
K		0,000	0,003
Na		0,000	0,001
Total		15,632	15,730
XFe		0,293	0,327
AlIV		3,491	3,729
AlVI		0,213	0,000

Tableau III- 3: Analyse à la microsonde des amphiboles (primaires et métamorphiques) et les chlorites du faciès grossier du massif volcano-plutonique de Koupéla.

B) LE FACIES FIN

Le faciès fin du métagabbro de Koupéla est une bande large de quelques mètres au sein du faciès grossier. Le passage du faciès grossier au faciès fin se traduit par la disparition progressive des amphiboles poecilitiques. Cette bande est très métamorphique et est constituée essentiellement de fines baguettes d'amphibole (actinote) et d'aiguilles de chlorite verte (fig. III-9D). Au travers de ces baguettes et aiguilles, on note la présence de quartz et de clinzoïsite. Ceci donne une composition de metabasalte à ce faciès.

Nous retrouvons le faciès grossier lorsqu'on se rapproche du granite de Bouaflé-Koupéla intrusif dans cet ensemble plutono-volcanique. Le thermo-métamorphisme (de contact) lié à la mise en place de ce massif granitique se traduit sur le métagabbro par une plus grande (teneur) en amphibole Amp Ic et l'absence de d'amphibole poecilitique.

II-1-2: Ensemble Volcanique et Sédimentaire du BASSIN DE LA MARAHOUE

L'ensemble volcanique du bassin de la Marahoué s'étend du Parc de la Marahoué jusqu'au Sud de l'orthogneiss granodioritique de Bourébo (fig. III-1). Il regroupe les formations basiques (métabasaltes), les formations de composition intermédiaire à acide (méta-andésites, méta-rhyolites, métadacites) et les formations volcano-sédimentaires (pyroclastites). Au Sud de la granodiorite de Dianfla, nous avons le terme basaltique qui passe progressivement à des termes intermédiaires et enfin à des termes andésitiques lorsqu'on va vers le Nord (voir fig. III-13 A-F).

L'ensemble sédimentaire constitue plus de 75% des formations encaissantes du batholite de Ferké.

A) LES METABASALTES

Ce sont plus généralement des lambeaux de ceinture de roches vertes. Le terme basaltique est fortement métamorphique et de composition semblable à la bande de faciès fin dans rencontrée dans le métagabbro de Koupéla. La roche est constituée essentiellement de chlorite, d'amphibole (actinote), d'épidote (clinozoïsite) et d'opaques (fig. III-13A & B). La présence de termes basaltiques montre que l'ensemble volcanique du bassin de la Marahoué n'est pas constitué uniquement que de volcanisme acide à intermédiaire (pétrographiquement) comme l'ont souligné Fabre et Morel (1993b). Ces roches basiques viennent conforter la présence d'enclaves de roches de composition basique que nous avons signalé dans la partie sud de la granodiorite de Dianfla.

B) LE FACIÈS INTERMÉDIAIRE

Le faciès intermédiaire, entre les métabasaltes décrits précédemment et les méta-andésites, a une texture fine dans laquelle nous avons des phénocristaux d'amphibole et des vacuoles.

La paragenèse magmatique est constituée de reliques de clinopyroxène (diopside) qui s'amphibolitisent souvent. Le quartz apparaît dans cette paragenèse. Quelques rares cristaux de plagioclase (oligoclase ± andésine) apparaissent dans la mésostase microcristalline (fig. III-13 C & D). Les minéraux secondaires sont les plus nombreux: **actinote**, **chlorite**. Les grandes vacuoles sont remplies d'épidote (clinozoïsite) de couleur jaune-verdâtre, d'amas de quartz, de calcite et d'oxydes.

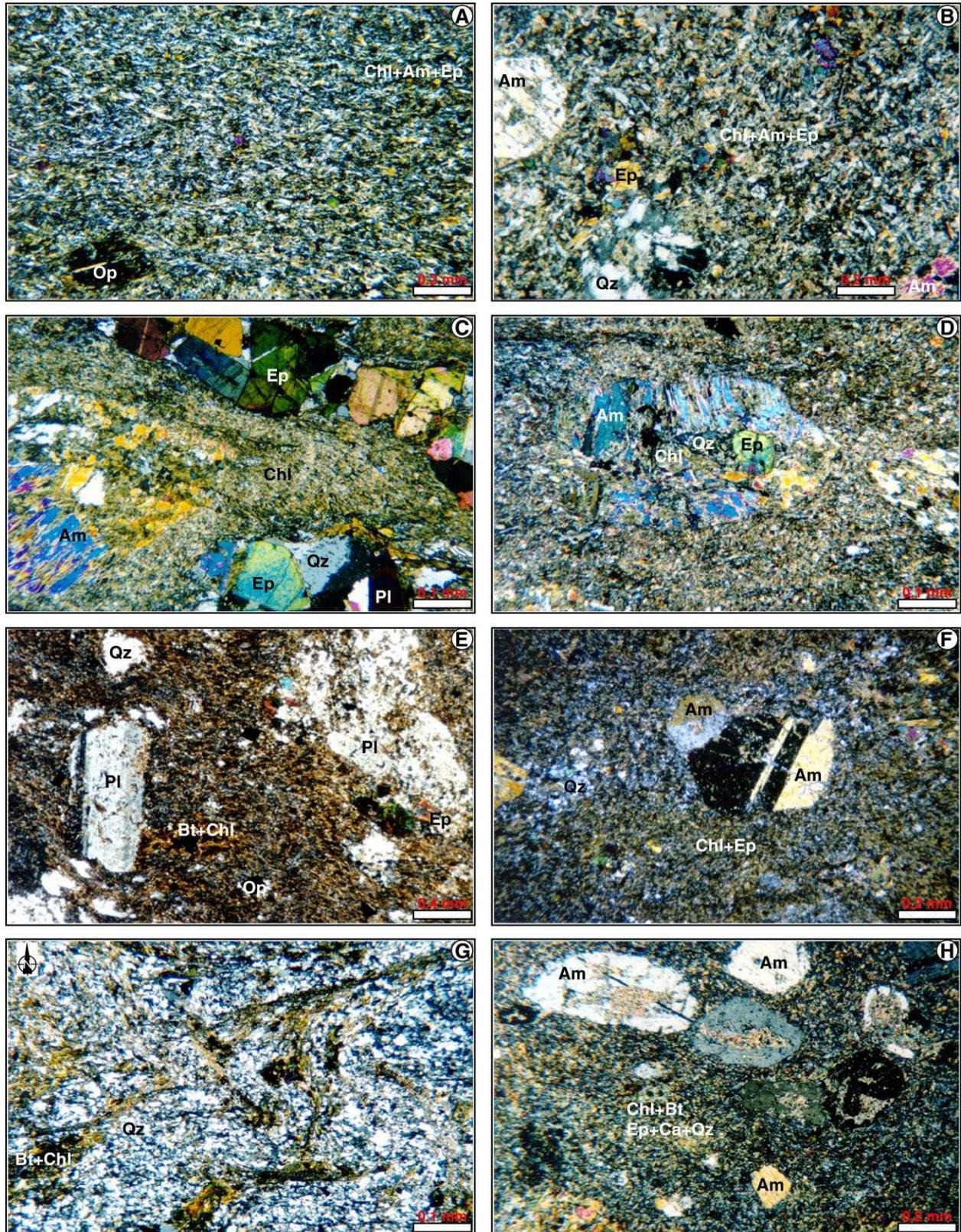


Figure III- 13: Planche photographique montrant la texture des volcanites du bassin du parc de la Marahoué (voir texte pour les commentaires).

C) LES META-ANDESITES

Les méta-andésites sont les formations les plus fréquentes. Elles sont massives, peu ou pas déformées (couleur verdâtre ou sombre). Elles se reconnaissent par la présence de phénocristaux de plagioclase.

La paragenèse magmatique est constituée de plagioclase (oligoclase) sub-automorphe plus ou moins altéré (fig. III-13E). L'amphibole est de la hornblende verte à brune en cristaux sub-automorphes (fig. III-13F) ou en cristaux arrondis (fig. III-13H). On note quelques rares cristaux de clinopyroxène (probablement de l'augite) et presque entièrement recristallisés en amphibole. Le quartz est plus abondant et constitue un peu moins de 5% de la composition modale.

La paragenèse métamorphique constitue les phases microcristallines. Ce sont de fines baguettes d'amphibole (actinote), de chlorite, d'épidote et d'oxydes.

A ces méta-andésites sont associés des hyaloclastites. Les faciès plus volcano-sédimentaires se rencontrent en bordure des méta-andésites. Ce sont des pyroclastites (à lapillis de composition andésitique) et des brèches. En plus des minéraux que l'on rencontre dans les méta-andésites, nous avons la cristallisation de petits cristaux de biotite de couleur vert-brun.

D) LES META-RHYOLITES ET METADACITES

Les métadacites constituent de petites unités dans ou en bordure des méta-andésites. Elles sont porphyriques à phénocristaux de quartz (peu abondant) et surtout de plagioclase. A certains endroits, la texture est assez bien conservée. Lorsque la roche est très déformée, elle se présente sous forme de schistes gris clairs, par alternance de lits sombres et de lits blancs très fins (plagioclases étirés). La présence de méta-rhyolites a été signalée en bordure ouest des métasédiments, au Nord de la granodiorite de Dianfla (Jaujou, 1970).

E) L'ENSEMBLE SEDIMENTAIRE

Ce sont des grès feldspathiques, des grès et des schistes le plus souvent immatures.

Les schistes, lorsqu'ils affleurent, sont souvent altérés en séricitoschistes et en chloritoschistes. Les schistes arkosiques sont constitués de 80 à 90% de grains de quartz plus ou moins arrondis et de feldspaths. Par endroits apparaissent quelques micaschistes constitués essentiellement de quartz et de biotite. Des conglomérats et grès arkosiques ont été signalés dans la région de Katiola-Marabadiassa (Doumbia, 1997).

Les grauwackes sont caractérisés par l'abondance de fragments anguleux de quartz, de feldspaths, de débris de roches volcaniques et d'oxydes pris dans un ciment phylliteux. Le granoclassement est très médiocre traduisant un faible transport.

Une enclave de micaschiste à biotite de taille métrique a été trouvée dans le faciès pegmatitique du batholite de Ferké dans le bassin de la Marahoué (apophyse de Danangoro). Ceci traduit bien la postériorité du batholite de Ferké sur les bassins sédimentaires. Cette enclave sera décrite en même temps que ce massif afin de voir les relations structurales entre les deux formations.

II-1-3: Description sommaire des formations de la région de KATIOLA-MARABADIASSA

Les travaux récents de Doumbia (1997) ont permis d'établir une distinction au sein de l'ensemble des roches volcaniques. Cet auteur a ainsi pu distinguer les volcanites de ceintures, les volcanites de bassin et les pointements de volcanites acides qui affleurent à la bordure de massifs granitoïdes.

Les **volcanites de ceintures** ou **roches vertes** renferment les roches volcano-plutoniques basiques (métabasaltes et métagabbros) et hypovolcaniques neutres (métadolérites). Les équivalents de ces formations dans la région de Zuénoula sont le massif de métagabbro de Koupéla et les formations basiques au Sud de la granodiorite de Dianfla.

Les **volcanites de bassin** sont constituées de pyroclastites (à fragments scoriacés et de lambeaux de laves aplatis), de laves massives ou bréchiques. Ces volcanites sont interstratifiées dans les formations sédimentaires (conglomérats, arkoses et grès arkosiques). Les équivalents de ces formations, dans la région de Zuénoula, sont les formations méta-andésitiques constituant la grande majorité des formations volcaniques du bassin de la Marahoué.

Les **pointements rhyodacitiques** constituent de petits massifs dans les métabasites.

II-2: STRUCTURATION DES VOLCANITES ET SEDIMENTS

Les surfaces de stratification S_0 sont rares et souvent transposées à la schistosité qui affecte les roches. Les observations de terrain et microscopiques nous ont permis d'identifier trois étapes dans la déformation des volcanites et des sédiments, que nous désignons respectivement par D_1 , D_2 et D_3 . Signalons que cette appellation n'est pas en relation avec les phases de déformation définies par Feybesse *et al.* (1989), mais tient compte de l'évolution de la déformation.

II-2-1: La déformation D_1

Cette étape de déformation est locale et se manifeste aux abords de certains plutons granitiques. Elle correspond à la déformation périplutonique ou de volume rattachée à la mise en place de granitoïdes et décrite au NE de la Côte-d'Ivoire par Delor *et al.* (1994, 1995a, 1995c), et par Vidal *et al.* (1996). Elle a été observée dans les métasédiments et métagabbros de Koupéla. Elle se manifeste par une foliation S_1 et par une linéation L_1 .

Le métagabbro de Koupéla est bordé, dans sa partie SE, par le massif granitique de Bouaflé-Koupéla qui le recoupe partiellement.

La foliation S_1 observée est pénétrative et matérialisée par une recristallisation de biotite-muscovite (dans les métasédiments), de chlorite-amphibole (dans le métagabbro) indiquant un métamorphisme thermique qui accompagne la mise en place du granite de Bouaflé-Koupéla (fig. III-14). Cette S_1 tourne autour des granites. Par endroits apparaissent des filons à quartz-feldspath plissés à axe faiblement penté à l'approche des granites. La linéation L_1 , lorsqu'elle est visible, est à fort plongement (type "dip-down") vers l'W-NW (fig. III-14). L'intensité de la déformation diminue lorsqu'on s'éloigne du contact granite-encaissant. On peut observer une texture presque équante à la bordure ouest du métagabbro de Koupéla (zone la plus éloignée du granite de Koupéla).

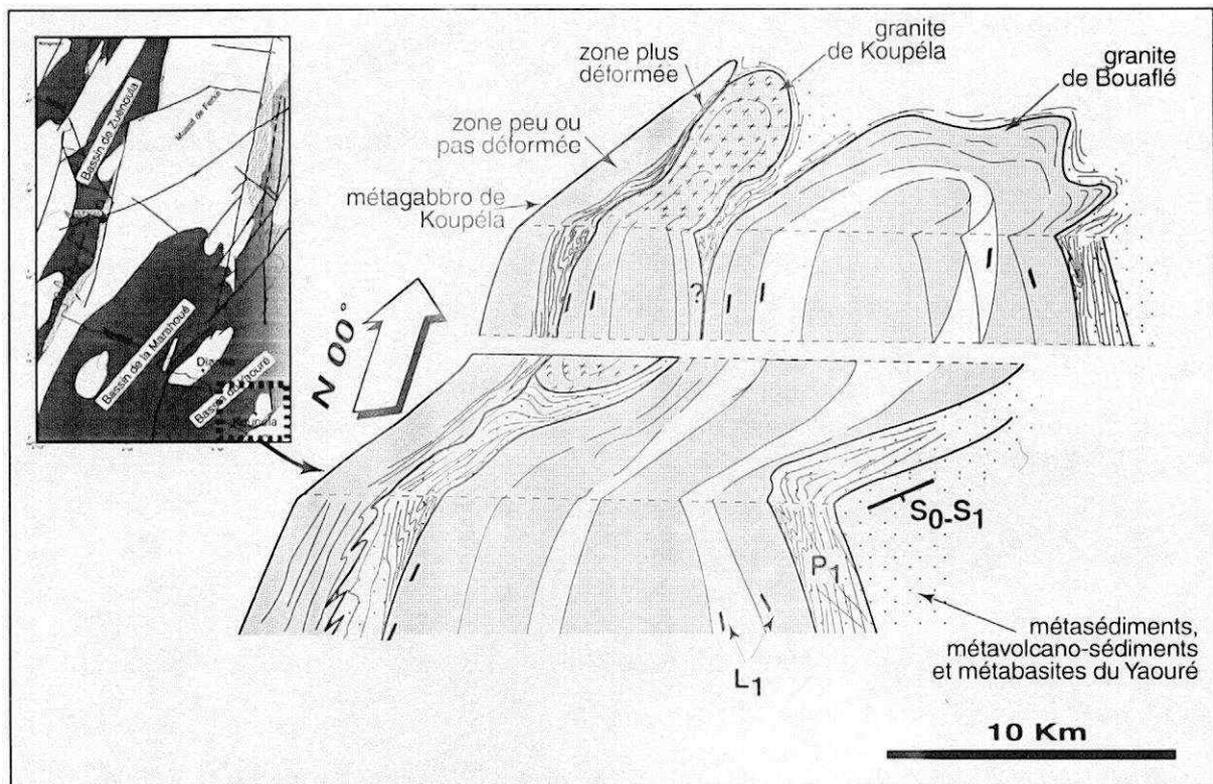


Figure III- 14: Bloc-diagramme montrant l'interprétation schématique de la phase de déformation D_1 liée à la mise en place du massif granitique de Bouaflé-Koupéla. La déformation liée aux décrochements a été ignorée volontairement pour mieux rendre compte de la D_1 .

II-2-2: La déformation D_2

Cette déformation est la plus marquée et affecte l'ensemble des roches. Elle s'apparente à une déformation liée à une tectonique décrochante elle-même contemporaine de la phase compressive à 2,1 Ga NW-SE déjà décrite ailleurs pour l'Afrique de l'Ouest (Bard, 1974; Lemoine, 1988; Ama Salah *et al.*, 1996; Vidal *et al.*, 1996; Doumbia, 1997). La déformation est matérialisée par des foliations transposées à la stratification S_0 des métasédiments, des plans de cisaillement (associations S/C) et une linéation.

La foliation S_2 est pénétrative avec un pendage qui varie de 90° à 45° . La direction passe du $N00^\circ$ vers $N50^\circ$ et vers $N00^\circ$ du Sud au Nord (fig. III-15). Ce schéma décrit une structure sigmoïde à l'échelle régionale avec un déplacement senestre (fig. III-1). L'angle augmente lorsqu'on s'éloigne des grands couloirs de décrochements. Le report des pôles de la foliation sur un stéréogramme rend compte de cette rotation de sa direction.

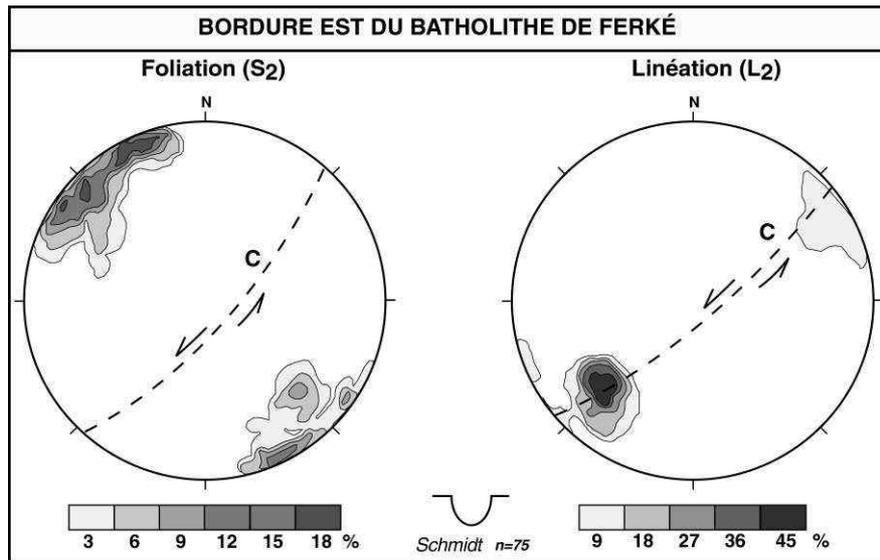


Figure III- 15: Diagrammes des pôles de la foliation S_2 et de la linéation L_2 de la bordure est.

Cette foliation est accompagnée d'une linéation minérale et d'étirement (L_2) (micas et minéraux ferromagnésiens) subhorizontale à faiblement pentée (fig. III-15). Des plis (P_2), à l'échelle régionale, à axe subhorizontal orienté globalement NE-SW accompagnent également cette foliation. A l'approche des grands accidents, des microplis isoclinaux s'individualisent (fig. III-16).

La déformation D_2 a un comportement progressif qui se matérialise par une deuxième foliation S'_2 associée aux plans C de cisaillement. On peut l'assimiler à une schistosité de plan axial d'une deuxième famille de microplis (P'_2) à axe fortement penté (fig. III-16) ou de boudinage de filons de quartz. Cette S'_2 a une direction généralement comprise entre $N50^\circ$ et $N90^\circ$ selon l'intensité du décrochement. On aurait cependant pu attribuer les structures S'_2 et P'_2 à une autre phase de déformation, mais les observations de terrain montrent que ces structures disparaissent lorsqu'on s'éloigne des grands couloirs décrochants sénestres méridiens. Leur apparition est donc liée au fonctionnement de ces décrochements.

La phase D_2 tend à oblitérer la D_1 . Les surfaces S_1 ne sont plus visibles et des zones de mylonitisation peuvent apparaître à l'interface granite-encaissant.

Nous avons représenté (fig. III-16) la disposition des différentes structures les unes par rapport aux autres, à l'échelle de l'échantillon.

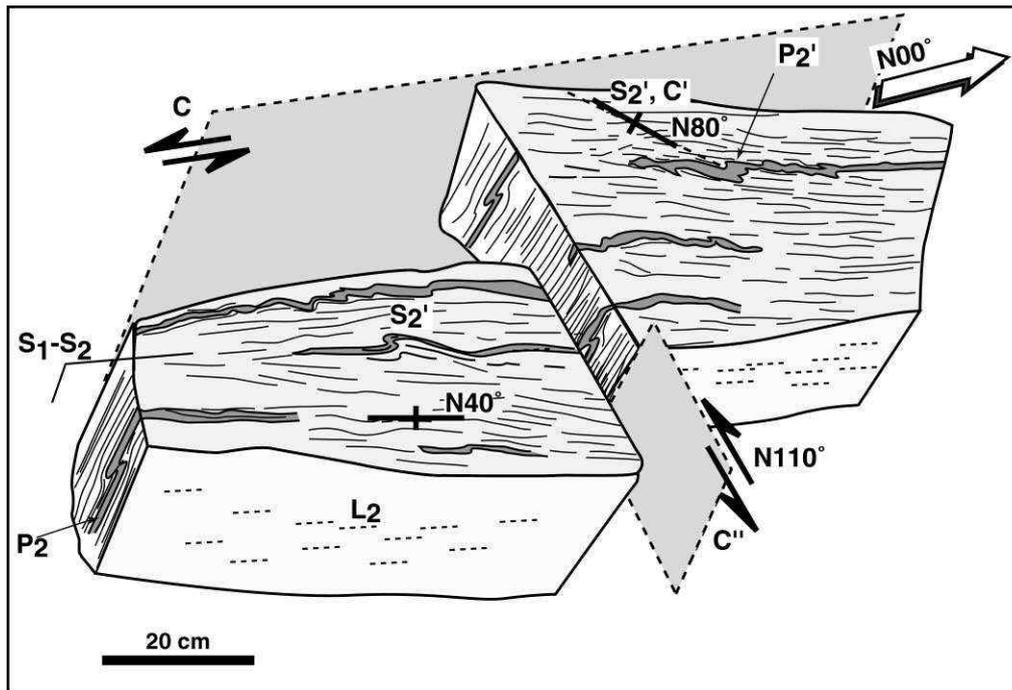


Figure III- 16: Mise en évidence des structures liées à la phase de déformation D_2 . Les plans C'' sont des fractures sénestres, probablement post D_2 .

II-2-3: La déformation D_3

La déformation D_3 est inégalement répartie et se traduit sur le terrain par une schistosité de crénulation orientée globalement $N120^\circ E$ dans les arkoses, pélites et volcano-sédiments (fig. III-13G). Elle est attribuée à un serrage tardif NNE-SSW (Vidal, 1987; Siméon *et al.*, 1992; Vidal *et al.*, 1996). Elle est faiblement représentée.

II-3: CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINERAUX SECONDAIRES

Comparées aux granitoïdes, les roches volcaniques et sédimentaires montrent des assemblages plus métamorphiques. C'est également dans celles-ci que la déformation est plus intense. La présence fréquente de reliques de minéraux tels que le clinopyroxène et l'amphibole traduit l'absence d'équilibre entre les minéraux. Nous pouvons estimer les conditions de cristallisation des minéraux secondaires en comparant les assemblages aux résultats des travaux expérimentaux de Cooper (1972); Harte et Graham (1975); Maruyama *et al.* (1983); Schmidt *et al.* (1997). Les assemblages retenus sont:

- **Hornblende+Actinote+Plagioclase+Chlorite±Epidote** (1)

Cet assemblage a été rencontré dans le métagabbro de Koupéla et correspond au faciès schistes verts (Cooper, 1972; Schmidt *et al.*, 1997). A cet assemblage s'ajoute la biotite, une

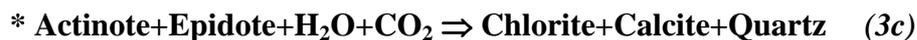
abondance de la hornblende et de plus faibles teneurs en chlorite lorsqu'on se rapproche du granite de Bouaflé-Koupéla. Ceci correspond au faciès amphibolite et est donc associé à la déformation D₁ décrite plus haut. C'est un métamorphisme thermique qui est lié à la mise en place du granite.

• **Actinote+Epidote+Chlorite+Oxydes±Quartz** (2)

Cet assemblage correspond également au faciès schistes verts (Harte et Graham, 1975) que nous rencontrons dans les métabasites au Sud de la granodiorite de Dianfla.

• **Actinote±(Hornblende?)+Chlorite+Albite+Epidote** (3)

Cet assemblage correspond au faciès schistes verts (Maruyama *et al.*, 1983). A cet assemblage s'ajoutent la calcite et le quartz, dont l'apparition se fait en présence de CO₂ et H₂O (Harte et Graham, 1975). Les réactions peuvent être exprimées par:



On peut observer l'assemblage (3)+calcite+quartz dans le faciès intermédiaire à andésitique du bassin de la Marahoué. Les nombreuses fractures qui bordent ou qui recouper ces formations pourraient être particulièrement favorables à la circulation des fluides tardifs (H₂O et CO₂). Lorsque la biotite s'ajoute à cet assemblage, nous avons les volcano-sédiments pyroclastitiques.

• **Chlorite+Epidote+Séricite±Calcite** (4)

Cet assemblage caractérise les roches métasédimentaires et correspond à un métamorphisme de faible degré dans le faciès schistes verts. Lorsque nous avons de la biotite, les roches sont des micaschistes, proches des massifs granitoïdes (cas de l'enclave de micaschiste dans l'apophyse granitique de Danangoro que nous décrirons dans le chapitre IV).

Les assemblages (2), (3), et (4) qui correspondent au faciès schistes verts se rencontrent principalement dans les zones où nous avons décrit la déformation D₂. En présence de fluides la calcite (3a,b,c) apparaît par le biais des fractures.

D'autres assemblages ont été décrits dans la région de Katiola-Marabadiassa et correspondent, soit au faciès prehnite-actinote (Dolumbia, 1997), soit à des cornéennes à staurotide+biotite (T ≥ 550°C).

2^{ème} partie: **BORDURE OUEST DU BATHOLITE DE FERKE**

Seule la région de Zuénoula est concernée par ce travail.

I. LES GRANITOÏDES

I-1: LES MASSIFS DE KONGASSO

Les massifs granitoïdes de Kongasso sont situés à l'extrême NW de la région de Zuénoula. Ils comprennent des roches granodioritiques et un massif de granite à biotite porphyroïde. Nous décrirons, en particulier, deux massifs granitoïdes situés en proximité du batholite de Ferké: le premier, très déformé, que nous appelons orthogneiss granodioritique de Kongasso, et le second le granite porphyroïde de Kongasso (fig. III-17).

I-1-1: Pétrographie et Minéralogie

A) L'ORTHOGNEISS GRANODIORITIQUE DE KONGASSO

L'orthogneiss de Kongasso est allongé suivant la direction N30° et est bordé de métasédiments. Il a été interprété, compte tenu de sa déformation, comme granite migmatitique (Arnould, 1960). C'est une roche de couleur sombre, à texture fine et riche en quartz et ferromagnésiens (biotite ± amphibole). Dans cette fine matrice, apparaissent des phénoclastes de feldspaths donnant une texture ocellée à la roche. La présence de ces phénoclastes indiquerait une texture originelle probablement granoblastique. On note également la présence de schlierens et quelques enclaves sombres.

Du point de vue macroscopique, ce massif montre une grande ressemblance avec l'orthogneiss de Bourébo, dans ses faciès les plus déformés (bordure est du batholite). Des faciès leucocrates appartenant au massif ont été décrits plus au Nord (Jaujou, 1970).

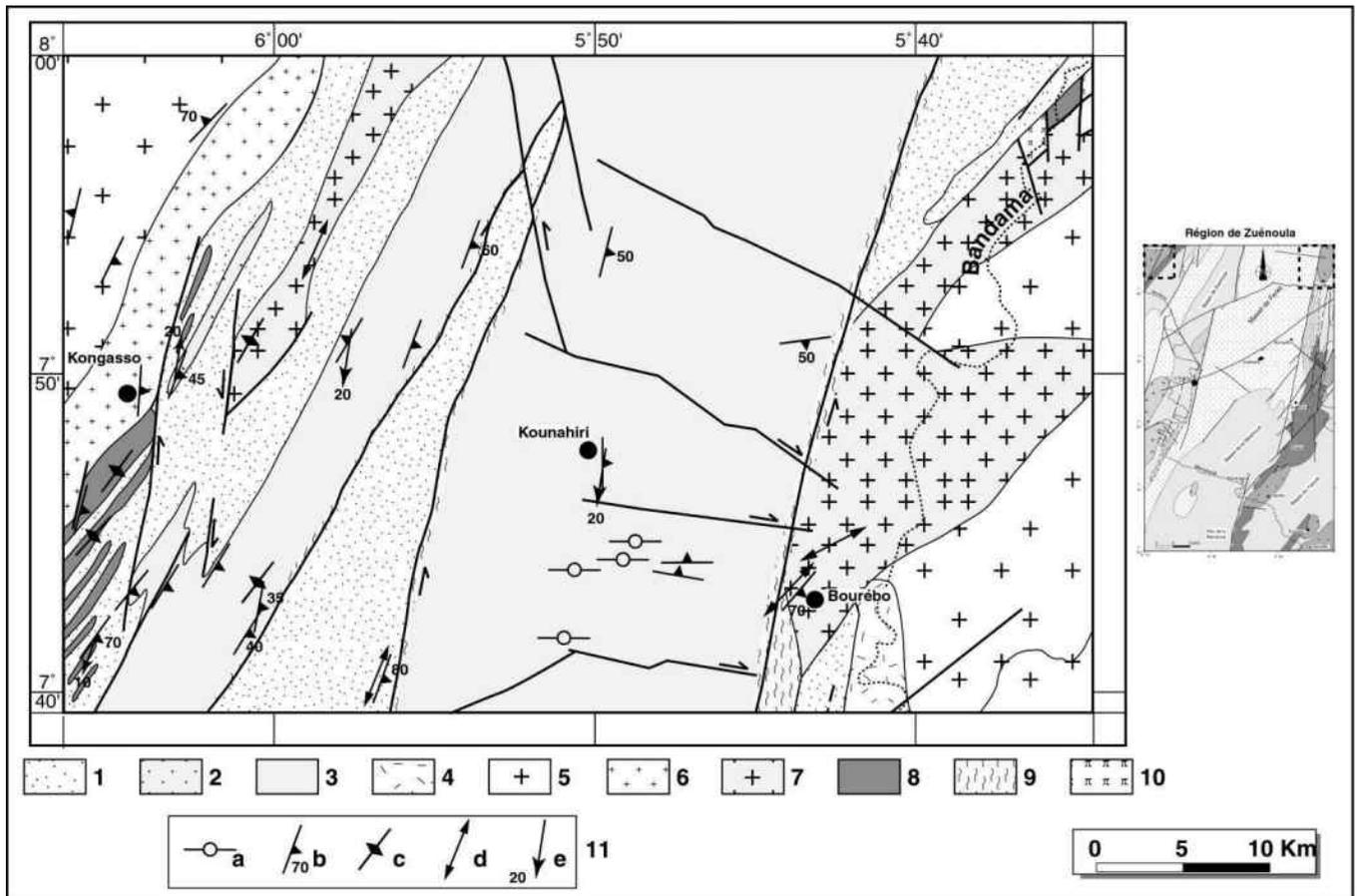


Figure III- 17: Carte géologique de la partie nord de la région de Zuénoula. - 1: Métasédiments divers (schistes, schistes arkosiques, volcano-sédiments dans la partie est, ampélites,...); 2: Sédiments gréseux; 3: Batholite de Ferké; 4: méta-andésites et pyroclastites; 5: granitoïdes divers (granites à biotite et autres granodiorites); 6: Granite porphyroïde de Kongasso; 7: Orthogneiss de Bourébo (à l'Est) et de Kongasso (à l'Ouest); 8: metabasites de ceinture (métabasaltes, métadolérites, métagabbros,...); 9: bordure orthogneissique et mylonitique du batholite de Ferké; 10: métapéridotites au NE; 11: Structures mesurées dans les différentes formations (a=déformation non visible à l'œil nu, b=foliation ou rubanement avec pendage, c=foliation ou rubanement à pendage subvertical, d=linéation horizontale, e=linéation avec pendage).

La paragenèse primaire, souvent relictuelle, est composée de plagioclase, d'amphibole, de biotite et de quartz.

- la **biotite** est le minéral ferromagnésien le plus abondant (plus de 5%). Elle est de couleur verte à brun-vert (décoloration par altération?), riche en inclusions de zircon et souvent en voie de chloritisation.

- l'**amphibole** est rare, souvent recristallisée en biotite et de couleur verte. L'analyse d'un cristal donne une composition de magnésio-hornblende ($X_{Mg} \approx 0,67$; $Mg \approx 3,17$; $Si \approx 7,3$), (fig. III-3A).

- le **plagioclase**, peu fréquent, non zoné, est généralement de forme globuleuse ou sigmoïde et se reconnaît par ses macles. Ce plagioclase (relictuel) a une composition d'albite-oligoclase (%An≈7-20). Les phénoclastes de plagioclase sont plus pauvres en An et plus riches en Ab que les plagioclases de l'orthogneiss de Bourébo. La réaction de transformation de l'amphibole et du plagioclase peuvent s'exprimer par les équations:



La couronne de recristallisation qui entoure le plagioclase est constituée de quartz, de feldspaths alcalins, d'épidote, de biotite et de muscovite.

- le **quartz** est très abondant. Cependant il montre une forte recristallisation.

La **paragenèse secondaire** est très dominante compte tenu de l'intensité de la déformation. Les minéraux sont la biotite, les feldspaths alcalins, le quartz, l'épidote, la titanite, les oxydes et quelques cristaux de muscovite.

- la **biotite** très abondante est de couleur verte. Elle est dépourvue d'inclusions de zircons et est très limpide. Elle se développe aux dépens de la biotite primaire et de l'amphibole. L'analyse de cette biotite montre qu'elle est également ferrifère et moins magnésienne que celle de l'orthogneiss de Bourébo. Elle se place dans le champ des biotites rééquilibrées ou transformées de Nachit (1994), (fig. III-3B).

- les **feldspaths alcalins**, plus ou moins limpides, sont interstitiels ou poecilitiques (à biotite et quartz). Ce sont le plus souvent du microcline. Les relations texturales montrent le remplacement du plagioclase par les feldspaths alcalins. L'apparition du microcline s'accompagne ensuite d'une "perthitisation".

- le **quartz** est très abondant et souvent en amas polygonaux.

- la **muscovite** est en petites paillettes dans les bandes de cisaillement ou dans les plagioclases déstabilisés. Dans ce dernier cas, l'apparition de la muscovite est favorisée par la circulation de fluide et peut être interprétée suivant la réaction: $\text{Plag}_1 + \text{H}_2\text{O} \Rightarrow \text{Muscovite} + \text{Plag}_2$.

- l'**épidote**, très abondante, se développe aux dépens de la biotite et de l'amphibole.

- la **titanite**, de forme globuleuse, se développe entre les biotites en voie de déstabilisation. Leur taille est plus grande que les autres minéraux sans les feldspaths. Elle contiennent également des inclusions d'oxydes.

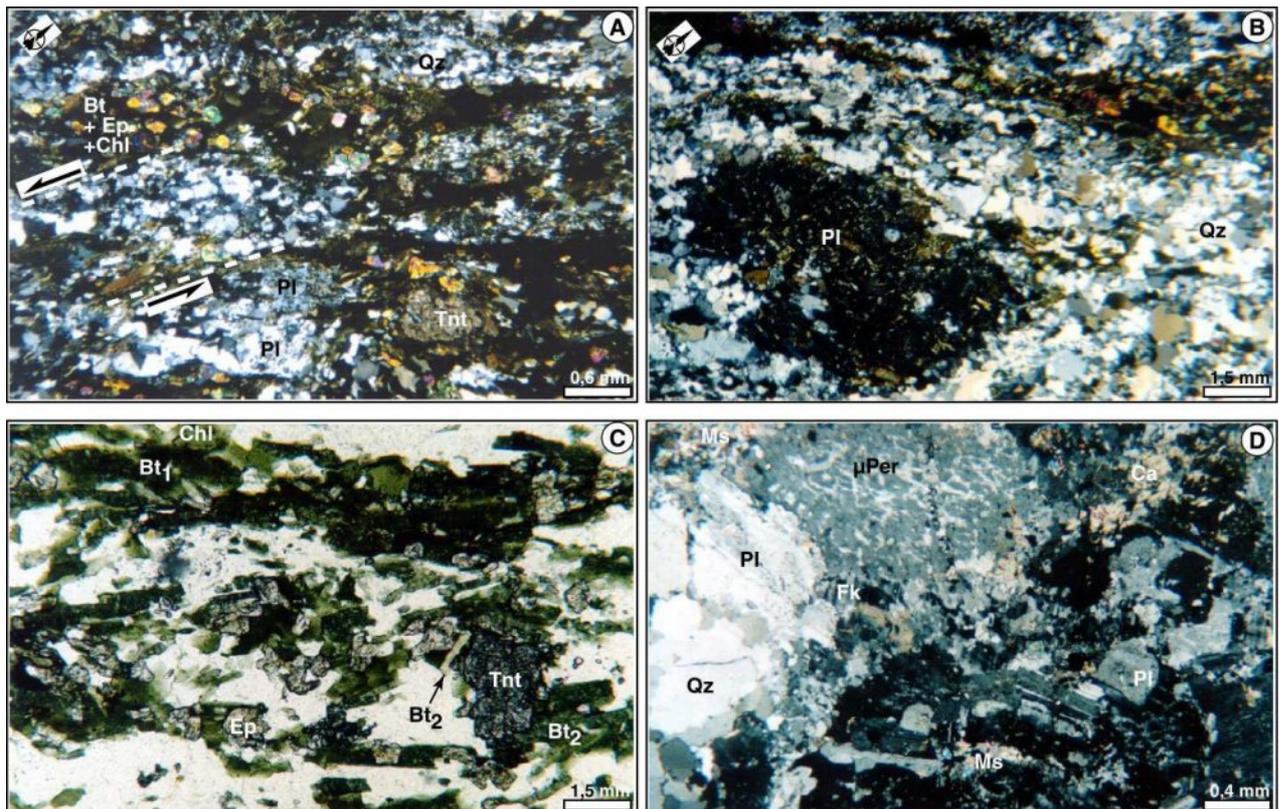


Figure III- 18: Plancher photographique montrant la texture de l'orthogneiss granodioritique (A, B, C) et du granitoïde porphyroïde de Kongasso (D). Voir texte pour les commentaires.

B) LE GRANITE PORPHYROÏDE DE KONGASSO

Ce granite affleure dans le village de Kongasso. C'est un massif allongé N30° et qui semble être recoupé par une partie de la bande granitique attribuée au batholite de Ferké. C'est un granite peu ou pas déformé, à texture porphyroïde, riche en feldspaths et à biotite. Nous décrirons essentiellement la minéralogie primaire, et quelques minéraux secondaires issus de cette paragenèse primaire.

Les feldspaths constituent plus de 60% des phases minérales. Ce sont le plagioclase automorphe à sub-automorphe, rarement zoné, souvent séricitisé et de composition d'albite. Les feldspaths alcalins sont en quantité supérieure ou égale au plagioclase. Ce sont surtout des orthoses perthitiques xénomorphes. Certains grands cristaux montrent une croissance dans les fractures occasionnées dans le quartz, ce qui confirme la cristallisation de ces feldspaths avant la solidification complète du magma (Bouchez *et al.*, 1992). Le quartz, beaucoup moins abondant, cristallise en cristaux automorphes à sub-automorphes entre les grands cristaux de feldspaths. On rencontre souvent des amas de biotite verte, soit dans les plagioclases en voie de déstabilisation, soit entre les cristaux de feldspaths. Cette biotite est pauvre en inclusions de zircons et en voie de chloritisation. A l'Ouest du massif, la biotite est remplacée par la muscovite de très petite taille. Cette muscovite apparaît dans les microfractures des feldspaths et est associée à la calcite (fig. III-18D). La muscovite et la calcite sont liées à des phénomènes d'hydrothermalisme.

La forte teneur en feldspaths alcalins donne un caractère alcalin à ce massif (caractère à attribuer à une transformation post-magmatique par circulation intense).

I-1-2: Analyse Structurale

Seul l'orthogneiss est concerné par cette analyse structurale, parce que beaucoup plus proche du batholite de Ferké.

Le massif de Kongasso montre une fabrique linéaire dominante avec cependant une nette individualisation des plans C et S. Les plans de cisaillement C sont constitués essentiellement de biotite, de chlorite, d'épidote et de ce qui reste de l'amphibole. Les agrégats polygonaux de quartz forment les plans de foliation S (fig. III-19). Les porphyroclastes de plagioclase sont également déformés et sont entourés de ferromagnésiens ou de quartz

recristallisé. Le faible angle entre C et la foliation S (15 à 30°), le sens de cisaillement sénestre vers N20° indiquent une forte déformation non-coaxiale. Nous avons représenté sur un stéréogramme (fig. III-19) les polaires des foliations mesurées sur le terrain. Nous avons également représenté les plans de cisaillement. Dans l'ensemble, la foliation a une direction constante N30° et est fortement liée aux plans C de cisaillement. La déformation du massif est du même type que celle de Bourébo: déformation post-magmatique à l'état solide mais beaucoup plus intense (déformation protomylonitique).

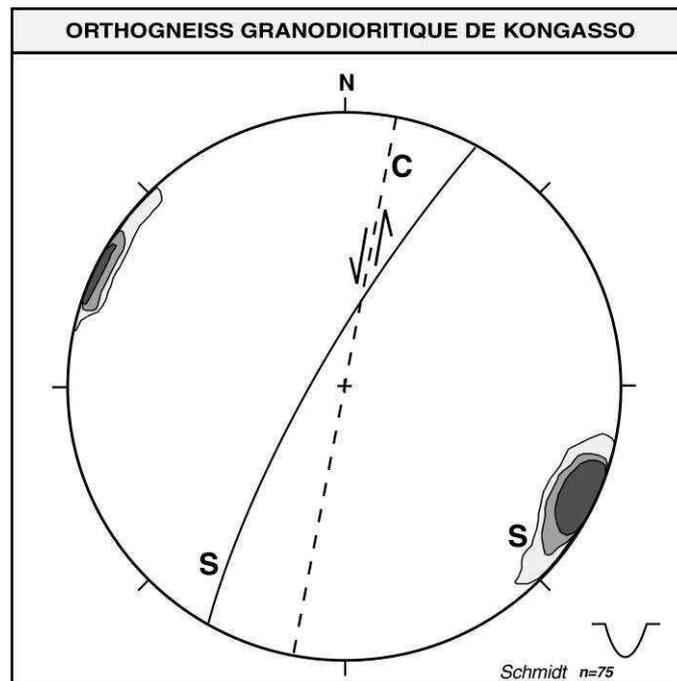


Figure III- 19: Diagramme de densité des pôles du rubanement dans l'orthogneiss granodioritique de Kongasso. - S=foliation, C=plan de cisaillement.

En supposant que les orthogneiss de Bourébo et de Kongasso représentaient un même massif avant la mise en place du batholite de Ferké, on peut décrire l'évolution de la déformation comme la suivante:

Les massifs de Bourébo et Kongasso montrent une déformation à l'état solide matérialisée par des plans S (rubanement ou foliation) et des plans C. La S devient plus fine et plus pénétrative à l'approche des plans C. En effet sur le terrain, l'orthogneiss de Bourébo montre des tailles de grains plus importantes et le plan C est difficilement identifiable à l'œil nu. Lorsque la taille de grain diminue (massif de Kongasso), la fréquence d'apparition des S est plus élevée (à pas de 1 cm environ).

Ces deux massifs permettent d'observer deux étapes différentes dans l'orthogneissification des deux massifs situés de part et d'autre du batholite de Ferké:

- **1^{ère} étape:** développement d'un rubanement par ségrégation lit-à-lit des minéraux ferromagnésiens d'une part et des quartz-feldspaths d'autre part. Recristallisation du quartz, des biotites, du plagioclase et \pm de l'amphibole. Les minéraux se réorientent et les plans C commencent à s'individualiser (massif de Bourébo);
- **2^{ème} étape:** diminution de la granulométrie, forte recristallisation du quartz, des biotites et disparition de l'amphibole. Ces minéraux s'agglomèrent autour du plagioclase. Ce dernier se présente sous forme de porphyroblastes dans une matrice beaucoup plus fine. Les plans C sont bien individualisés et l'angle entre C et S diminue également. Cette étape peut être assimilée à une déformation mylonitique (massif de Kongasso).

Ces deux étapes de déformation sont intimement liées aux failles décrochantes sénestres sub-méridiennes et s'apparentent à la déformation D₂ définie pour les formations sédimentaires, volcano-sédimentaires et métavolcanites de la bordure est.

I-1-3: Conditions de cristallisation des minéraux secondaires

La cristallisation des minéraux secondaires est plus intense dans l'orthogneiss que dans le granite porphyroïde. La forte déformation à l'état solide montre la quasi-disparition de l'actinote au profit de la biotite et de l'épidote. On note également une forte déstabilisation des biotites primaires en chlorite et en grands cristaux de titanite. Il en résulte l'assemblage secondaire: **Biotite + Chlorite + Albite + Epidote + Titanite + Oxydes \pm Muscovite** correspondant aux minéraux du métamorphisme de faciès schistes verts. On remarque que l'abondance de biotite, d'épidote et la disparition de l'amphibole montrent des conditions de rétrogenèse plus élevées que dans le massif de Bourébo. Par ailleurs, la cristallisation de muscovite et de calcite dans les microfractures semble indiquer une autre phase de métamorphisme liée à la circulation de fluides tardifs sans que la roche soit déformée à l'état solide.

I-2: LES MASSIFS DE BEZIACA

Les massifs de Béziaka sont situés au SW de Zuénoula. C'est un ensemble de massifs comprenant des granites à biotite et un granite porphyroïde semblable à celui de Kongasso. Ce sont des massifs fortement déformés à plagioclase, feldspaths alcalins (microcline+perthites), de quartz et surtout de biotite souvent à caractère secondaire. La déformation de ces massifs est marquée par un alignement des micas (biotite±muscovite), sans déformation interne. Le quartz montre une forte extinction onduleuse caractéristique d'une déformation à l'état solide (Bouchez *et al.*, 1992). Ces roches montrent une faible déformation ductile. L'alignement des micas et la déformation du quartz traduisent des conditions de déformation qui commenceraient avant la cristallisation complète du magma et continueraient après la mise en place des massifs.

I-3: LE MASSIF DE GOHITRE

Le massif de Gohitré est un petit massif parfaitement circonscrit intrusif dans les métasédiments au Nord de Zuénoula. C'est un massif à signature texturale qui permet de délimiter aisément ses contours (*voir § II, fig. II-1*). Bien que n'ayant pu observer de relations sur le terrain, la scène satellitale de la zone montre le massif qui recoupe partiellement le batholite de Ferké.

Le massif de Gohitré affleure en boulders sur lesquels on peut observer des enclaves sombres microgrenues. La roche, à texture grenue fine et hétérogranulaire, est constituée essentiellement de minéraux magmatiques. Les plus abondants sont le quartz, les feldspaths, l'amphibole. On a accessoirement de la biotite, de la titanite et des oxydes (fig. III-20). C'est un granite alcalin.

Le quartz est en petits cristaux à extinction roulante. Les feldspaths très abondants (plus de 70% des minéraux) sont le plagioclase parfaitement automorphe et non zoné (albite-oligoclase) et les feldspaths alcalins sub-automorphes (en particulier le microcline). Des restes de plagioclase se rencontrent dans le microcline. La présence de fines aiguilles d'amphibole dans les macles du plagioclase traduit la postériorité des amphiboles. L'amphibole abondante

(≈5%) est de couleur bleue (riébeckite?), automorphe ou allongée formant souvent des rosettes.

A cette amphibole est souvent associée du pyroxène (augite aégyrinique?). Quelques rares cristaux de biotite verte sont également associés à l'amphibole. De la titanite en petits cristaux automorphes et des oxydes (magnétite) se rencontrent souvent dans la roche. La composition minéralogique évoque un granite alcalin comme l'avait décrit Bodin (1951). Nous n'avons pu observer de contact entre le massif et les métasédiments encaissants. Cependant on peut supposer un métamorphisme de contact lié à la mise en place du massif.

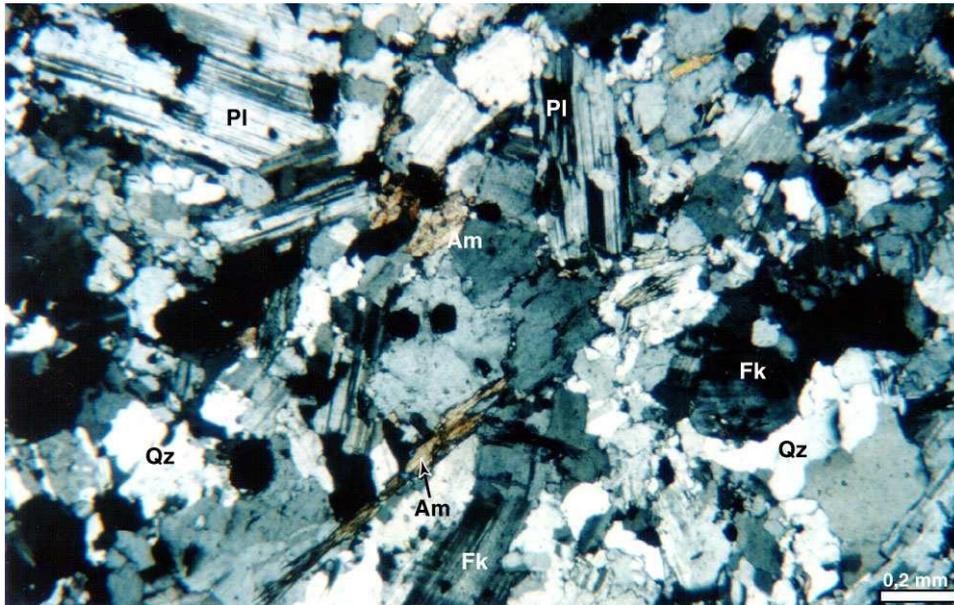


Figure III- 20: *Texture magmatique du granite de Gohitré. - Am=amphibole bleutée; Pl=plagioclase; Fk=feldspath alcalin; Qz=quartz.*

II. LES ROCHES VOLCANIQUES ET SEDIMENTAIRES

II-1: PETROGRAPHIE ET MINERALOGIE

Les roches volcaniques de la bordure ouest du batholite de Ferké sont localisées uniquement au SW de Kongasso (fig. III-17). Elles sont massives, peu ou pas déformées, de couleur sombre verte et affleurent en grandes collines. Ces roches ont une "composition" de basalte et plus rarement de dolérite. La minéralogie est constituée essentiellement d'amphibole verte métamorphique, de cristaux sub-automorphes de plagioclase (oligoclase), de quartz et

d'oxydes (fig. III-21A). On note quelques cristaux de chlorite. Dans les faciès fins déformés (fig. III-21B), l'amphibole (actinote) et la chlorite sont plus abondantes. Dans cette texture fine, les phénoblastes de plagioclase sont recristallisés en quartz et épidote.

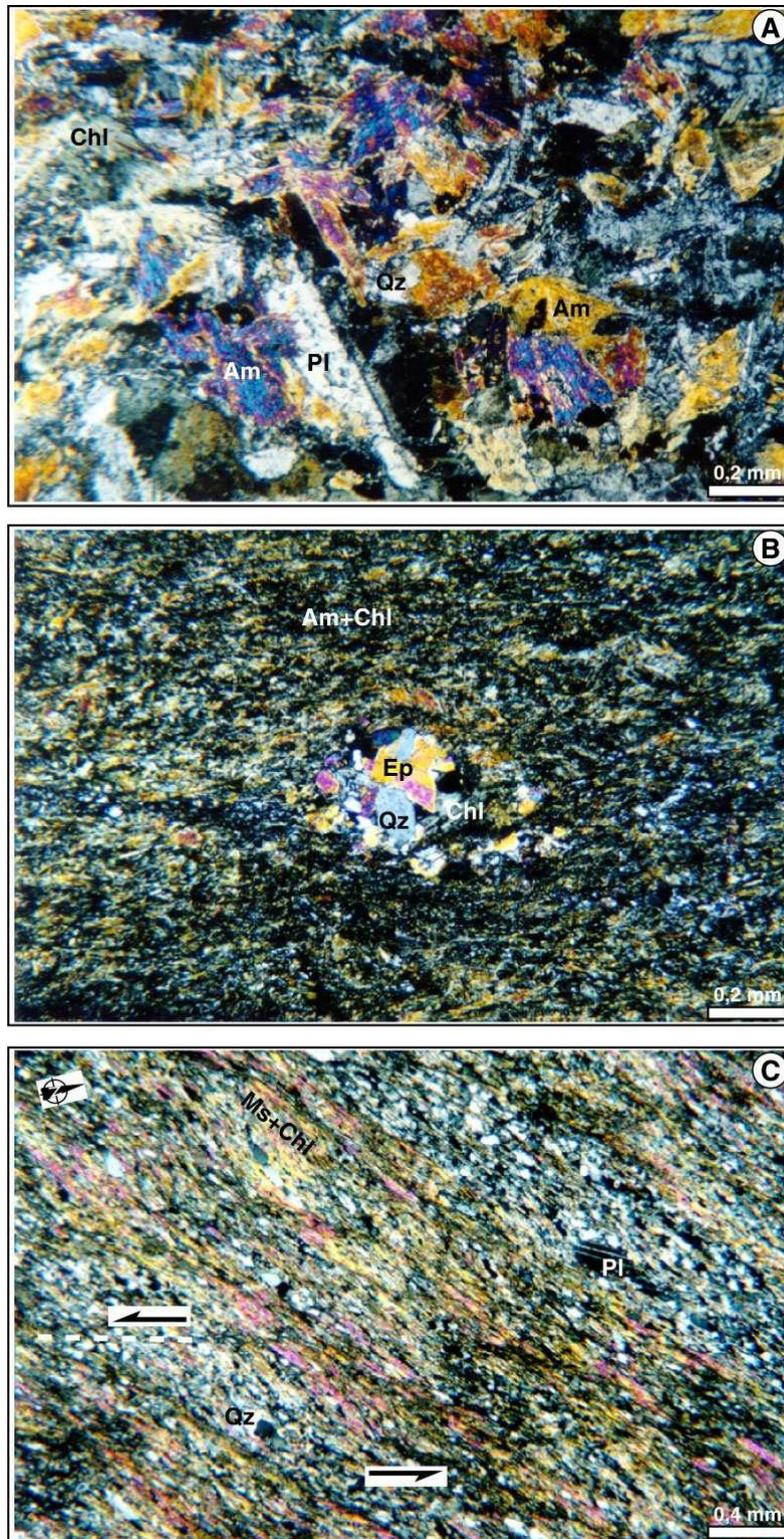


Figure III- 21: Planche photographique montrant la texture des volcanites au SW de Kongasso (A & B) et des sédiments du bassin de Zuénoula à l'approche du batholite de Ferké (C).

Au pied des collines, nous avons des sédiments très fins interstratifiés dans les roches vertes. Plus au SE de ces formations, nous avons les métasédiments du bassin de Kongasso-Zuénoula. Ces sont des sédiments arkosiques dont le débit devient schisteux au contact du batholite de Ferké. A l'approche de la zone de contact (faillé) entre ces métasédiments et le batholite de Ferké, les roches s'enrichissent en muscovite (fig. III-21C). L'apparition de cette muscovite est probablement liée à la circulation de fluide le long des fractures décrochantes. Plus au SW de Zuénoula (entre les granitoïdes de Béziaka et le batholite de Ferké), nous avons des métasédiments fins schisteux et des micaschistes constitués essentiellement de biotite, de quartz et quelques plagioclases (oligoclase-albite).

II-2: ANALYSE STRUCTURALE

Les sédiments très fins interstratifiés dans les metabasites montrent une surface de stratification S_0 . Cette S_0 est rapidement oblitérée par la déformation. Nous n'avons pas pu observer la première étape de déformation (D_1) sur la bordure ouest. La déformation D_2 qui est la plus marquée est soulignée par un feuilletage plus ou moins serré dans lequel on peut noter l'apparition de filons de quartz plissés à l'approche du batholite de Ferké. C'est le cas à la sortie de la ville de Zuénoula où affleure une mylonite de roche sédimentaire (riche en phyllites) prise dans le décrochement méridien sénestre. La schistosité S_2 est parfois oblique sur les plans C de cisaillement (fig. III-22C). Les microplis (fig. III-22A) ont un axe parallèle à la linéation L_2 . Lorsqu'on s'éloigne du couloir, la foliation est peu redressée comme l'indiquent le stéréogramme (fig. III-23), (jusqu'à 30° de pendage). Les surfaces S'_2 et plans C' (dans lesquelles cristallise la chlorite) confirment l'évolution progressive de la déformation D_2 (fig. III-22C).

Les structures de crénulation S_3 liées à la phase D_3 apparaissent dans les sédiments arkosiques au Nord de Zuénoula.

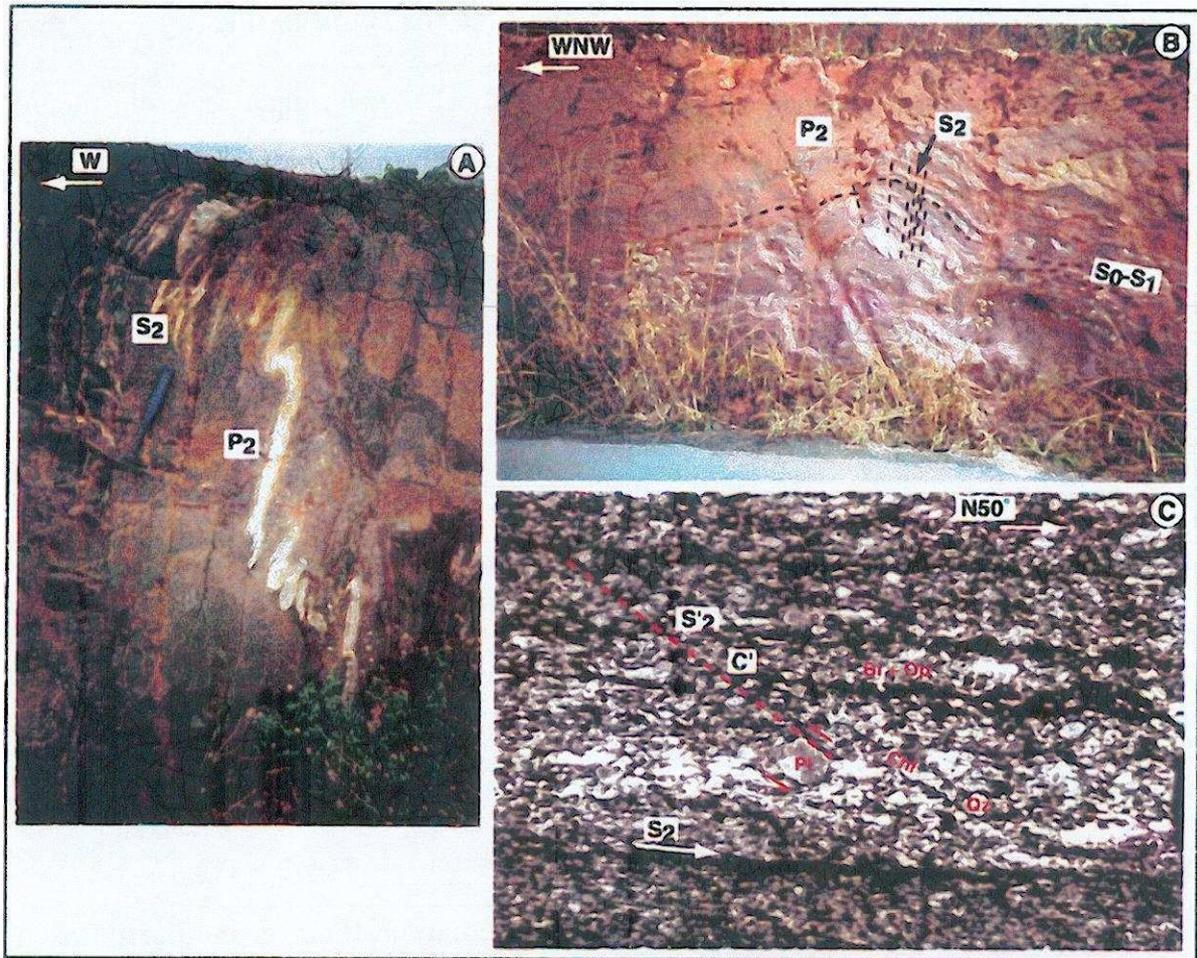


Figure III- 22: Illustrations photographiques de structures de la déformation D_2 - A: mylonite de Zuénoula montrant une foliation S_2 redressée et des microplis isoclinaux à axes subhorizontaux (proximité du batholite de Ferké, 500 m à l'est); B: structures S_2 dans les métasédiments lorsqu'on s'éloigne (à environ 4 km) du granite; C: S_2' et C' attribuées au caractère progressif de la déformation D_2 dans les métasédiments arkosiques - Qz =quartz, Bi =biotite, Pl =plagioclase, Chl =chlorite, Op =opaques.

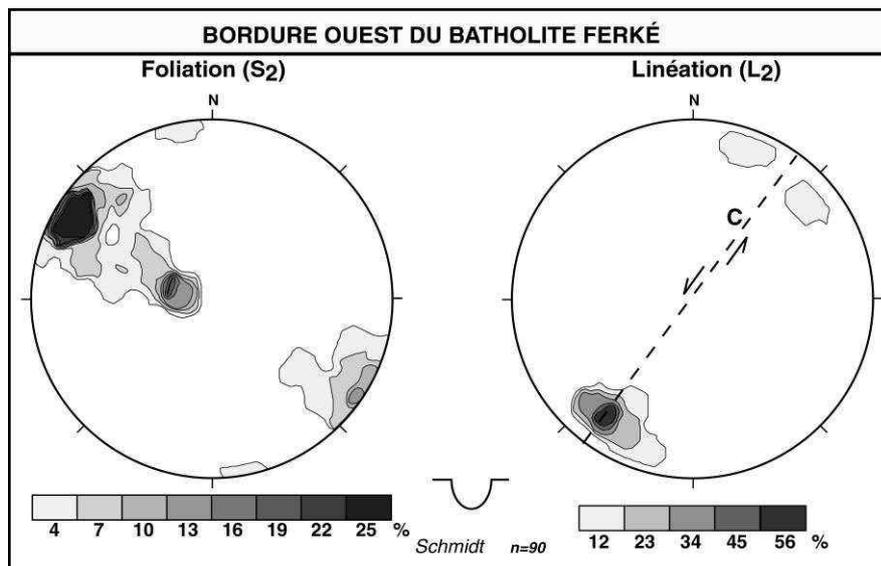


Figure III- 23: Diagrammes de densité des pôles de foliation S_2 et de la linéation L_2 de la bordure ouest.

II-3: CONDITIONS DE CRISTALLISATION DES MINERAUX SECONDAIRES

Les assemblages secondaires observés dans les roches volcaniques et sédimentaires permettent d'estimer des conditions métamorphiques relativement basses, de faciès schistes verts. Dans les sédiments, la déformation ductile (S_2) entraîne la cristallisation des oxydes et de la biotite. La superposition d'une deuxième schistosité de fracture (S_2') occasionne la cristallisation de chlorite dans les plans C' .

Le métamorphisme est semblable à celui décrit à la bordure est du batholite de Ferké. Aucun assemblage métamorphique de haut grade n'a été identifié.

III. CONCLUSION A L'ETUDE PETRO-STRUCTURALE

L'analyse de quelques massifs en bordure du batholite de Ferké montre la diversité pétro-structurale. Le métamorphisme est quant à lui relativement faible. Nous pouvons résumer cette étude par les points suivants:

- Au niveau pétrographique

Les granitoïdes ont en grande partie une composition granodioritique et granitique ss. Très peu sont alcalins (Bouaflé, Kongasso et Gohitré). Les granodiorites montrent des affinités pétrographiques avec les tonalites et trondhjémites (plagioclase plus ou zoné, abondance d'amphibole et de biotite). Ces granitoïdes ont conservé leurs structures de mise en place ou ont subi, soit une déformation à l'état solide, soit des phénomènes d'hydrothermalisme. Dans ce dernier cas, on note une altération des minéraux magmatiques. Ces phénomènes affectent également les autres granitoïdes. Certains vont acquérir un caractère alcalin par cristallisation des feldspaths alcalins (microperthites) (Bouaflé et granite porphyroïde de Kongasso). D'autres ont cependant acquis leur alcalinité durant la cristallisation du magma (massif de Gohitré par exemple) et probablement après la mise en place du batholite de Ferké (par comparaison aux granites alcalins du bassin du Bandama, Doumbia, 1997).

Les volcanites et plutono-volcanites définissent deux grands ensembles. Le premier ensemble est constitué de roches de composition basaltique, gabbroïque, doléritique. Le second ensemble est composé de roches de composition andésitique et volcanoclastique. Seul le premier ensemble a été observé de part et d'autre du batholite

de Ferké. Le second ensemble est particulièrement plus dominant sur le second groupe en bordure est dans la région de Zuénoula. Cet ensemble montre des ressemblances avec la série de Bofia dans la région de Toumodi (Centre de la Côte-d'Ivoire, constituée de volcanoclastites d'affinité calco-alcaline; Mortimer, 1990, 1992; Yao, 1998).

Les roches sédimentaires sont abondantes et de composition gréso-pélique. Ces formations ainsi que les volcanites permettent d'établir la postériorité du batholite de Ferké.

- *Au niveau structural*

Trois étapes de déformation distinctes ont été identifiées dans les roches sédimentaires, volcano-sédimentaires et volcaniques.

- la *déformation D₁* est bien visible en bordure du massif granitoïde de Bouaflé-Koupéla (SE). Elle développe une foliation S₁ et des plis P₁ de petite taille (plutôt plis d'entraînement). Les flancs longs et courts des plis et les trajectoires de foliation qui tournent dans les granites indiquent un déplacement normal relatif de l'encaissant par rapport aux granites. La linéation L₁ à fort plongement est portée par la foliation. Cet éventail de structures montre bien que la D₁ est bien liée à la mise en place, en contexte compressif, des granites. L'orientation de la contrainte principale maximale (σ_1) est perpendiculaire à l'interface granite/encaissant.

Ce type de déformation a été également décrit autour des granites calco-alcalins de Fronan dans la région de Katiola-Marabadiassa (Doumbia, 1997) et plus à l'est de la Côte-d'Ivoire autour de la granodiorite de Bondoukou (Vidal *et al.*, 1996).

La granodiorite de Dianfla, à quelques kilomètres au NW de Koupéla, semble déformer les roches sédimentaires qui la bordent. Par manque d'affleurements nous n'avons pu le confirmer.

- la *déformation D₂*, marquée par des plis à grand rayon de courbure et les décrochements N-S, traduit une compression régionale progressive NW-SE. Les relations entre les différentes structures superposées montrent un continuum de déformation. La linéation est subhorizontale et fortement associée à une direction de fluage également subhorizontale et de direction NNE. La présence fréquente de filons de quartz et/ou pegmatite dans ces roches à l'approche du batholite de Ferké montre la postériorité de ce granite. L'analyse détaillée des interfaces batholite de Ferké/encaissant

(généralement de la mylonite) permet de supposer que la mise en place du batholite s'est effectuée pendant la déformation D_2 (voir § IV consacré au batholite de Ferké).

- la déformation D_3 est peu exprimée, mais non négligeable, de direction $N120^\circ$. Elle est caractérisée par une schistosité de crénulation dans les métasédiments et métavolcano-sédiments. Elle s'observe de part et d'autre du batholite de Ferké, particulièrement à l'approche de celui-ci.

La carte de la figure III-24 résume l'interprétation des foliations S_1 et S_2 dans la région de Zuénoula.

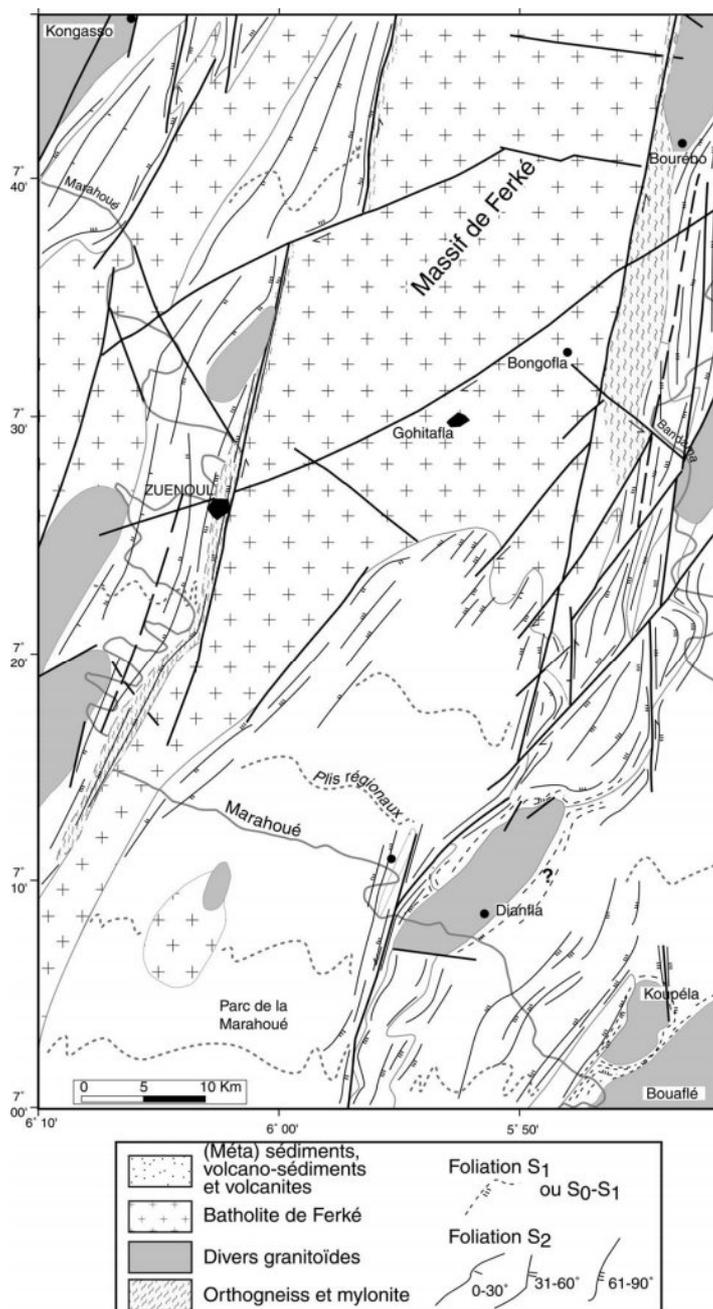


Figure III- 24: Carte structurale de la région de Zuénoula montrant la localisation et l'orientation des foliations S_1 et S_2 .

- *Au niveau des minéraux secondaires et du métamorphisme*

Les roches sédimentaires, volcaniques et plutono-volcaniques permettent de mieux estimer les conditions de métamorphisme. Les assemblages minéralogiques secondaires montrent que ces formations ont subi un métamorphisme relativement bas à moyen allant du faciès amphibolite au faciès prehnite-actinote.

Le *faciès amphibolite* est limité en bordure de certains massifs granitoïdes. C'est plus un métamorphisme de contact qui se développe au cours de la mise en place de certains granitoïdes. Il se caractérise par la cristallisation de l'assemblage Hornblende+Actinote+ Plagioclase+Biotite+Epidote. Le clinopyroxène peut cristalliser, notamment dans les cornéennes (Doumbia, 1997). Ces paragenèses sont issues de conditions de moyenne température à basse pression dont les limites sont respectivement: $T \approx 500^\circ - 700^\circ \text{C}$, $P \approx 2-5 \text{ kb}$.

Le *faciès schistes verts* est plus répandu dans les formations. Les assemblages minéralogiques secondaires montrent un grand éventail. Aux minéraux les plus communs s'ajoutent, soit la calcite ou la biotite dans les méta-andésites et métavolcano-sédiments, soit de la muscovite±biotite dans les métasédiments argilo-pélitiques près de couloirs décrochants. Ce dernier cas est souvent caractéristique de l'interface métasédiments/batholite de Ferké. La cristallisation de muscovite et de calcite dans des microfractures montrent l'influence de la circulation tardive de fluides.

En résumé, bien que développant un métamorphisme de contact, le métamorphisme lié à la mise en place du batholite de Ferké se limite à des degrés faibles: conditions de basse pression et de haute température. Nous avons représenté dans le tableau III-4 la liste des assemblages minéralogiques en fonction de la tectonique qui affecte les roches de la région de Zuénoula.

	ZONES PEU OU PAS DÉFORMÉES	CONTACT AVEC GRANITOÏDES		COULOIRS DÉCROCHANTS	
		Zones éloignées	Zones proches	Zones éloignées	Zones proches
Quartz	-----	-----	-----	-----	-----
Clinoz., épidotes	-----	-----	-----	-----	-----
Calcite	-----	-----	-----	-----	-----
Chlorite	-----	-----	-----	-----	-----
Actinote	-----	-----	-----	-----	-----
Mg-Hornbl.	-----	-----	-----	-----	-----
Pargasite	-----	-----	----- ?	-----	-----
<i>albite</i>	-----	-----	----- ?	-----	-----
Plag. <i>oligoclase</i>	-----	-----	-----	-----	-----
<i>andésine</i>	----- ?	-----	-----	-----	-----
Pyrox. rélictuel	-----	-----	-----	-----	-----
Oxydes	-----	-----	-----	-----	-----
Biotite	-----	-----	-----	-----	-----
Muscovite	-----	-----	-----	-----	-----
Staurotide*	-----	-----	-----	-----	-----

Tableau III- 4: Assemblages minéralogiques secondaires en fonction du type de tectonique. - les traits pleins=occurrence fréquente; les traits en pointillés=occurrence présente ; (?)= occurrence présente mais très rare et minéraux altérés.

Nous déduisons de ce tableau deux grands types de métamorphisme M_1 et M_2 , liés respectivement aux étapes de déformation (D_1 et D_2) décrites plus haut. La liaison entre le métamorphisme, les différentes étapes de déformation de mise en place de granite est d'une manière générale caractéristique du domaine birimien de l'Afrique de l'Ouest.

A propos des formations encaissantes du domaine SASCA

L'équivalent du batholite de Ferké dans le domaine SASCA est constitué d'un ensemble de massifs en forme de dykes ou massifs ovoïde (voir chapitre IV). L'encaissant est constitué d'orthogneiss migmatitiques, de paragneiss migmatitiques à **biotite±grenat±sillimanite±cordiérite**, de micaschistes et de schistes. Ces deux dernières formations constituent l'unité d'Hana-Lobo (Papon, 1973) séparée des gneiss, à l'Est du domaine, par la faille de Soubré. Le contact encaissant/massifs de type Ferké ne se fait pas toujours par des failles, contrairement aux régions de Zuénoula et Katiola-Marabadiassa. Nous disposons de très peu de données récentes sur les conditions de métamorphisme de cet encaissant. Cependant les travaux de Tagini (1971) et de Papon (1973) ont permis d'estimer des conditions de métamorphisme de grade élevé, dans des niveaux relativement plus profonds dans les gneiss (faciès amphibolite au sous-faciès granulite à hornblende). Les schistes et micaschistes montrent des conditions relativement moins élevées.

CHAPITRE IV

ETUDE PETRO-STRUCTURALE **DU BATHOLITE DE FERKE**

OBJETS:

- ⇒ Massif du village Mossi
- ⇒ Massifs de Gohitafla-Ouréitafla-Campement Senoufo & Guériafla
- ⇒ Massifs de Kouréfla & Bongofla-Est
- ⇒ Apophyse granitique de Danangoro
- ⇒ Bande granitique de Soukourougban
- ⇒ Autres massifs: Domaine SASCA

PLAN:

- ⇒ **Reporté en annexe 2**
 - Outils d'analyse pétro-structurale
 - Définition des objets (massifs)
 - Définition des termes usuels

- ⇒ **Pour chaque objet**
 - Etude minéralogique**
 - Descriptions minéralogiques*
 - Etude pétro-structurale**
 - Macrostructures*
 - Microstructures*
 - Etude magnétique et/ou analyse d'images*
 - Conditions P-T de la déformation**
 - Trajectoires et géométries**
 - Relations structurales entre le batholite de Ferké et son encaissant**
 - Conclusion à l'étude pétro-structurale**

INTRODUCTION

Le batholite de Ferké est un massif orienté globalement N-NE avec une forme elliptique. Il constitue une très importante masse de granitoïdes le plus souvent à texture linéaire horizontale orientée également N-NE. Ce dernier caractère, remarquable sur une si longue distance, l'a fait qualifier de granite syntectonique éburnéen (Arnould, 1961; Yobou, 1993; Doumbia, 1997; Ouattara *et al.*, 1998) car postérieur à tous les sédiments des bassins et concordant aux plis N-NE de la déformation compressive NW-SE (Vidal et Alric, 1994; Vidal *et al.*, 1996).

Le chapitre précédent nous a permis de montrer que la mise en place du batholite a lieu dans des conditions de métamorphisme relativement faible (faciès schistes verts et localement le faciès cornéenne). Le contact avec l'encaissant se fait le plus souvent par des failles probablement d'échelle crustale. Les conditions sont relativement plus élevées dans le domaine SASCA où le contact encaissant/batholite est plutôt rare. Le batholite affleure soit sous forme de grands dykes dont la taille varie entre 500 et 2000 m, soit sous forme de plutons allongés dans le socle granito-gneissique et les métasédiments. Au NE (au Burkina Faso), le granite se termine en biseau sous les formations métasédimentaires de Tiéfora.

L'étude pétro-structurale du batholite de Ferké se fera en deux grandes parties:

- la *première partie*, d'ordre méthodologique, est consignée en annexe 2. Elle décrit les outils utilisés dans notre analyse pétro-structurale (analyse structurale classique, analyse microstructurale, analyse d'image, analyse ASM). Nous y définissons les différents objets (ou massifs) et les termes utilisés dans notre travail.
- la *seconde partie*: constitue l'objectif principal de ce chapitre. On y traite dans un premier temps, séparément, l'étude pétro-structurale des massifs (*voir fig. IV-1* pour la localisation des massifs granitiques de la région de Zuénoula), puis on y discute les conditions métamorphiques, les trajectoires de déformation, la géométrie et les relations batholite de Ferké/encaissant. Enfin, nous tirerons une conclusion de l'étude pétro-structurale de ce batholite.

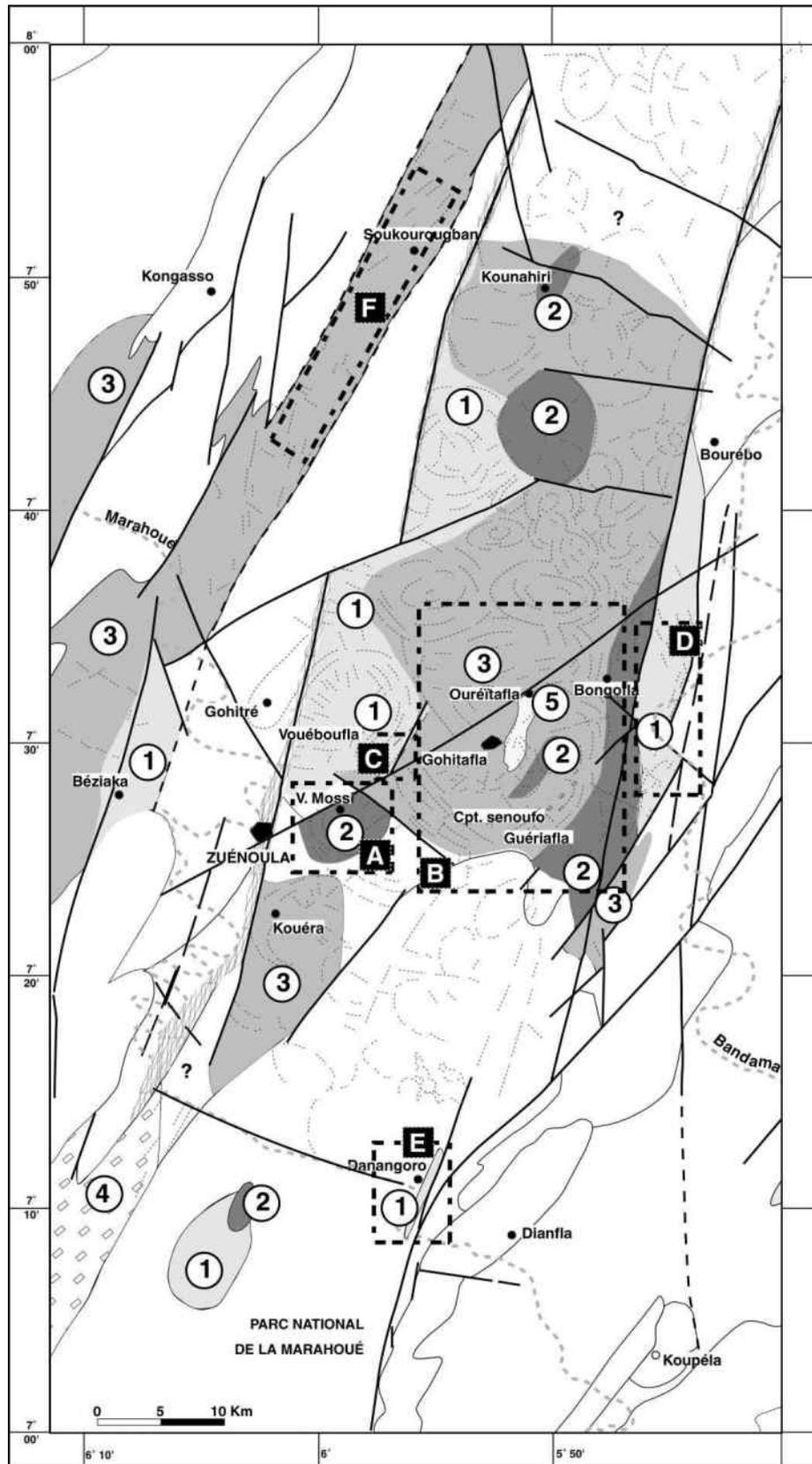


Figure IV- 1: Répartition des types pétrographiques dans le batholite de Ferké dans la région de Zuénoula. - 1: muscovite dominante; 2: biotite dominante; 3: biotite et muscovite; 4: à mégacristaux de feldspaths; 5: à magnétite. - A=massif du village Mossi; B=massifs de Gohitafla-Ouréitafla-campement Senoufo-Guériafla; C=massif de Kouréfla; D=massif de Bongofla-Est; E=apophyse granitique de Danangoro; F=bande granitique de Soukourougban.

ANALYSE PETRO-STRUCTURALE DES MASSIFS GRANITIQUES

I. LE MASSIF DU VILLAGE MOSSI

Le massif du village Mossi est constitué de quatre petits plutons que nous avons identifiés par télédétection satellitale et observations de terrain. Nous donnerons la composition des principales phases minérales et étudierons leur déformation.

I-1: COMPOSITION DES PHASES MINÉRALES

NB: L'ensemble des figures liées aux phases minérales sont regroupées en fin de chapitre fig. IV-33 & 34, voir p. 241 & 242.

La **biotite** est le minéral ferromagnésien dominant, de couleur brun-verte, et est allongée. Elle contient beaucoup d'inclusions de zircon. Elle a une composition de biotite ss (fig. IV34-A) et un caractère primaire dans le diagramme de Nachit (1994), (fig. IV33-B). Sa composition tombe dans le champ de l'association calco-alcaline définie par Rossi et Chèvremont (1987), (fig. IV33-C); et à la limite des champs alumino-potassique/calco-alcalin dans le diagramme de Nachit (1994), (fig. IV34-A). Elle se place dans le champ des biotites des granites calco-alcalins, champ défini par Stussi et Cuney (1996), (fig. IV34-B).

Le **mica blanc** est très peu abondant (% modal souvent inférieur à 3). Il est de petite taille et souvent en croissance épitaxiale sur la biotite. Sa composition le place dans le champ des muscovites (fig. IV34-C) primaires.

Les **feldspaths** sont abondants. Le **plagioclase** (albite, fig. IV34-D) apparaît en grands cristaux automorphes et peu altérés. Le **microcline** est abondant et peut avoir localement les mêmes proportions que le plagioclase. Il est sub-automorphe, quelquefois interstitiel et myrmékitique sur les bordures du massif.

Le **quartz** peut avoir la même proportion que les feldspaths. Les minéraux accessoires sont l'apatite et les oxydes (hématite cristallisant dans les clivages de la biotite et dans les microfractures).

I-2: FABRIQUES MINERALES

Nous décrivons d'abord les structures macroscopiques observées et mesurées sur le terrain. L'analyse microscopique permettra de déterminer, d'une part, les minéraux impliqués dans les différentes fabriques, d'autre part, les différentes étapes de la déformation des minéraux. Nous utiliserons l'analyse d'image pour déterminer l'orientation de la biotite et des oxydes.

I-2-1: Structures macroscopiques

Le massif granitique du village Mossi montre deux fabriques planaires en général bien développées au toit des plutons et une fabrique linéaire beaucoup moins marquée dans l'ensemble du massif.

A) *LES FABRIQUES PLANAIRES*

Les fabriques planaires sont des foliations: un plan à faible pendage et un plan subvertical que nous désignons respectivement S_a et S_b .

La **fabrique S_a** est marquée par un allongement des cristaux de quartz et de feldspaths. La biotite se met à plat dans ce plan de foliation. Par endroits, la S_a est marquée par des enclaves surmicacées. Lorsque ces dernières sont étirées, elles peuvent définir une linéation proche de l'horizontale. D'une façon générale, la foliation suit approximativement les contours de chaque pluton (fig. IV-2A) et apparaît alors oblique sur l'orientation moyenne du batholite de Ferké.

La **fabrique S_b** est généralement marquée par un alignement des biotites dans un plan subvertical parallèle à l'orientation moyenne du batholite de Ferké (fig. IV-2A). Par endroits, nous avons de petites zones de cisaillement (de 0,5 à 1 m de longueur) qui affectent le massif. Elles sont postérieures à la S_a , et synchrones de la S_b et orientées N10° à N25°W avec des déplacements sénestres. L'alternance entre les deux fabriques planaires peut se faire rapidement, en particulier sur les bordures du massif.

B) LA FABRIQUE LINEAIRE

La linéation subhorizontale est soulignée par de légers étirements de biotite, par des enclaves surmicacées étirées ou par des lits de schlierens. La linéation suit également les bordures de chaque pluton lorsqu'elle est portée par la fabrique S_a (fig. IV-2B).

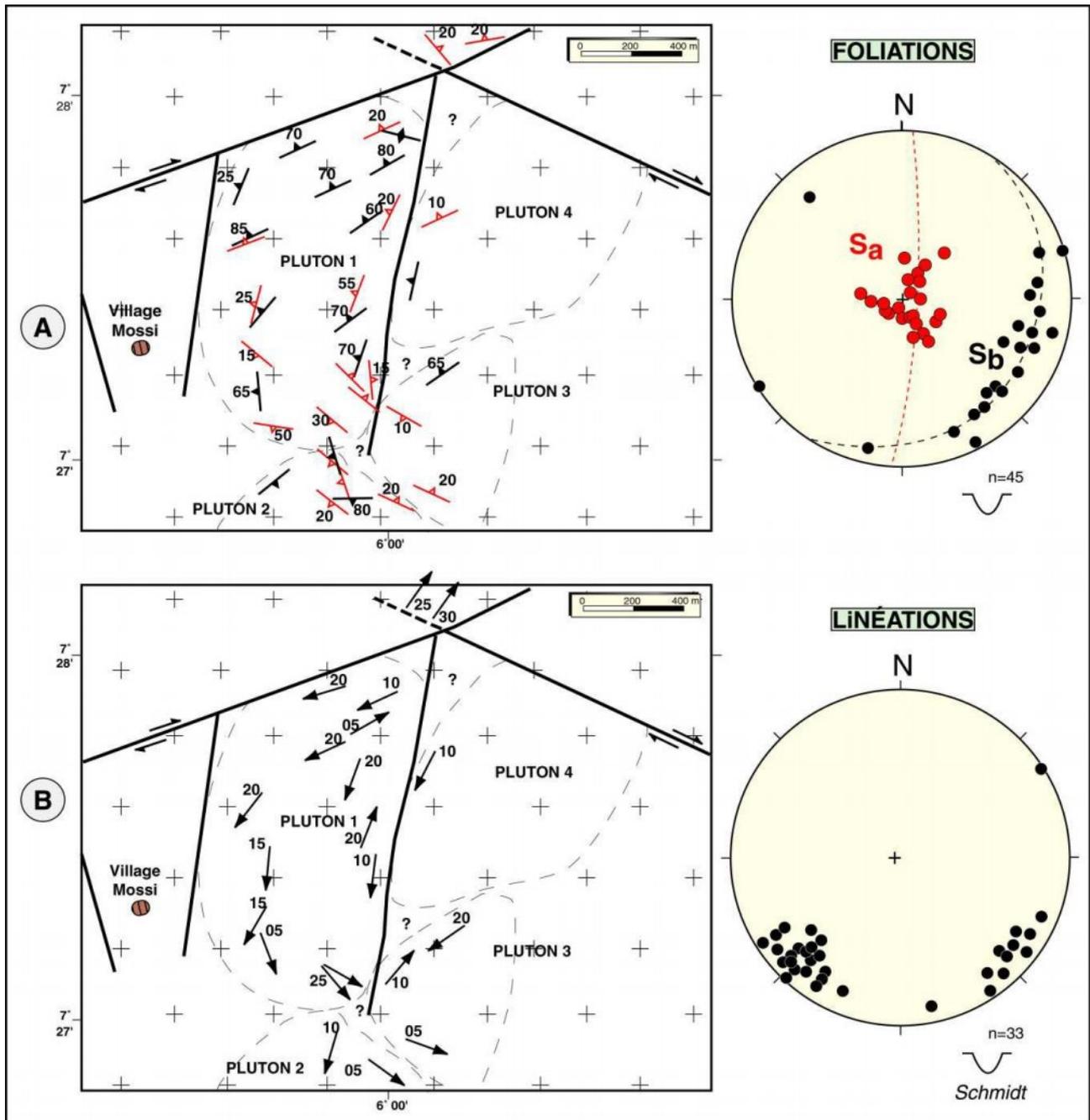


Figure IV- 2: Représentation stéréographique des fabriques mesurées dans le massif du village Mossi. - A: pôles des fabriques S_a et S_b ; B: linéations associées à ces fabriques.

I-2-2: Etude microscopique des structures

Les microstructures permettent d'étudier la déformation à l'échelle du grain de la roche. Les sections analysées au microscope permettent de distinguer différentes étapes de la déformation dans les deux fabriques.

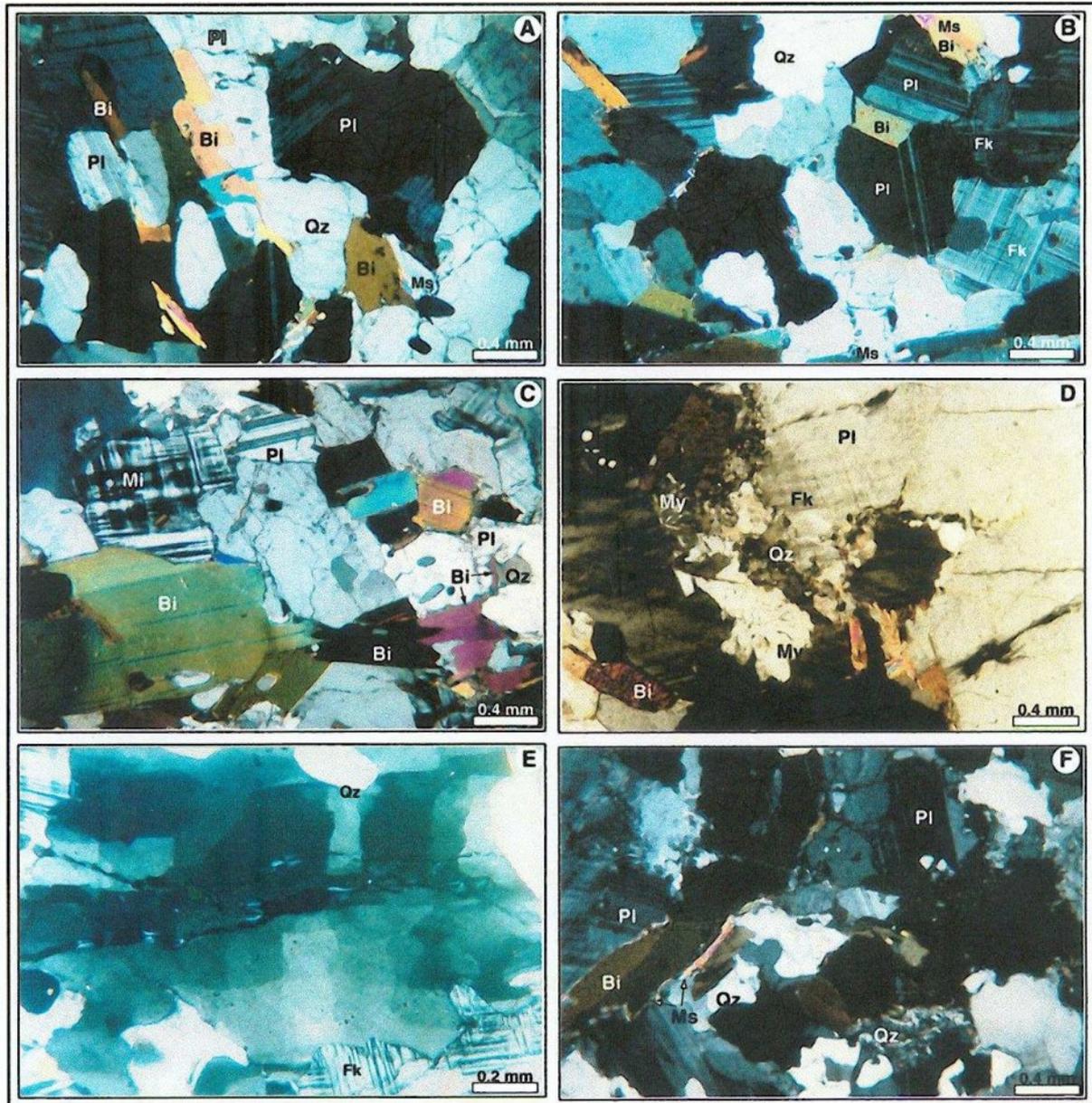


Figure IV- 3: Planche photographique montrant les fabriques dans le massif du village Mossi. - A, B et C: fabriques à l'état magmatique à sub-magmatique; D et E: fabriques à l'état sub-solidus; F: fabriques à solide. Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite; Ox=oxydes; My=myrmékites.

La **fabrique S_a**: la biotite et la muscovite sont alignées mais ne sont pas déformées. Les clivages du plagioclase sont subparallèles à l'allongement des micas (fig. IV-3A). Le plagioclase montre également des microfractures remplies de quartz ou de feldspath potassique et quelquefois de biotite. Le quartz des microfractures est en continuité optique avec le quartz situé à l'extérieur de la fracture. En dehors des fractures, le quartz est équant, de grande taille et ne montre pas de sous-joint. L'état de ces minéraux qui ne présentent pas de figures de déformation ou de recristallisation dynamique est caractéristique *d'une fabrique à l'état magmatique à sub-magmatique* (Bouchez *et al.*, 1992), (fig. IV-3A, B et C).

L'orientation des micas et les microfractures sont le résultat d'une déformation du granite en présence de liquide avant cristallisation complète du granite (Hutton, 1988; Bouchez *et al.*, 1992). Les cristaux dans le granite sont automorphes à subautomorphes. La texture du granite est légèrement orientée.

L'absence de véritable structure de déformation à l'état solide suggère que la contrainte et les microstructures ont été engendrées lorsque le magma n'était pas entièrement cristallisé. Cela pourrait expliquer les nombreuses fractures qui affectent les minéraux (quartz et feldspaths) dans le plan de la fabrique S_a.

Sur les bordures du massif, les cristaux présentent des sous-joints, une extinction onduleuse et une faible recristallisation sur la bordure. Les micas restent alignés et la myrmékite apparaît. Ce type de structure est typique d'une déformation à *l'état sub-solidus* à des températures modérées mais supérieures à 500°C (Tullis et Yund, 1985; Schofield et D'Lemos, 1998), (fig. IV-3D). Il faut également noter que le quartz peut avoir des sous-grains en forme d'échiquier ("chess-board") témoin d'une déformation à l'état solide et à haute température (fig. IV-3E).

La **fabrique S_b**: la biotite montre souvent une recristallisation en muscovite sur sa bordure. Le quartz montre de nombreux sous-joints, diminue en taille et commence à s'allonger. Les feldspaths, en particulier le plagioclase, diminuent en taille mais restent plus gros que les autres minéraux. Ce type de structures est intermédiaire entre une déformation à *l'état sub-solidus* et le début d'une déformation à *l'état solide* (fig. IV-3F).

En résumé, nous pouvons dire que les deux fabriques planaires du village Mossi montrent quatre stades de déformation, en se basant sur les mécanismes qui ont lieu au niveau des différents minéraux:

- états magmatique, sub-magmatique et subsolidus pour la fabrique S_a du cœur vers la bordure du massif;
- états sub-solidus et l'état solide pour la fabrique S_b .

Ces deux fabriques se succèdent aussi dans le temps, S_a puis S_b .

I-2-3: Analyse d'images

Nous avons analysé les échantillons selon deux sections (XZ et YZ). La procédure d'analyse est expliquée dans l'organigramme de la figure 2, *annexe 2*. Compte tenu du fait que la première fabrique (S_a) est bien visible et plate (faibles pendages) nous avons réalisé les deux sections selon les plans XY et YZ (fig. IV-4). Nous avons pu mesurer l'orientation de la biotite sur les sections:

Dans le plan XY (A): la distribution du grand axe (L) de la biotite est généralement unimodale (fig. IV-4) de médiane 1 mm. Cette distribution est également unimodale lorsqu'on considère le petit axe (l) avec une médiane autour de 0,4 mm. L'orientation se fait dans deux principales directions (fig. IV-4) bien distinctes. Chacune des orientations correspond à la direction des fabriques S_a et S_b .

Dans le plan YZ (B): l'orientation de la biotite se fait également dans deux directions (fig. IV-4) qui correspondent globalement aux pendages des fabriques S_a et S_b . La distribution des axes L et l n'est pas toujours unimodale.

Nous avons réalisé, à l'échelle de l'échantillon, des blocs-diagrammes dans lesquels nous indiquons l'orientation des deux fabriques planaires et les axes X, Z (fig. IV-5). On remarque surtout que l'axe de raccourcissement (Z) reste subvertical pour la fabrique S_a . Il tend à s'horizontaliser lorsque les deux fabriques sont proches l'une de l'autre. L'orientation de la fabrique S_b reste toujours constante.

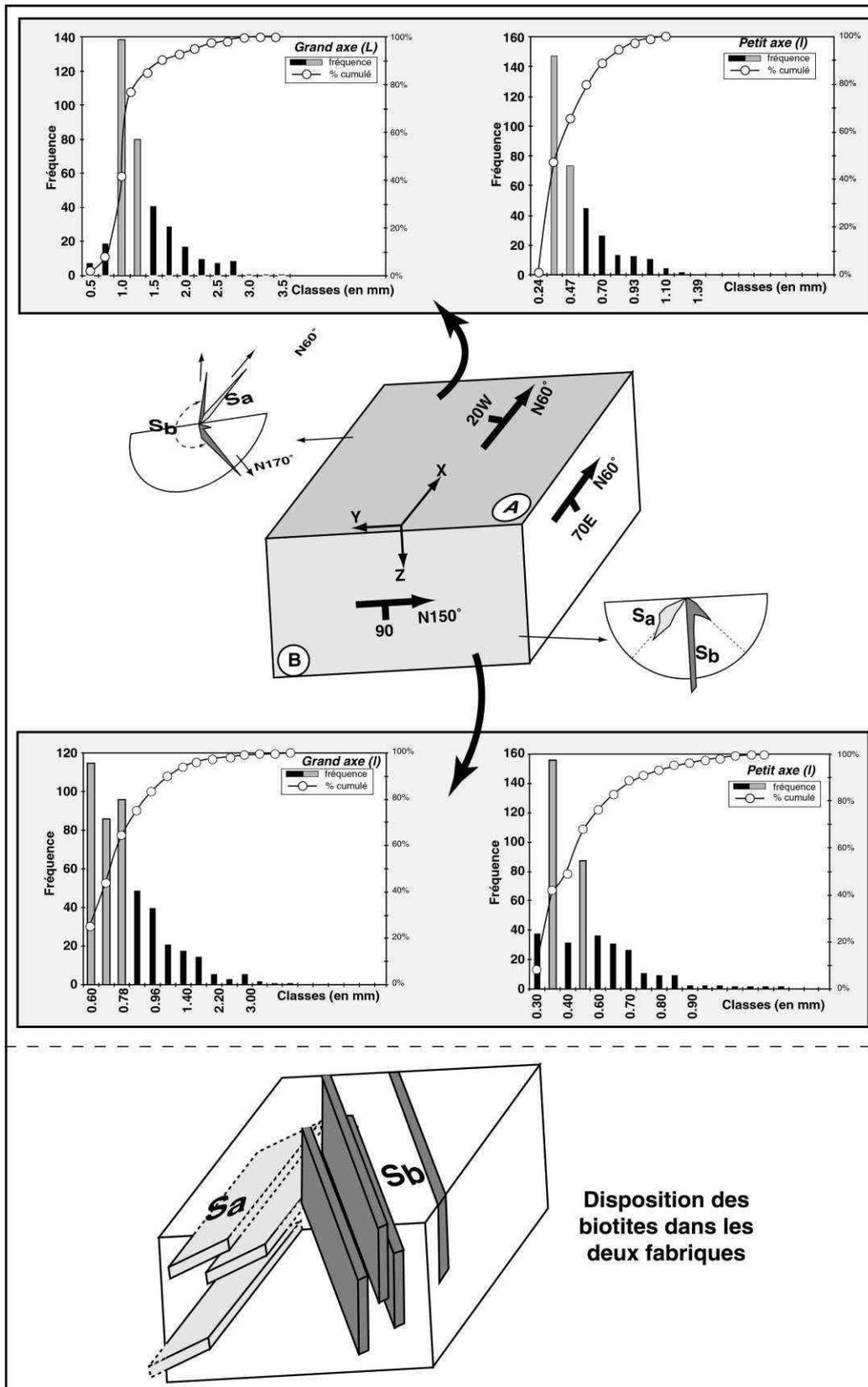


Figure IV- 4: Résultats des analyses d'orientation des minéraux ferromagnésiens et constitution de blocs 3D pour montrer l'orientation de ces minéraux (un échantillon du massif du village Mossi).

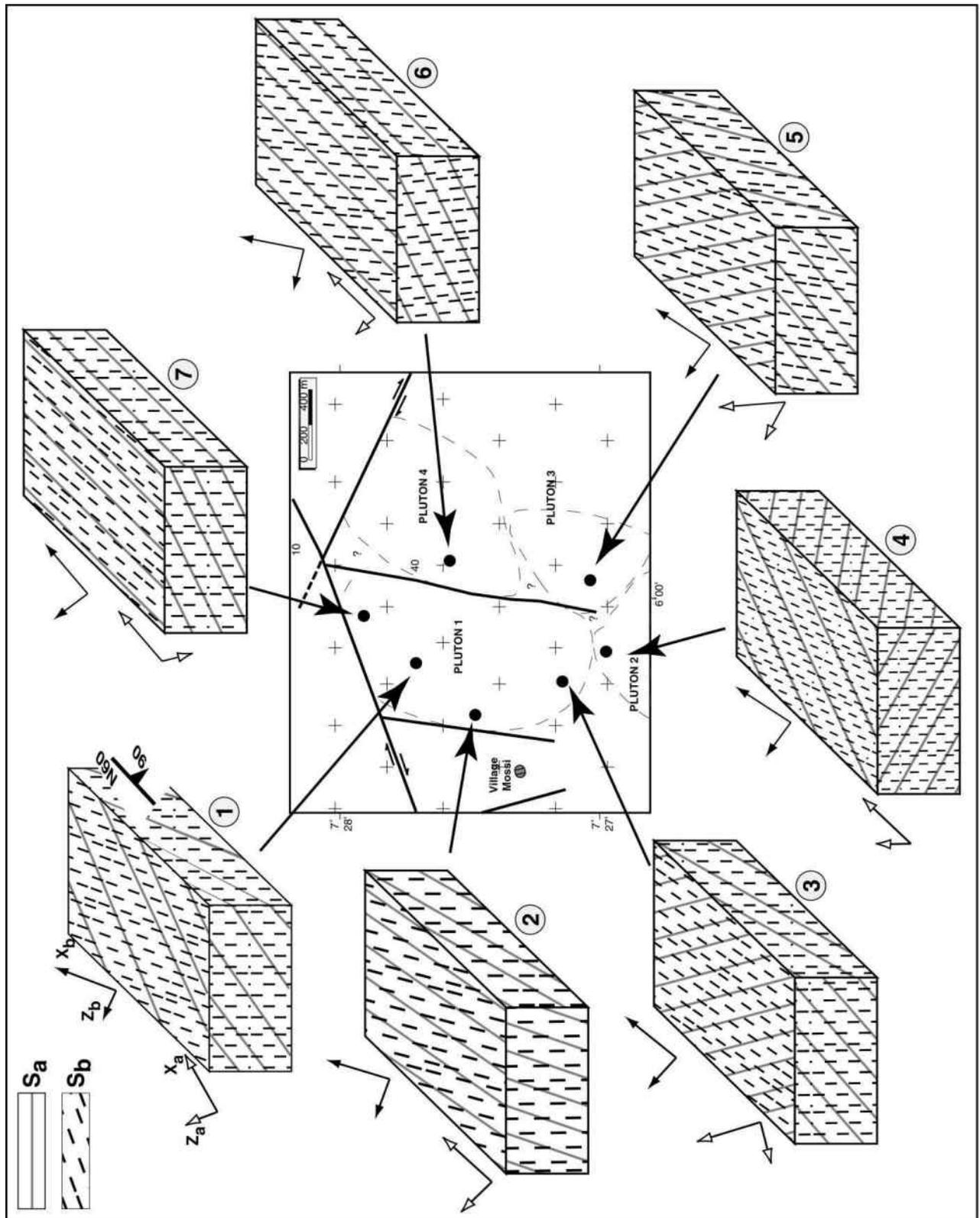


Figure IV- 5: Synthèse sur l'orientation des minéraux ferromagnésiens (en particulier la biotite) sur quelques sites du massif du village Mossi.

I-3: ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (ASM)

I-3-1: Susceptibilité magnétique et pétrographie

Les valeurs de susceptibilité moyenne (K_m) sont comprises entre 5×10^{-5} SI et 155×10^{-5} SI (fig. IV-6A). Les plus fortes valeurs de K_m ($> 50 \times 10^{-5}$ SI) sont localisées entre les différents plutons. Cette forte valeur de susceptibilité s'explique par la contribution de minéraux ferromagnétiques. Les faciès les plus riches en oxydes sont les plus susceptibles. La plupart du temps, la forte recristallisation de la biotite ou de muscovite libère ces oxydes (fig. IV-6B).

Les plus faibles valeurs de susceptibilité ($< 50 \times 10^{-5}$ SI) indiquent une forte contribution des minéraux paramagnétiques (Gleizes *et al.*, 1993). Les valeurs inférieures à 10×10^{-5} SI, correspondent à des faciès beaucoup plus riches en muscovite. C'est le cas dans les parties nord et ouest du massif (fig. IV-6A). Gleizes *et al.* (1993) soulignent que pour des granites paramagnétiques, la zonation magnétique reflète une zonation pétrographique.

Si nous considérons le *pluton 1* uniquement, la zonation magnétique est inverse depuis le cœur vers les bordures nord-ouest: les plus fortes valeurs de susceptibilité sont au cœur, alors que les plus faibles valeurs se répartissent en bordure ouest (fig. IV-7A).

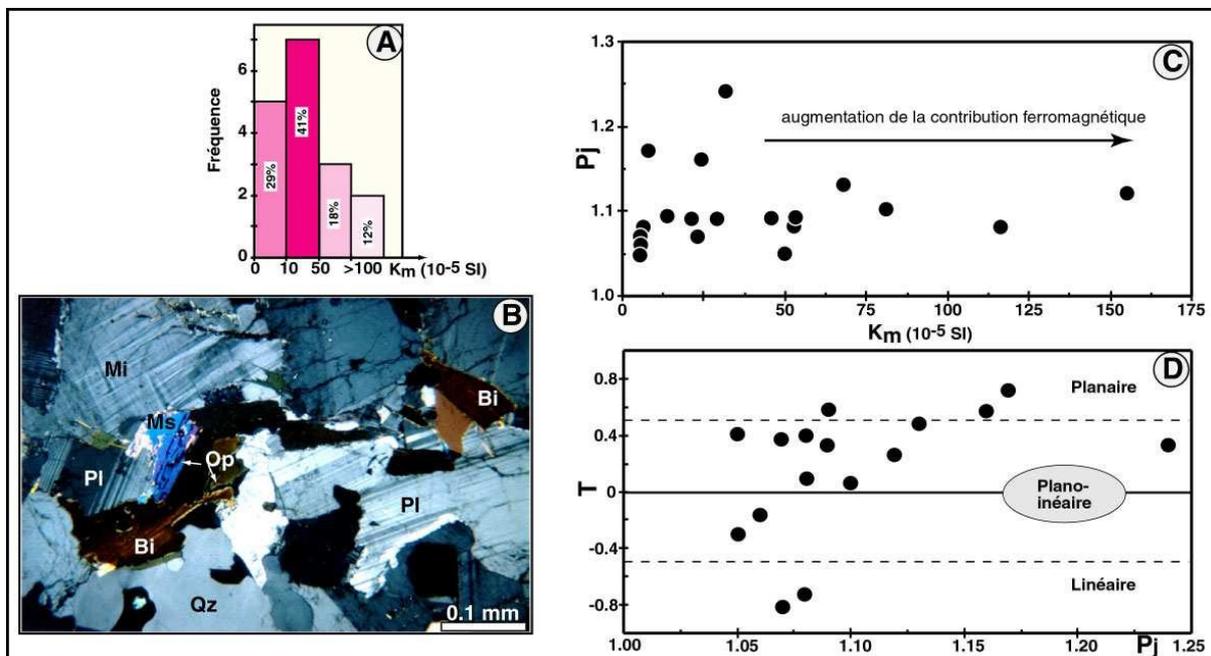


Figure IV- 6: A: histogramme de fréquences des susceptibilités moyennes; B: image montrant la recristallisation de la biotite en libérant des oxydes; C: diagrammes montrant la contribution des minéraux ferromagnésiens; D: diagramme de Flinn montrant la forme de l'ellipsoïde magnétique de la déformation finie.

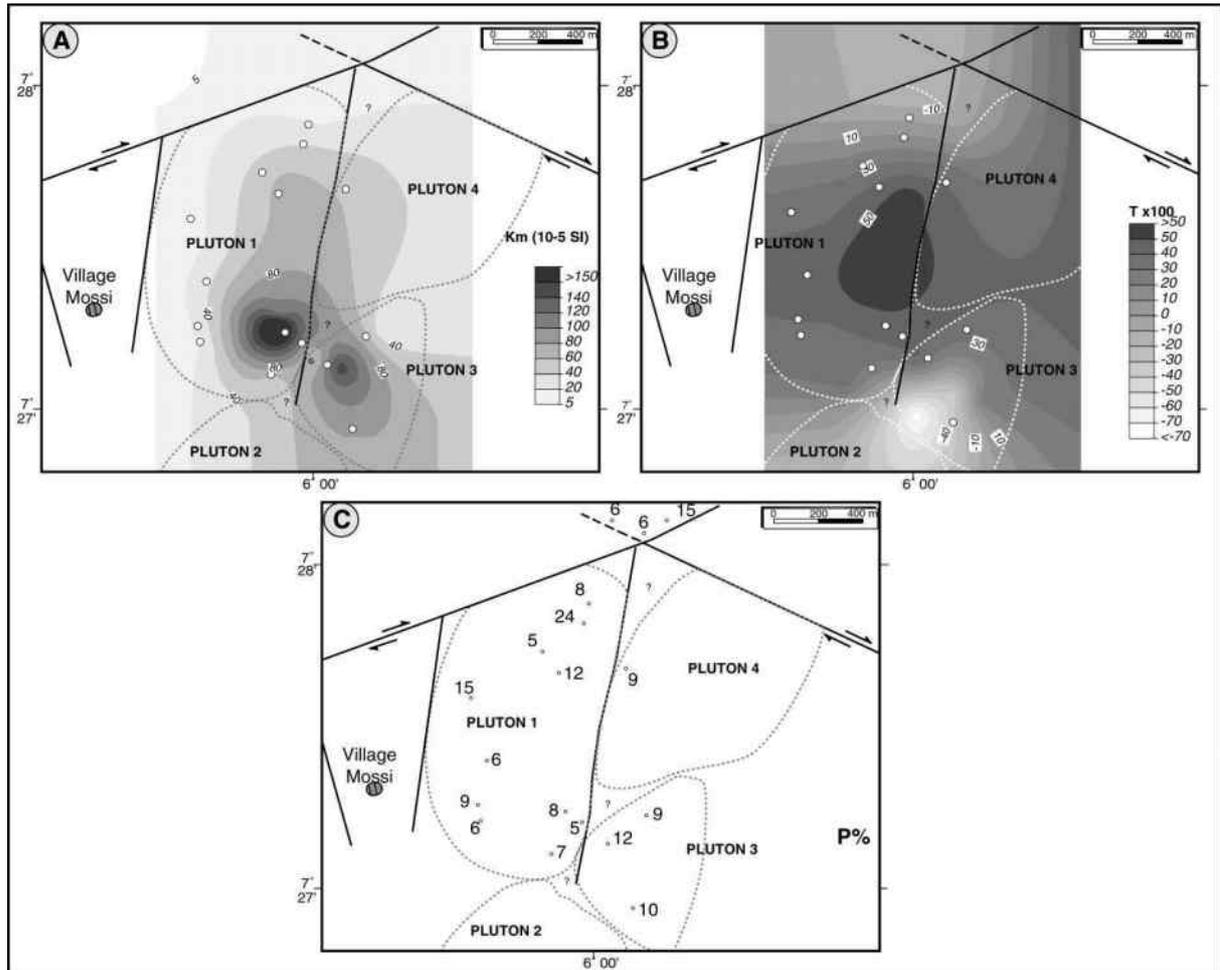


Figure IV- 7: A et B: Répartitions sous forme d'image des susceptibilités Km (A) et du paramètre de Flinn T (B); C: répartition du degré d'anisotropie.

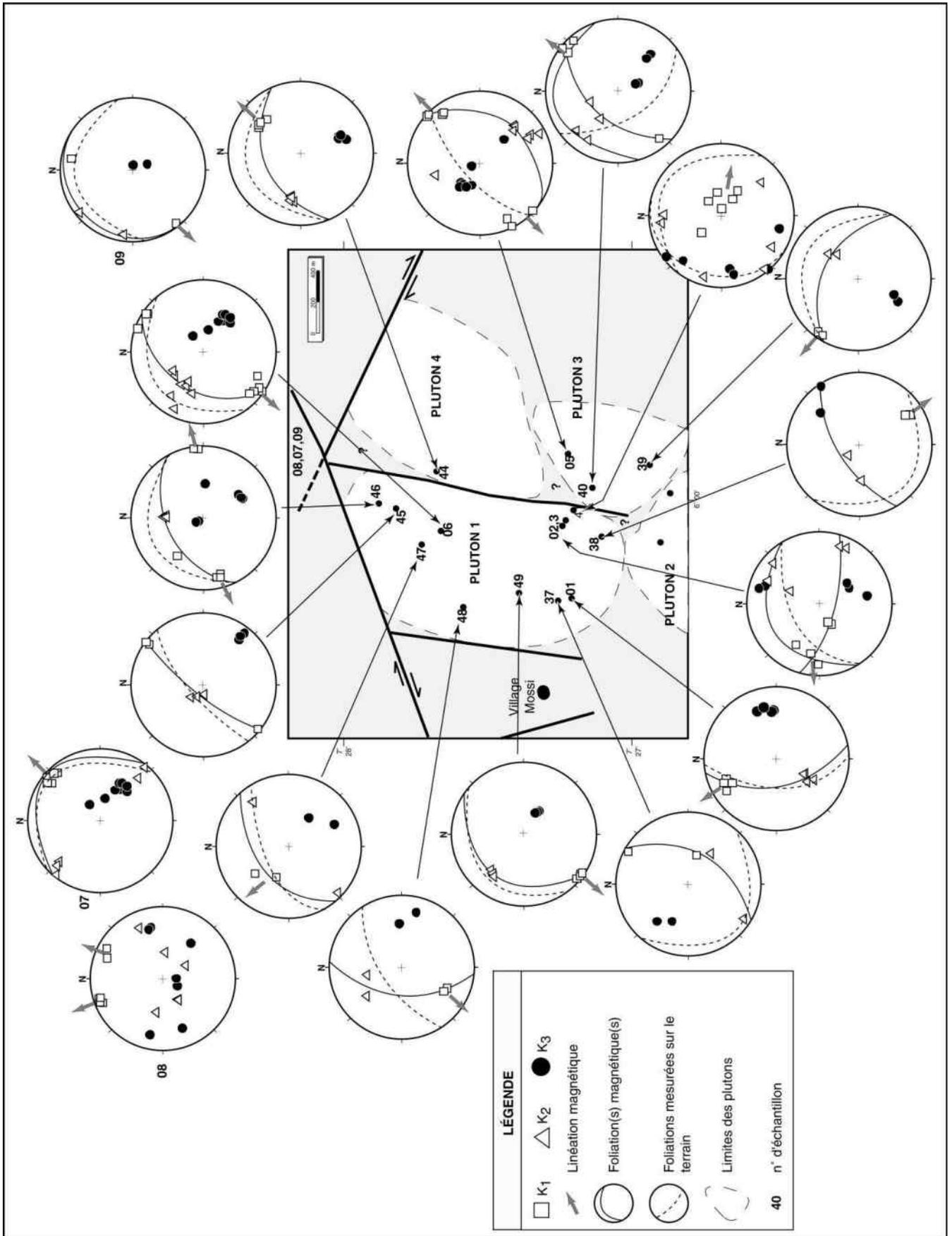


Figure IV- 8: Orientation des principaux axes magnétiques, des foliations (K_1/K_2) et linéations (K_1) magnétiques. Comparaison avec les mesures de foliation de terrain.

I-3-2: ASM et fabriques minérales

Les données ASM permettent de mettre en évidence des foliations et linéations magnétiques. Nous avons représenté ces structures dans les figures IV-8 et 9.

Dans l'ensemble, les foliations (plans K_1 - K_2) et linéations (axes K_3) magnétiques correspondent aux foliations minérales mesurées sur le terrain (fig. IV-2). La difficulté réside dans la séparation entre les deux fabriques planaires à partir des mesures magnétiques. La biotite des deux fabriques tend à créer une fabrique globale. Pour arriver à surmonter cette difficulté, nous avons comparé les fabriques magnétiques, affleurement par affleurement, avec celles mesurées sur le terrain ou par analyse d'image. Les faibles pendages et la linéation qui tend à suivre les bords de chaque pluton dans le cas de la fabrique S_a , nous ont également aidé en ce sens. Les foliations magnétiques qui caractérisent la fabrique S_a montrent en général des pendages orientés à l'extérieur du pluton.

Dans les zones où nous avons de fortes susceptibilités, les foliations magnétiques ne coïncident pas toujours avec celles mesurées sur le terrain. Cela s'explique par l'apparition d'oxydes qui semblent davantage liés à la phase de déformation tardi- à post-magmatique. L'axe K_3 (équivalent de l'axe Z de raccourcissement) montre que l'aplatissement peut se faire dans le plan subvertical ou subhorizontal. Lorsque la fabrique S_a est dominante, l'axe K_3 est fortement penté et s'horizontalise lorsque la S_b est dominante. Notons également que l'axe K_3 n'est pas toujours orienté selon la direction NE-SW et tourne surtout dans la partie sud du massif. Ces données concordent avec les résultats obtenus par l'analyse d'image.

Le degré d'anisotropie de l'ellipsoïde magnétique (P_j) est relativement très faible (tableau 2, annexe 2). Le pourcentage d'anisotropie ($P_\%$) est plus élevé dans sa partie NW (fig. IV-6C) et coïncide avec les zones où la déformation tardi- à post-magmatique domine et notamment lorsque l'axe K_3 est subhorizontal. Ce paramètre $P_\%$ est très élevé lorsque le paramètre T indique un ellipsoïde magnétique planaire (fig. IV-6 D). C'est pourquoi les valeurs de $P_\%$ sont relativement élevées au cœur du massif, ce qui traduit des contraintes élevées à ces endroits.

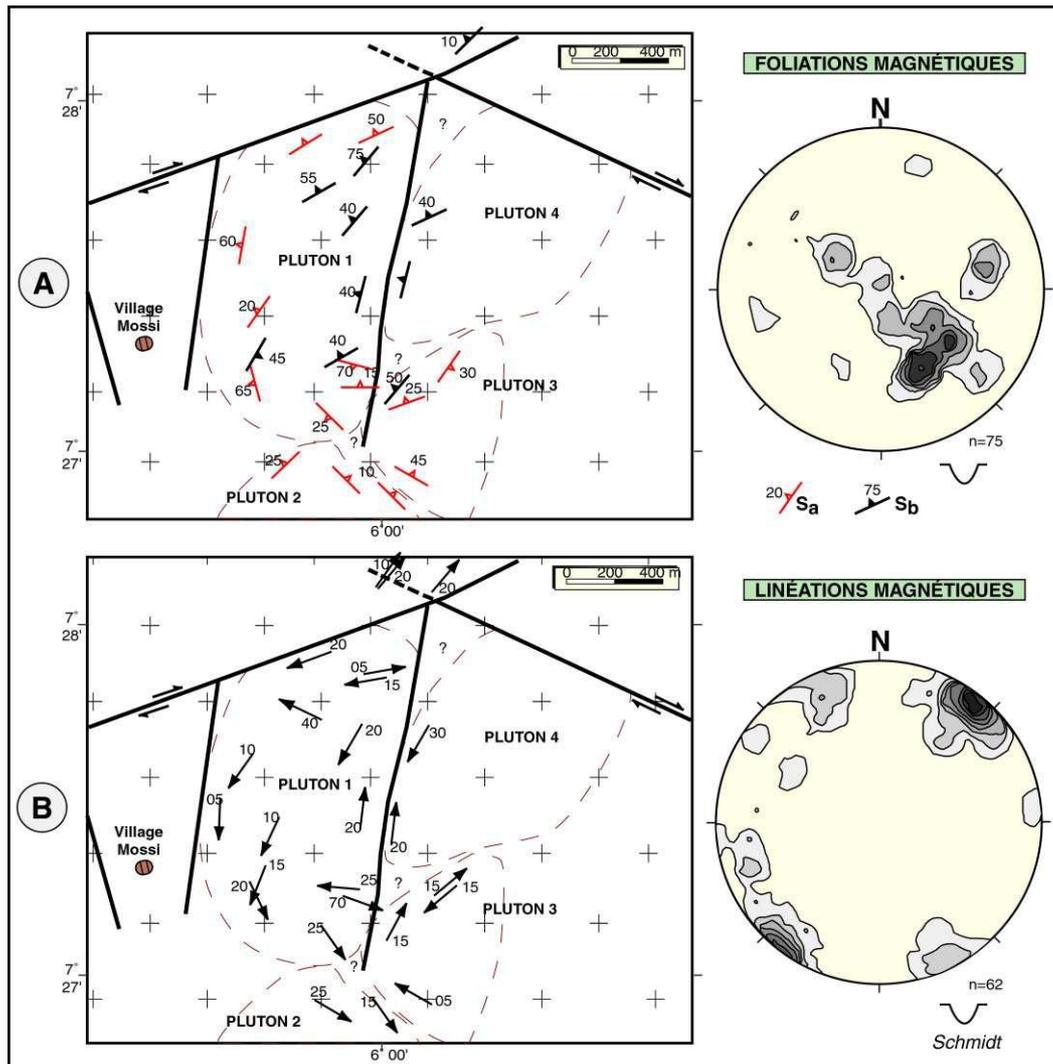


Figure IV- 9: Synthèse des structures magnétiques dans le massif du village Mossi

Le paramètre T, qui donne la forme de l'ellipsoïde magnétique (tableau 2, annexe 2) montre des valeurs positives au cœur du massif et négatives sur les bordures nord et sud (fig. IV-6D et V- 7B). Ceci fait apparaître que le massif a une fabrique magnétique planaire dominante au cœur. Ces résultats nous permettent de résumer les caractéristiques des fabriques selon le schéma suivant:

Première fabrique S_a dominante:

- K_m faible compris entre 10 et 50×10^{-5} SI: faciès paramagnétiques;
- T fort >0 avec prédominance d'une fabrique magnétique planaire au cœur et linéaire en bordure. La fabrique planaire magnétique est subparallèle à la fabrique

planaire de la biotite (plan 001) alors que la fabrique linéaire magnétique est définie par l'orientation en zone autour d'un axe des plans 001 de la biotite comme l'ont montré les travaux de Bouchez *et al.* (1990).

Deuxième fabrique S_b dominante:

Deux cas peuvent se présenter:

- K_m fort ($>50 \times 10^{-5}$ SI): apparition d'oxydes dans les clivages de la biotite. La combinaison des deux espèces minérales (biotite+oxydes) contribue aux fortes valeurs de susceptibilité;
- K_m faible ($<10 \times 10^{-5}$ SI): notamment aux bordures NW et N du massif où la muscovite est abondante. Cette muscovite, qui recristallise souvent aux dépens de la biotite, indique des déformations tardives à postérieures à la mise en place du granite. Les valeurs de T sont dans ce cas inférieures à zéro. Le degré d'anisotropie est relativement plus élevé traduisant ainsi une déformation plus élevée.

Nos données ASM permettent de distinguer les deux fabriques planaires qui affectent le massif du village Mossi. La déformation se fait plus par aplatissement ($T > 0$) au cœur du massif avec un axe Z de raccourcissement subvertical. La fabrique liée à cette déformation est plate, subhorizontale et caractéristique de la mise en place du massif. L'ASM pourrait avoir enregistré les stades tardifs de la mise place.

I-4: INTERPRETATION ET DISCUSSION DES DONNEES STRUCTURALES

Le principal résultat pétro-structural obtenu dans le massif du village Mossi est la mise en évidence de deux fabriques planaires.

La première fabrique planaire est peu pentée, préférentiellement vers l'Ouest du massif. Les structures microscopiques militent en faveur d'une déformation sub-magmatique à sub-solidus. La détermination, par analyse d'images et par l'étude magnétique, montre que l'axe d'allongement (X ou K_1) est subhorizontal et se met parallèlement aux bordures des plutons. L'axe de raccourcissement (Z ou K_3) est subvertical. Bien que l'ellipsoïde magnétique

ne donne pas de mesure directe de l'intensité de la contrainte, il permet de définir qualitativement la forme de l'ellipsoïde de déformation finie de Flinn. Ainsi, le cœur du massif est déformé par aplatissement (avec l'axe Z de raccourcissement subvertical) et les bordures par constriction.

Ces données définissent un raccourcissement subvertical du massif au cours des phases tardives de la mise en place du massif. La recristallisation de la muscovite dans les clivages de la biotite indique plutôt des stades tardifs de mise en place sur les bordures. La linéation minérale, lorsqu'elle a pu être mesurée, est toujours subhorizontale et de direction SE (bordure sud du massif) ou NE-SW. Ceci permet de proposer une géométrie primaire sub-circulaire de direction N-S à NNE-SSW des différents plutons de ce massif.

La deuxième fabrique planaire, subverticale, est constante en direction (NE-SW). Les structures microscopiques sont caractéristiques d'une déformation sub-solidus et plus généralement à l'état solide. Il faut noter que cette deuxième fabrique planaire ne montre pas de structure de déformation à haute température. La déformation est plano-linéaire et linéaire et apparaît plus exprimée en bordure du massif (devient non-coaxiale), tandis que l'axe Z de raccourcissement tend à s'horizontaliser. La déformation s'apparente plus à la fabrique régionale liée aux structures décrochantes méridiennes suite à un serrage NW-SE. La présence de cette deuxième fabrique au toit des plutons n'oblitére, en général, pas la première fabrique.

On peut alors supposer que la déformation responsable de cette deuxième fabrique n'était pas suffisamment intense pour effacer la première ou que le passage entre les deux fabriques (ou entre les deux étapes de la déformation) s'est fait assez rapidement. Les arguments en faveur de cette hypothèse sont la présence de structures de déformation à l'état sub-solidus dans les deux fabriques et un pendage redressé de la première fabrique localement en bordure. Nous avons réalisé un bloc-diagramme synthétique qui permet de mieux visualiser l'évolution de la déformation dans le massif granitique du village Mossi (fig. IV-10).

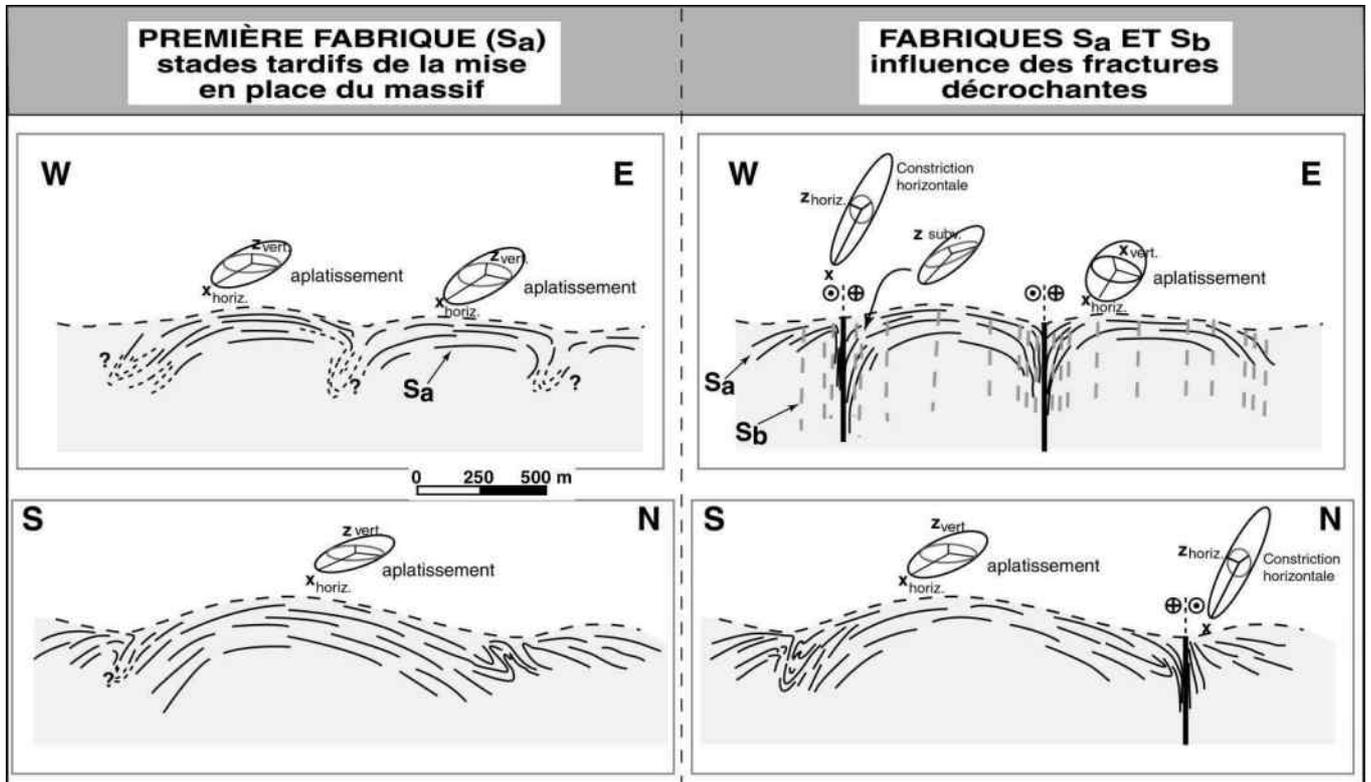


Figure IV- 10: Coupes schématiques dans le massif granitique du village Mossi illustrant les deux fabriques planaires et les ellipsoïdes magnétiques de déformation finie.

II. LES MASSIFS DE GOHITAFLA-OURÉÏTAFLA, CAMPEMENT SENOULO ET GUERIAFLA

La distinction entre ces différents massifs est basée à la fois sur leurs signatures spectrales et leur pétrographie.

Le massif de Gohitafla-Ouréïtafla est localisé au cœur du batholite de Ferké. Les données linéamentaires montrent des formes sub-circulaires qui s'enchevêtrent en forme de pelures d'oignon et qui sont recoupées par des linéaments radiaux (fig. II-2). Il est formé par un granite mélanocrate à clair (biotite et muscovite), beaucoup moins rosâtre et moins grossier

que celui du massif du village Mossi. Des types pétrographiques à magnétite ont été identifiés au Sud du massif (fig. IV-1). A 200 m au Nord du village de Ouréitafla, des enclaves allongées et des types pétrographiques beaucoup plus sombres traversent le massif. Le massif du campement Senoufo représente la bordure SE du massif de Gohitafla-Ouréitafla; c'est un granite riche en biotite. Plus à l'Ouest vers la bordure du batholite de Ferké, le massif de Guériafla présente une granulométrie beaucoup plus fine et paraît sensiblement plus riche en muscovite.

II-1: COMPOSITION DES PHASES MINERALES

La **biotite** est le minéral dominant au cœur des massifs. Sa composition la place dans le champ des associations calco-alkaline et alumino-potassique dans le diagramme de Rossi et Chèvremont (1987), (fig. IV-33C). Lorsqu'on passe sur les bordures des massifs, la **muscovite** devient plus abondante. Le **plagioclase** est de l'albite. Certains types pétrographiques sont à **magnétite** et/ou ilménite, hématite. Le quartz est abondant.

II-2: FABRIQUES MINERALES

II-2-1: Structures macroscopiques

La disposition des biotites dans un plan et la présence d'enclaves aplaties définissent la ou les foliations de ces massifs granitiques. Nous avons reporté dans des diagrammes de densité les pôles de foliation, la linéation et quelques fractures mesurées sur le terrain (fig. IV-11).

A) *LE MASSIF DE GOHITAFLA*

La foliation est marquée par l'alternance de lits clairs et sombres, elle s'apparente à un rubanement lit-à-lit (fig. IV-12A). Les lits clairs sont quartzo-feldspathiques avec de la muscovite et les lits sombres sont constitués essentiellement de biotite.

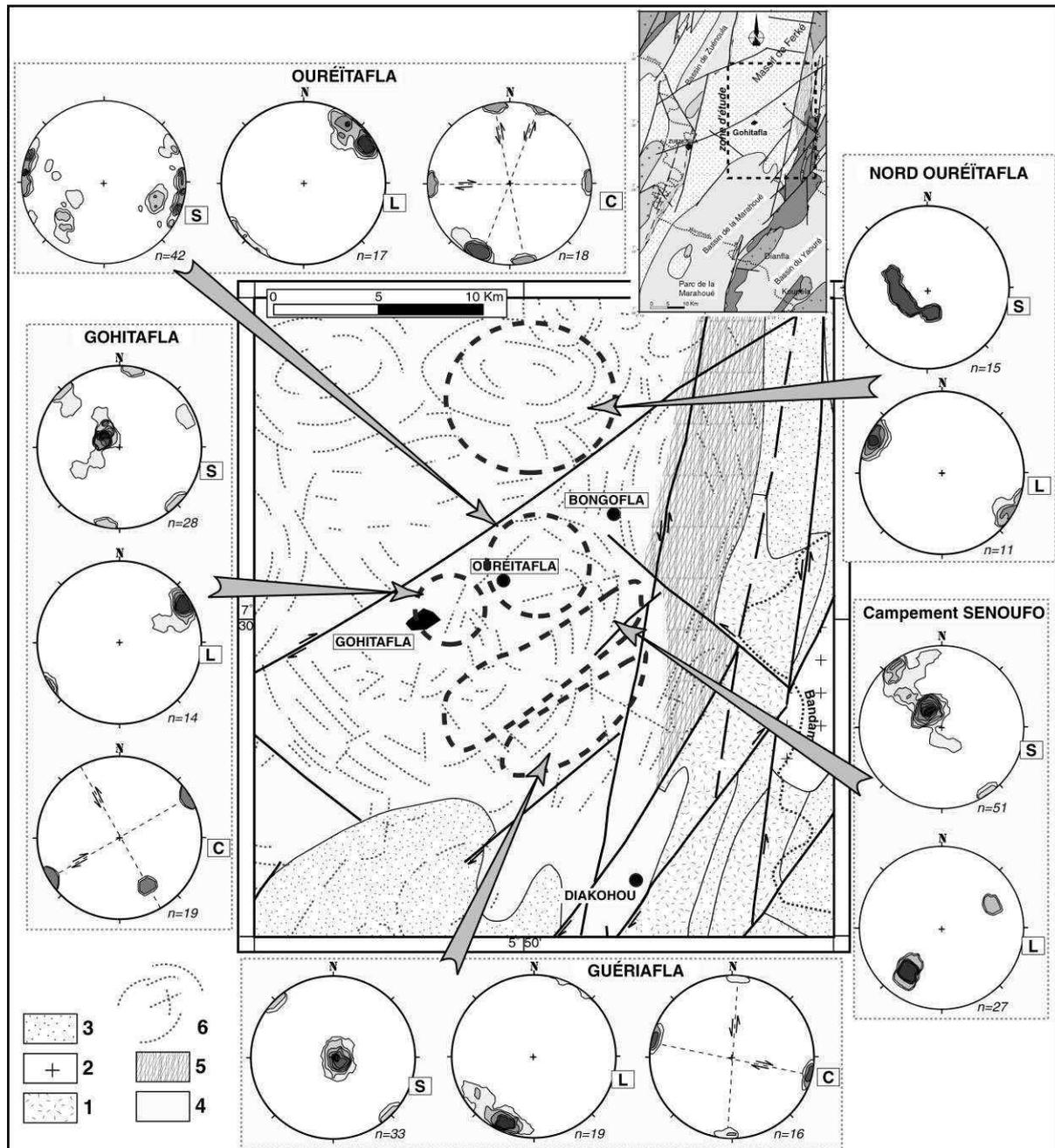


Figure IV- 11: Diagrammes de densité (hémisphère inférieure) des pôles de foliation (S), de linéation (L) et de fractures ou filons de quartz-pegmatite (C) mesurés dans les massifs de Gohitafla-Ouréïtafla-campement Senoufo et Guériafla. - 1=volcanisme calco-alcalin et pyroclastites; 2=granitoïdes divers; 3=métasédiments et volcano-sédiments; 4: batholite de Ferké; 5=bordure orthogneissique à mylonitique; 6: linéaments relevés par analyse satellitale.

Ce rubanement est soit subhorizontal, soit fortement penté. Dans le premier cas, les lits sont beaucoup plus fins et accompagnés de schlierens. Localement, ce rubanement peut changer de direction mais il reste toujours faiblement penté vers l'E-NE. Dans le second cas, la direction du rubanement reste généralement constante (NE).

La linéation minérale, matérialisée par l'étirement des quartz et feldspaths, est subhorizontale et orientée NE-SW. Deux familles de fractures, remplies ou non de quartz ou pegmatite, peuvent être relevées au toit du massif. La première famille est orientée N50° à N90°E, avec des déplacements dextres, et est subparallèle à la linéation minérale. Les données terrain ne nous permettent pas de relier ces deux types de structures. La deuxième famille, sénestre, est de direction N150°E subparallèle au rubanement fortement penté.

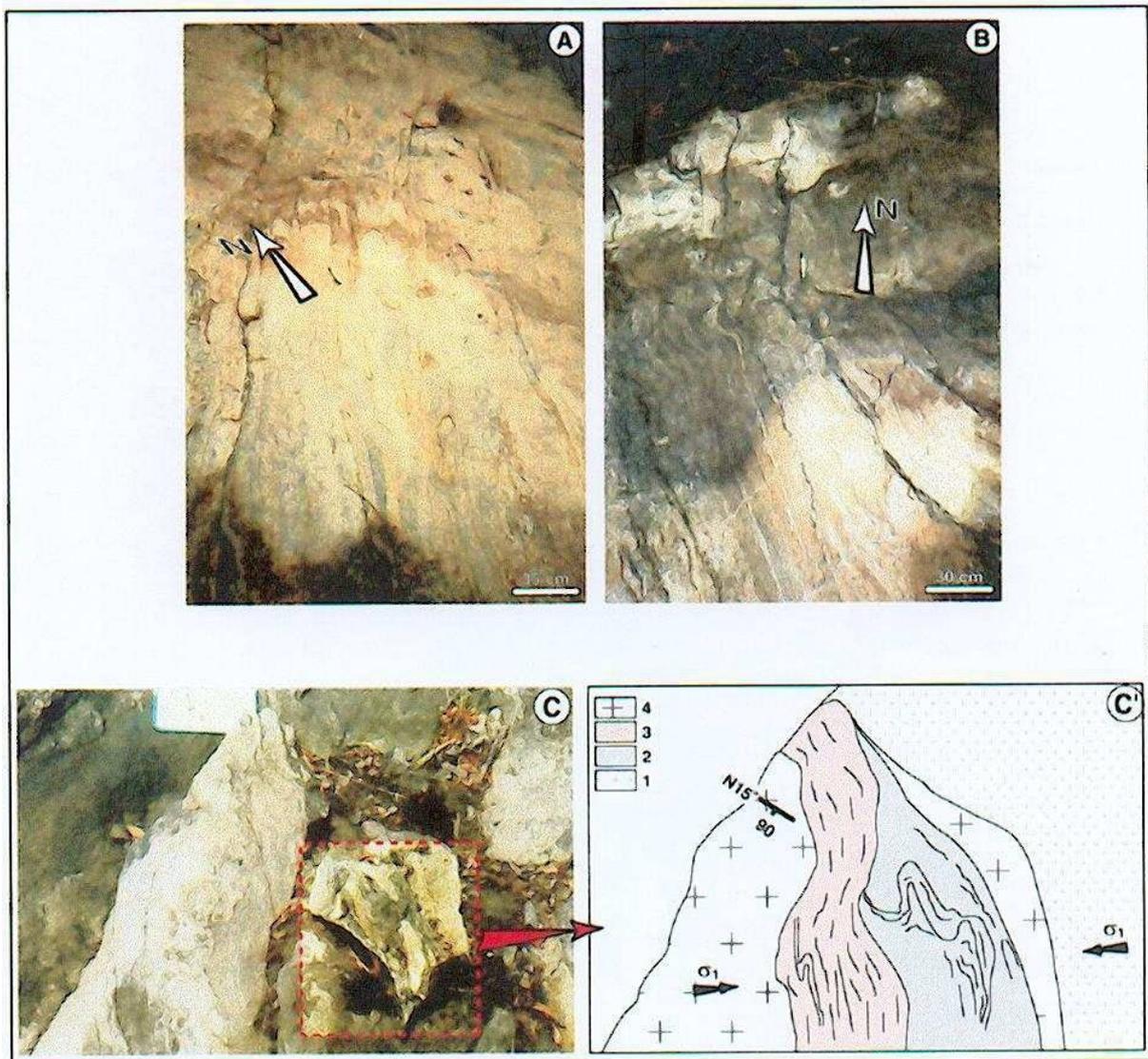


Figure IV- 12: Planche photographique montrant le rubanement lit-à-lit dans les massifs de Gohitafla (A) et Ouréïtafla (B); (C) et (C'): microplis d'écoulement dans les enclaves surmicacées du massif de Ouréïtafla. - 1=corps granitique; 2=faciès plus sombre; 3=enclave surmicacée; 4=pegmatite.

L'organisation régulière du rubanement subvertical (R_b) le long de ces fractures sénestres également subverticales, la présence de structures de type C/S attestent du caractère

synchrone de ce rubanement (R_b) et les fractures. Sur le terrain, les fractures dextres recoupent les rubanements et montrent un caractère plus tardif de la mise en place du massif (fractures remplies quartz ou de pegmatite). La présence fréquente des fractures au toit du massif montre également leur caractère tardif par rapport à la mise en place du massif.

B) LE MASSIF DE OUREÏTAFLA

Le massif de Ouréïtafla est localisé à la bordure est du granite de Gohitafla. Le rubanement est plus marqué et le plus souvent subvertical. Les enclaves surmicacées qui définissent ce rubanement sont souvent courbes et suivent la bordure du massif pour se confondre avec les fractures subméridiennes sénestres. Ces enclaves surmicacées sont affectées de microplis en condition d'écoulement. Dans un plan vertical perpendiculaire à ces enclaves (fig. IV-12C&C'), les microplis indiquent des mouvements inverses subverticaux en bordure ouest du massif. Signalons que ce genre de microplis a été également décrit dans l'ultramylonite de Zuénoula (voir fig. III-22). Le raccourcissement subhorizontal est à l'origine de la formation de ces microplis, comme indiqué sur la fig. IV-12C'.

Les arguments de terrain permettent de suggérer:

- (i)- un synchronisme entre les microplis "d'écoulement" et la mise en place du granite: *plan d'aplatissement des enclaves subparallèle au granite (et/ou à la pegmatite), microplis identiques dans le faciès granitique légèrement plus sombre,*
- (ii)- un synchronisme entre les fractures cisailantes sénestres méridiennes et les enclaves : *présence de structures C/S sénestres dans le plan horizontal dans les enclaves, subparallélisme entre les enclaves et ces fractures, linéation subhorizontale et portée par le rubanement.*

En résumé, le rubanement qui affecte le massif de Ouréïtafla est à la fois la conséquence de la mise en place du granite et des cisaillements décrochants sénestres. La présence de fractures décrochantes (remplies de quartz et pegmatite) globalement perpendiculaires au rubanement (fig. IV-12B), montre leur postériorité à la mise en place du granite, probablement en contexte relaxatif. Une analyse plus détaillée des enclaves surmicacées du massif de Oureïtafla est exposée au *paragraphe II-2-2B*.

C) LE MASSIF AU NORD DE OUREÏTAFLA

Les foliations mesurées ont toutes un azimut vers le SW-SE. Les pendages sont faibles ($< 45^\circ$). La présence d'enclaves surmicacées aplaties permet de mieux identifier la foliation. Localement, une seconde foliation très peu marquée est sécante sur la première avec un azimut N-NE et des pendages également faibles. Très peu de fractures ont été relevées. Cependant, lorsqu'elles apparaissent, elles sont remplies de pegmatite et recourent les foliations sur une direction $N90^\circ E$. Dans ce massif, la linéation portée par la foliation change de direction (azimut NW-SE) mais reste subhorizontale.

D) LE MASSIF DU CAMPEMENT SENOUFO

Le massif du campement Senoufo est situé au SE des massifs de Gohitafla et Ouréitafla. Le type pétrographique dominant est un granite à biotite avec très peu de muscovite. La foliation, très peu marquée, est matérialisée par un aplatissement des micas, du quartz et des feldspaths. Localement, de petits cristaux subautomorphes (2 à 5 mm) de feldspath indiquent la foliation. La plupart des mesures de terrain indiquent un azimut vers le NE. La linéation est subhorizontale avec un azimut vers le SW. Lorsque l'on se rapproche du massif de Gohitafla, cette linéation change de direction (vers le NE-E). Nos observations microscopiques et magnétiques nous permettront de préciser la signification de ces structures.

E) LE MASSIF DE GUERIAFLA

Le massif de Guériafla est situé à l'extrême SE des massifs décrits plus haut. Il affleure sous forme de grandes collines allongées, ce qui permet de mieux observer les structures sur de plus grandes superficies.

C'est un granite à biotite dominante et qui s'enrichit en muscovite sur sa bordure est. Sur sa bordure NE affleurent des types pegmatitiques à grenat de taille d'environ 2 mm. Comme dans le massif du campement Senoufo, la foliation est peu marquée conférant ainsi une structure linéaire au massif. Cependant nous pouvons à certains endroits identifier une foliation. Elle est la conséquence de l'aplatissement des minéraux et de quelques enclaves surmicacées. Les pendages sont faibles ($< 30^\circ$). Lorsque les pendages sont redressés, de

petites zones de cisaillement confèrent une texture d'orthogneiss au granite. La foliation a un azimut NE ou SW. La linéation portée par la foliation est subhorizontale et orientée NE-SW.

II-2-2: Etude microscopique des structures

L'étude des lames minces montre que les minéraux ont subi une faible déformation. On note toujours un alignement des micas et un étirement du quartz. Les structures révèlent que la déformation s'est déroulée entre l'état sub-magmatique et l'état solide avec recristallisation en bordure des massifs. La coupe depuis le massif de Gohitafla jusqu'au massif de Guériafla permet de mieux comprendre les différentes étapes de la déformation. Ensuite, nous avons essayé d'interpréter les mécanismes qui affectent les enclaves surmicacées du massif de Ouréitafla.

A) COUPE GOHITAFLA-GUERIAFLA (fig. IV-13 A-F)

Cette coupe montre une intensification de la déformation depuis le massif de Gohitafla jusqu'au massif de Guériafla. En se basant sur les classifications de Paterson *et al.* (1989) et Bouchez *et al.* (1992), nous pouvons distinguer trois grandes étapes dans la déformation:

Étape 1: les minéraux ne montrent aucune structure de déformation. Les micas (biotite + muscovite) sont automorphes et ne montrent pas d'orientation préférentielle, ni de recristallisation dynamique (A). Le quartz et le microcline sont peu aplatis. Le plagioclase subautomorphe montre des bordures de recristallisation dynamique (A & B). Les fractures qui traversent le plagioclase sont remplies de quartz et feldspath potassique qui sont en continuité optique avec le quartz et le feldspath potassique à l'extérieur (B). Ce type de structures est caractéristique d'une déformation à l'état sub-magmatique. Cette première étape s'observe dans le massif du campement Senoufo (D). La présence de phénocristaux de feldspaths plus ou moins orientés est en accord avec une déformation sub-magmatique.

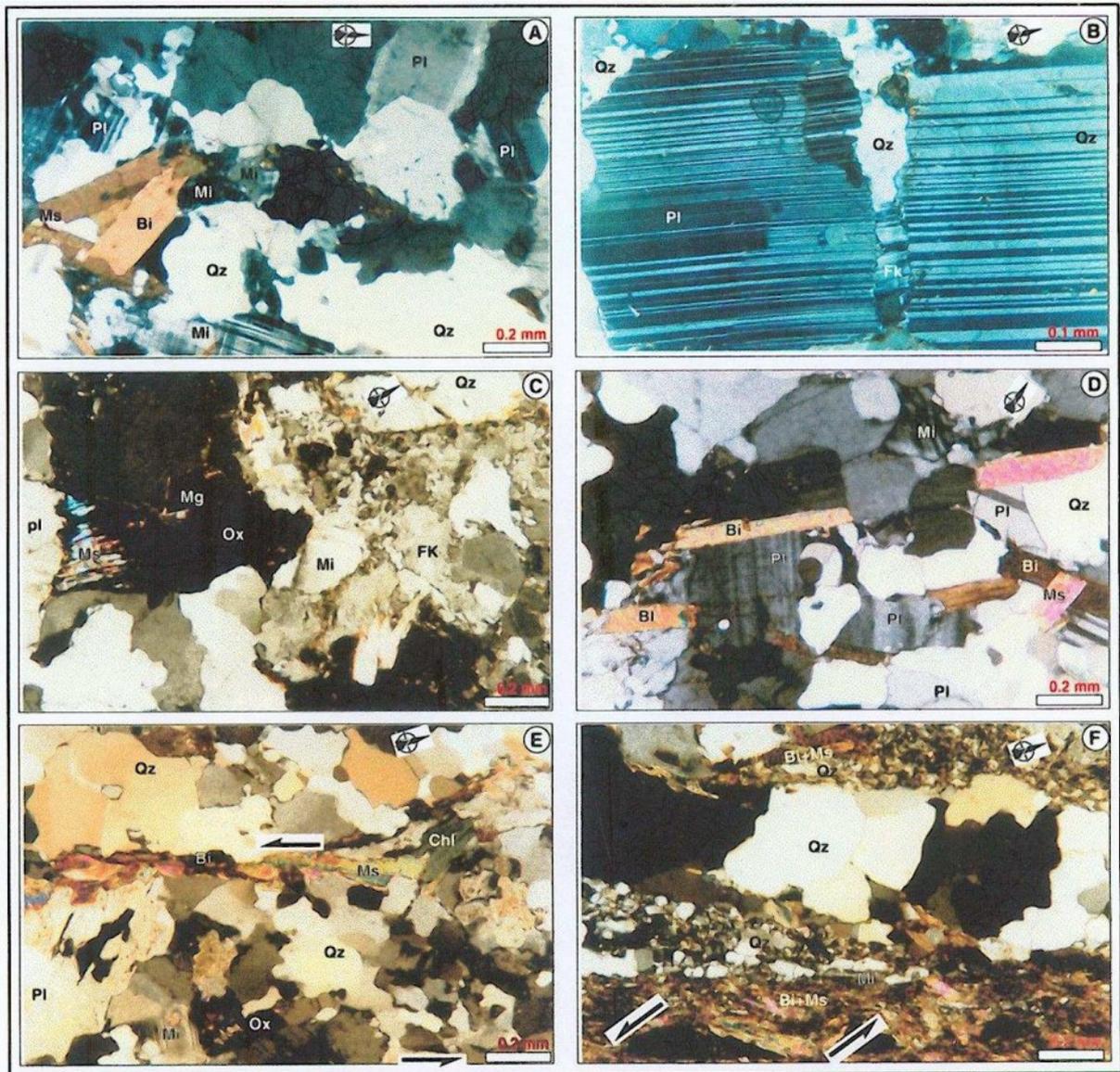


Figure IV- 13: Planche photographique montrant les différentes microstructures suivant la coupe Gohitafla-Guériafla (voir texte pour les commentaires). Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite; Chl=chlorites; Ox=oxydes; Mg=magnétite; Mi=microcline.

Etape 2: le quartz, en particulier, montre une forte recrystallisation interne (C). On note également une recrystallisation épitaxiale de la muscovite et/ou d'oxydes aux dépens de la biotite. Quelques fractures affectent les minéraux mais n'indiquent pas de sens de déplacement. Cette déformation s'apparente plus à une déformation sub-solidus à tardive. Remarquons que ces structures sont localisées entre les massifs de Gohitafla et du campement Senoufo.

Étape 3: les minéraux montrent une plus nette déformation, en particulier le quartz et les micas. Des structures de type C/S apparaissent. De la bordure ouest à la bordure est du massif de Guériafla, les microstructures montrent nettement une évolution progressive (E & F).

Dans un premier temps, les micas sont peu plissés et orientés dans les plans C préférentiellement. Le quartz diminue de taille et montre souvent des sous-structures (ou sous-joints). Les agrégats de quartz s'allongent pour former les plans S (E). De grands cristaux de quartz allongés (avec déformation interne) se mettent dans les plans C. Le plagioclase se présente en phénocristaux plus ou moins déformés ou déstabilisés. L'angle entre C et S est voisin de 40°. Le fait que les micas (peu déformés) se mettent principalement dans les plans C ainsi que les caractéristiques des autres minéraux témoigne d'une étape de déformation sub-magmatique à tardive. Ce type de structures a été également décrit par Miller et Paterson (1994). Avant cristallisation totale du magma, les structures C et S naissent et induisent une déformation des minéraux. La présence de chlorite dans les plans C révèle que les conditions de température n'était probablement pas élevées (faciès schistes verts).

Dans un deuxième temps, la déformation de type C/S est plus intense comme le montre la figure IV-13F. La foliation plus nette s'apparente à un rubanement lit-à-lit. On distingue deux étapes dans la déformation:

(i) aplatissage des minéraux, principalement des quartz et feldpaths potassiques, et ségrégation des minéraux pour former des lits sombres (micas) et des lits clairs (quartz et feldpaths). Cette première étape de la déformation correspond au rubanement R_a ;

(ii) cisaillement C et formation de structures C/S correspondant au rubanement R_b . L'angle entre les plans C et S étant très faible, il en résulte que les rubanements R_a et R_b sont proches en direction.

B) LES ENCLAVES SURMICACEES DU MASSIF DE OUREÏTAFLA

Les enclaves surmicacées du massif de Ouréïtafla sont longues de plusieurs dizaines de mètres et larges de quelques centimètres. On les observe essentiellement en bordure ouest du massif. Elles sont constituées essentiellement de quartz, de plagioclase (albite), de biotite dont

certaines cristaux sont riches en inclusions de zircon, de muscovite, d'oxydes, de rares apatites aciculaires dans les micas et de beaucoup de feldspath potassique (principalement la myrmékite). L'ensemble de ces minéraux donne une composition granitique à ces enclaves. La forme et la taille couplées avec une forte concentration de micas donnent aux enclaves un caractère de "*schlieren*" et de "*layerings*" au sens de Didier (1973). La localisation en bordure du massif pourrait correspondre aux stades précoces de la mise en place du massif.

Ces enclaves sont souvent affectées de microplis constitués essentiellement de quartz et feldspaths. La déformation est en général plus intense dans ces enclaves que dans le corps granitique lui-même.

Afin de mieux identifier les structures, nous avons confectionné deux lames minces orientées perpendiculairement: la première lame recoupe les microplis dans le plan vertical; la seconde lame recoupe la foliation dans un plan horizontal et contient dans son plan la linéation minérale mesurée sur le terrain (fig. IV-14).

Description des structures dans le premier plan (fig. IV-14 A, B, C, D)

L'ensemble des microstructures est généralement organisé en plans C/S.

A l'intérieur des microplis, le quartz est souvent recristallisé en grains fins plus ou moins allongés qui s'organisent pour former des rubans. La taille des grains de quartz recristallisé et leur orientation montrent des structures similaires aux rubans de quartz de "type-4" décrits par Boullier et Bouchez (1978). Ces rubans polycristallins de quartz occupent la bordure des microplis et s'organisent autour des feldspaths. Le plagioclase montre souvent une bordure déstabilisée. Les plans de macle s'orientent dans la même direction que les rubans de quartz et les micas. Les cristaux de feldspath potassique sont de grande taille et peuvent occuper toute la largeur du pli.

En dehors des microplis, les minéraux constitutifs des enclaves sont essentiellement des micas (biotite et muscovite) et quelques rares cristaux de quartz et phénocristaux de feldspaths. Sur les flancs des plis, la déformation des micas est associée à des plans C, induisant ainsi des structures sigmoïdes (S). Les déplacements des micas sont inverses par rapport aux plis, avec un léger déversement vers l'Ouest. Ces observations microscopiques confirment nos descriptions macroscopiques. Les plans C ne semblent pas affecter les microplis et ne sont limités qu'en leurs bordures (fig. IV-14 A, B, C). Ces observations permettent de supposer que les structures C/S sont engendrées par les microplis. Ceci est appuyé par la rotation des plans C, notamment aux charnières des microplis (fig. IV-14 C).

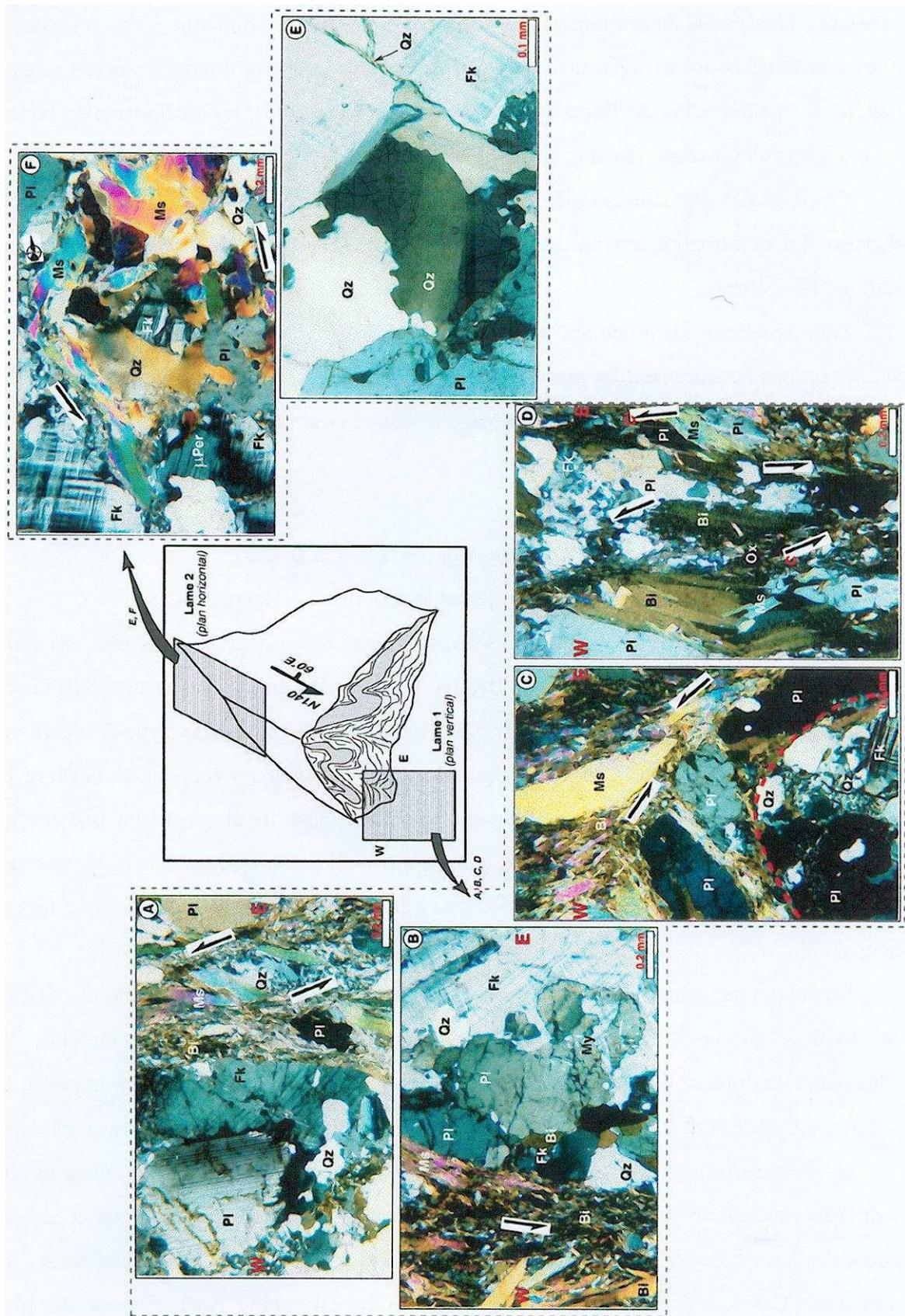


Figure IV- 14: Planche photographique montrant l'agencement des minéraux dans les microplis des enclaves surmicacées du massif de Ourëtafla (voir texte pour les commentaires). Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite; Chl=chlorites; Ox=oxydes; µPer=microperthites.

Dans ce cas, les structures de déformation en C/S proches des microplis sont liées à la formation de ces microplis. Ce dispositif peut être expliqué par la différence de compétence entre les microplis et la matrice plus phylliteuse. Comme nous l'avons vu plus haut, les microplis semblent s'être formés au cours de la mise en place du granite, dans les stades précoces. On peut dans cet autre cas conclure que les structures C/S sont également contemporaines de la mise en place du granite.

A la charnière des microplis, des sigmoïdes et fractures apparaissent dans le plagioclase. Les micas souvent recristallisés assurent la liaison entre les phénocristaux de feldspaths (fig. IV-14 C).

Lorsqu'on s'éloigne des microplis, les micas et le quartz sont également affectés par une déformation ductile. Les structures C/S persistent mais ne sont pas homogènes. Sur les premières structures C/S engendrées par les microplis, se superposent d'autres structures C/S que nous désignons respectivement C'/S'. Ceci se traduit par différentes orientations des plans C dans la lame; les structures C/S sont plus ou moins courbes et subparallèles aux flancs des microplis, tandis que les structures C'/S' sont rectilignes et subverticales (fig. IV-14 C & D).

Les C'/S' montrent également des mouvements inverses. Comme nous l'avons vu plus haut, les enclaves du massif sont généralement de forme courbe et suivent la bordure du massif. Elles sont recoupées par des fractures décrochantes ductiles à l'échelle régionale. A certains endroits, les fractures sont parallèles à l'orientation des enclaves. Cette structuration dans le plan horizontal s'effectue également dans le plan vertical où les structures C/S et C'/S' sont confondues.

Description des structures dans le deuxième plan (fig. IV-14 E & F)

Les structures de déformation ductile sont présentes avec des fabriques C/S inverses (fig. IV-14 F). Le quartz se présente sous la forme de nombreux sous-grains en forme d'échiquier ("chess-board") (fig. IV-14 E), indiquant qu'il a subi une déformation à l'état solide et à haute température (Djouadi *et al.*, 1997). Le feldspath potassique est fortement recristallisé, en particulier sur ses bordures, en quartz et microperthites (fig. IV-14 F). Le remplacement du plagioclase par des microperthites ainsi que la présence d'épidotes résulteraient de phénomènes qui interviennent dans des conditions de métamorphisme de basse température dans les granites (Pryer et Robin, 1995). La muscovite étirée ou non, présente des bordures de recristallisation dynamique (grains plus petits, et bordures floues).

En résumé, les enclaves surmicacées du massif de Ouréitafla sont affectées par des structures de déformation ductile de type C/S. Deux étapes de déformation peuvent être décrites: (i) la première étape, engendrée par les microplis (synchrones de la mise en place du granite), induit des structures C/S subparallèles aux flancs des microplis; (ii) la deuxième étape de déformation est liée aux fractures décrochantes subméridiennes et détermine également des structures C'/S' qui peuvent se superposer aux premières.

La présence:

- de feldspaths plus ou moins déstabilisés en leurs bordures, de quartz en rubans de "type-4" et/ou de sous-grains en forme d'échiquier;
- de myrmékite poecilitique dans le plagioclase et le feldspath potassique;
- de forte recristallisation des micas, montrent que la déformation de ces enclaves s'est déroulée dans des conditions de température supérieure à 550°C selon la classification de Schofield et D'Lemos (1998). Cependant, la présence de minéraux tels que la chlorite pourrait indiquer des températures inférieures à 500°C.

II-3: ETUDE MAGNETIQUE

II-3-1: Susceptibilité magnétique

Pour l'ensemble des sites, les valeurs de susceptibilité sont comprises entre 2×10^{-5} SI et 1189×10^{-5} SI. La susceptibilité varie aussi bien d'un massif à l'autre qu'à l'intérieur d'un même massif (fig. IV-15). Dans la plupart des cas, un même échantillon peut présenter à la fois des valeurs faibles et des valeurs fortes de susceptibilité. Cela peut s'expliquer, d'une part, par la quantité de biotite constituant la phase paramagnétique essentielle et, d'autre part, par la dissémination des oxydes de fer et de magnétite dans la roche. Ce type de comportement a été également décrit dans d'autres plutons granitoïdes (Archanjo *et al.*, 1992).

Au Sud du massif de Ouréitafla, par exemple, un type pétrographique à biotite peut, à certains endroits, contenir de l'hématite et/ou de la magnétite. La plus faible susceptibilité mesurée est d'environ 38×10^{-5} SI, avec des valeurs intermédiaires (550×10^{-5} SI) tandis que la plus forte susceptibilité atteint 2648×10^{-5} SI. Dans le massif de Guériafla, la plupart des sites ont une susceptibilité supérieure à 100×10^{-5} SI. Plus on approche les grandes structures cisailantes (vers l'Est), plus la susceptibilité est grande ($\approx 820 \times 10^{-5}$ SI). La plus faible

susceptibilité dans ce massif ($\approx 2 \times 10^{-5}$ SI) a été mesurée dans un type pétrographique très riche en muscovite. Le massif du campement Senoufo permet d'observer également des variations de susceptibilité ($\Delta \approx 4 \cdot 10^{-3}$ SI) d'Ouest en Est. D'une façon générale, nous pouvons dire que la susceptibilité magnétique mesurée est le résultat de la contribution, à la fois, des phases paramagnétiques et des phases ferromagnétiques. La différence de susceptibilité entre les bordures ouest et est des massifs permet donc de suggérer une zonation magnétique.

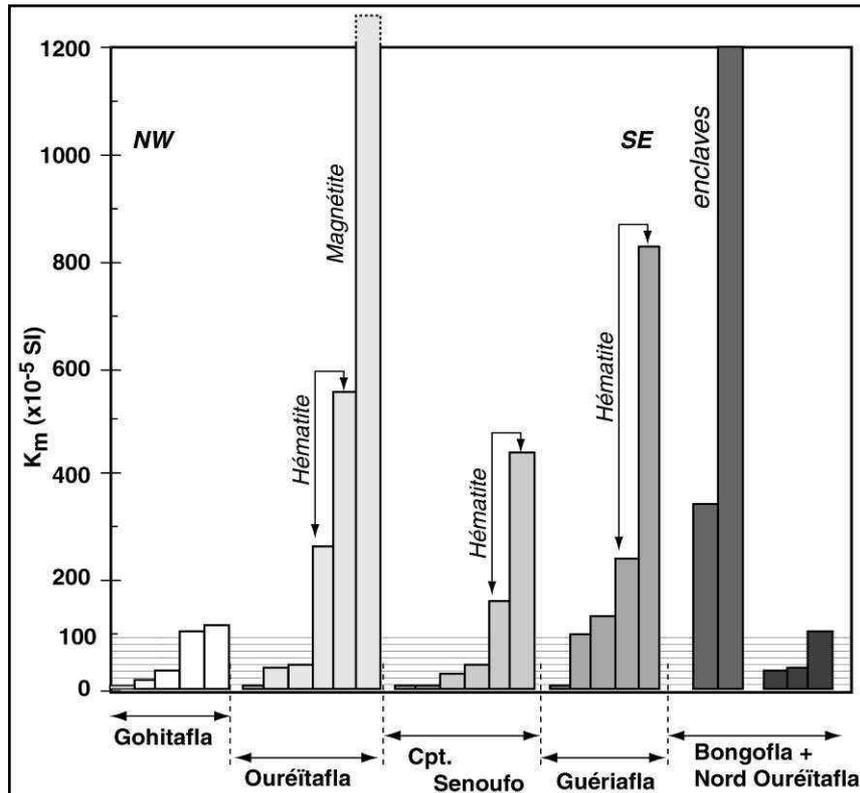


Figure IV- 15: Histogrammes des valeurs de susceptibilités moyennes des massifs de Gohitafla-Ouréïtafla-Campement Senoufo-Guériafla

La compilation de la susceptibilité magnétique dans l'ensemble des massifs met en évidence la répartition suivante:

K_m ($\times 10^{-5}$ SI)	Pourcentages
[2 - 10[18,5
[10 - 100[29,6
[100 - 250[25,6
[250 - 500[11,1
[500 - 1000[7,5
> 1000	7,3

Tableau IV- 1: Tableau de répartition des valeurs de susceptibilités moyennes dans les massifs. Notons que la plupart des valeurs sont comprises entre 2×10^{-5} SI et 250×10^{-5} SI.

Notons que les valeurs de susceptibilité des massifs étudiés sont sensiblement plus élevées que dans les granitoïdes à deux micas d'âge beaucoup plus récent (hercynien). Nous avons représenté dans le tableau IV-2 quelques valeurs de susceptibilité de massifs granitiques étudiés par d'autres auteurs. Les fortes valeurs de susceptibilité sont peut-être liées à l'âge des formations et à l'intensité de la déformation.

Massif	Localité	Age	Pétrographie	Km (x10-5 SI)	Auteurs
Gangotri, Manaslu & Everest	Haut Himalaya Tibet	25-15 Ma	Leucogranites	0.2 - 10	Rochette <i>et al.</i> (1994)
Monte Capane	Elbe, Italie	fin Miocène à Quaternaire	Granodiorite	10 - 20	Bouillin <i>et al.</i> (1993)
Hombrei-Sta Eulalia	Nord Espagne	302±12 Ma à 298±5 Ma	Gr. à 2 micas Gr. à biotite	1 - 10 4 - 14	Aranguren (1997)
Guitiriz	Nord Espagne	318±4,2 Ma	Gr. à 2 micas	2 - 15	Aranguren <i>et al.</i> (1996)
Staré Mestó	NE chaine Bohe-mienne; Sud Pologne	Varisque	Tonalite	20 - 80	Parry <i>et al.</i> (1997)
Granite de Bignan	Massif Armoricaïn	Varisque	Granodiorite + Leucogranite	1.3 - 39.5	Vaumoron (1996), <i>non publié</i>
Pluton de Néouvielle	Pyrénées	300±20 Ma Varisque	Monzogranite Granodiorite Quartzdiorite	< 20 20 - 30 > 30	Gleizes <i>et al.</i> (1997)
Mont-Louis Andorra	Est-Pyrénées	Varisque 277±7 Ma	Leucogranite Monzogranite Granodiorite Tonalite	< 10 10 - 14 14 - 30 > 30	Bouchez et Gleizes (1995)
Pluton de Foix	Pyrénées Centrales	300 Ma	Leucogranite Monzogranite Granodiorite Quartzdiorite	< 5 < 18 18 - 25 > 25	Bouchez <i>et al.</i> (1990)
Séridó	NE Brésil	Panafricain 600 Ma	Gr. calco-alc. à alcalins	10 - 1400	Archanjo <i>et al.</i> (1992)
Tesnou	Hoggar	Panafricain 750 - 550 Ma	Monzogranite à Syénogranite	10 - 50	Djouadi <i>et al.</i> (1997)
Tioueïne	Algérie		Gr. calco-alc. + dykes circulaires de Syénite à Qz	50 - 400 400 - 600	
Toro	Nigéria	Panafricain	Gr. porphyroïde Tonalite Diorite	10 - 1000 10 - 2000 1800 - 7190	Deleris (1995)
Lebel Stock	Abitibi (bouclier canadien)	2680 Ma (Archéen)	Syénite	3700	Cruden et Launeau (1994)
Tenkodogo	Burkina Faso (Cr. Ouest Afric.)	Tardi-birimien	Monzogranite + Syénogranite	5 - 1000	Lompo <i>et al.</i> (1995)

Tableau IV- 2: Synthèse des valeurs de susceptibilités moyennes de différents massifs granitoïdes selon leur âge. Plus le granite est riche en minéraux ferromagnésiens et ancien, plus il est susceptible.

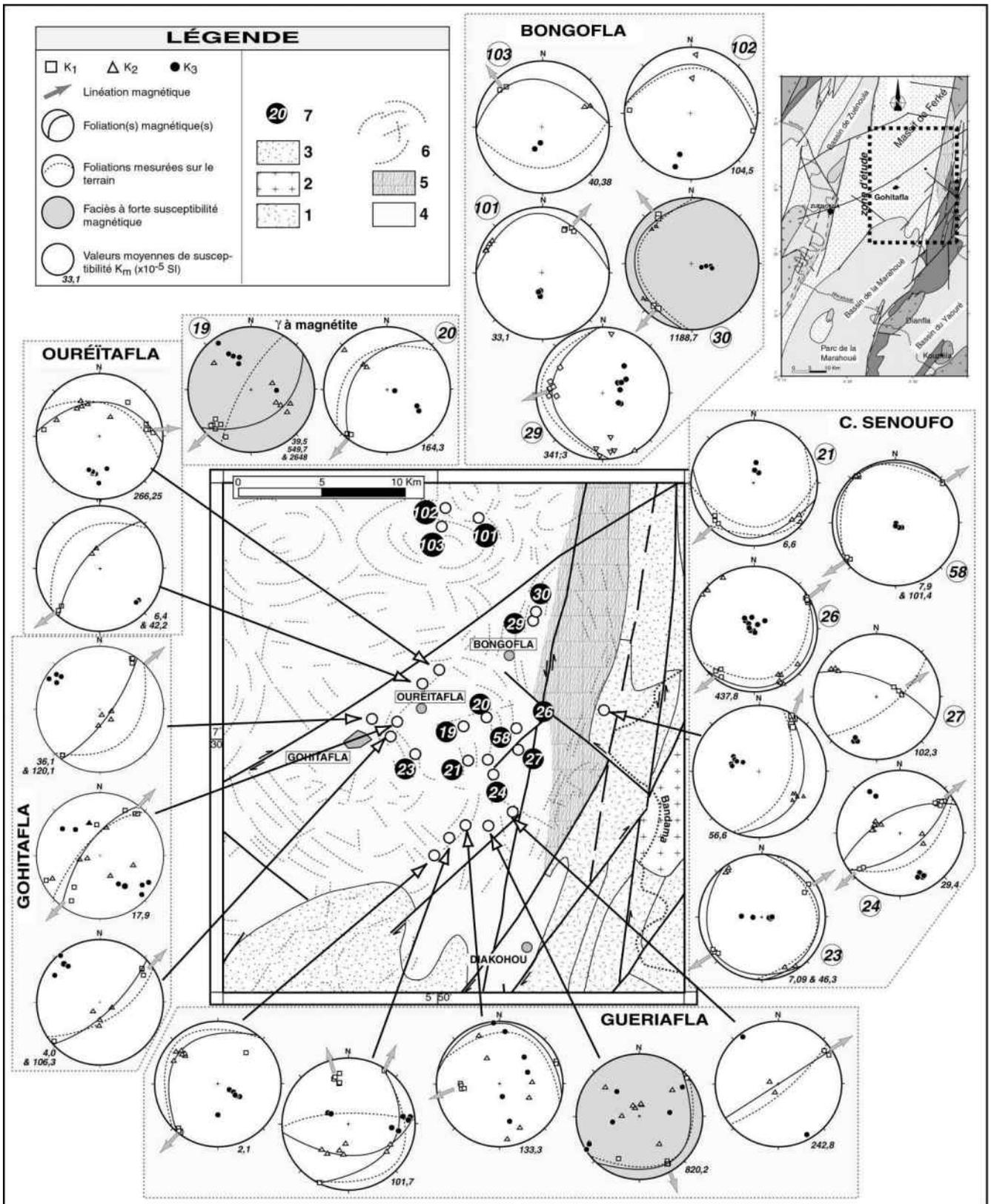


Figure IV- 16: Orientation des principaux axes magnétiques. Représentation des foliations (K₁/K₂) et linéations (K₁) magnétiques; Comparaison avec les mesures de terrain et les données linéamentaires. - 1=volcanisme andésitique et formations associées; 2=granitoïdes divers; 3=sédiments et volcano-sédiments; 4=batholite de Ferké; 5=couloir mylonitique et orthogneiss; 6=structures linéamentaires par téléalalyse satellitale; 7=numéro de site ASM.

II-3-2: ASM et fabriques minérales

Nous avons représenté dans la figure IV-16, la synthèse des mesures d'orientation des linéations et des foliations magnétiques ainsi que les foliations mesurées sur le terrain.

Dans la majorité des cas, les foliations magnétiques coïncident avec les foliations mesurées sur le terrain. La linéation magnétique est orientée NE-SW et quelquefois NW-SE (cas de la bordure est du massif de Guériafla et du massif au Nord de Ouréïtafla) avec un pendage subhorizontal à 20°. Lorsque les deux plans sont discordants, leur intersection est définie par l'axe K_1 (ou linéation magnétique). Cela s'observe en particulier lorsque les pendages des foliations sont élevés: bordures est des massifs du campement Senoufo et de Guériafla. La linéation magnétique, dans ce cas, peut être interprétée comme une *linéation magnétique d'intersection* indiquant une fabrique magnétique composite comme l'ont également montré les travaux de Riller *et al.*, (1996). Il est donc important de savoir si les fabriques magnétiques correspondent à des fabriques magmatiques ou non. Rappelons que la plupart des massifs présentent deux fabriques planaires distinctes:

- une fabrique à faible pendage ($< 45^\circ$) correspondant à une déformation à l'état sub-magmatique. Lorsque la déformation est à l'état sub-solidus, les pendages tendent à se verticaliser;

- une fabrique à fort pendage indiquant une déformation à l'état solide, induite par des plans de cisaillement C.

En se basant sur les observations effectuées sur le terrain et à l'échelle microscopique ainsi que sur nos données magnétiques, plusieurs remarques peuvent être faites:

(i): l'orientation des fabriques magnétiques est indépendante de l'intensité de la susceptibilité magnétique: quelque soit la valeur de K_m , l'orientation des fabriques planaires est fonction de l'orientation locale (au niveau de l'échantillon ou du site) des minéraux porteurs. Dans les zones où domine la déformation à l'état sub-magmatique, la biotite est responsable de la fabrique magnétique lorsque $K_m < 50 \times 10^{-5}$ SI. Lorsque la susceptibilité est élevée ($> 100 \times 10^{-5}$ SI), la fabrique magnétique est comparable à l'orientation des cristaux d'oxydes et/ou de magnétite. C'est le cas dans le massif de Bongofla (*n°30 de la Figure IV-16*)

où nous avons observé une enclave aplatie (N10/20°W) d'une vingtaine de mètres. Cette enclave est peu déformée: la biotite est allongée et le plagioclase est étiré et fracturé. Les grains de magnétite sont automorphes et alignés dans la même direction que les autres minéraux. Le caractère peu déformé de cette enclave dans une roche qui présente une déformation à l'état sub-magmatique confirme l'empreinte magmatique de la fabrique magnétique. Dans les zones affectées par des déformations intervenant entre l'état sub-solidus et l'état solide, les foliations magnétiques mesurées sont comparables aux foliations mesurées sur le terrain.

(ii): la comparaison des différentes étapes de déformation de l'ensemble des massifs avec celles du massif du village Mossi permet de montrer que la déformation est d'abord marquée par un aplatissement à l'état sub-magmatique. Lorsque la déformation se déroule ensuite à l'état solide, l'ellipsoïde magnétique de la déformation finie indique alors une constriction. Ceci est en accord avec la structure plus linéaire des massifs observés sur le terrain. La plupart des valeurs de T sont inférieures à 0 et le rapport $L_{\text{magn}}/F_{\text{magn}}$ est supérieur à 1 (fig. IV-17A et B). La représentation de T en fonction de K_m (fig. IV-17C) (sans les sites à magnétite dominante), montre une corrélation négative: plus K_m est élevée, plus la valeur de T est faible. L'apparition fréquente d'oxydes dans les zones de déformation à l'état solide augmente la valeur moyenne de susceptibilité (cas des bordures est des massifs du campement Senoufo et de Guériafla). La valeur de T est alors plus faible, ce qui confirme la prédominance de structures constrictives sur la bordure de ces massifs.

Pour chaque massif, l'augmentation du degré d'anisotropie ($P\%$) lorsque la susceptibilité (K_m) augmente (fig. IV-17D) est interprétée comme résultant d'une élévation de la teneur en oxydes de fer dans les différents sites selon Borradaile (1987). Pour les sites à faible susceptibilité ($<50 \times 10^{-5}$ SI), le degré d'anisotropie est relativement plus faible (5-30 %). Plus la susceptibilité est forte ($> 50 \times 10^{-5}$ SI), plus le degré d'anisotropie est élevé. Ce fort degré d'anisotropie peut être relié au caractère ferromagnétique des roches (cas des sites à très forte susceptibilité). On remarque aussi que lorsque le degré d'anisotropie corrigé (P_j) augmente, le paramètre T augmente (ellipsoïde magnétique planaire) ou diminue (ellipsoïde magnétique linéaire). La courbe de tendance moyenne de la figure IV-17A montre que la déformation planaire, qui caractérise la mise en place des massifs granitiques étudiés (structures sub-magmatiques à sub-solidus), est à anisotropie très forte. Cette anisotropie diminue et augmente à nouveau lorsqu'on passe à une déformation linéaire (à l'état solide) sur

les bordures des massifs. Il a été souvent observé une augmentation du degré d'anisotropie $P\%$ lorsque la déformation est associée à des cisaillements ductiles (Bouchez *et al.*, 1990; Archanjo *et al.*, 1992; Cruden et Launeau, 1994; Bouchez et Gleizes, 1995; Aranguren *et al.*, 1996; Aranguren, 1997; Djouadi *et al.*, 1997). Nos résultats ASM montrent que le fort taux d'anisotropie est à la fois lié la fabrique planaire sub-magmatique et à la fabrique linéaire associée souvent aux fractures décrochantes. Même si le fort taux d'anisotropie est influencé par le caractère ferromagnétique des roches, il reste cependant élevé dans les zones à susceptibilité faible ($< 50 \times 10^{-5}$ SI), contrairement aux granites paramagnétiques de même type de déformation sub-magmatique. Ces résultats concordent en partie avec ceux obtenus dans le massif du village Mossi. La différence réside dans une déformation plus linéaire de ces derniers massifs. La forte susceptibilité (K_m) et le fort degré d'anisotropie ($P\%$) constituent des caractères particuliers aux massifs du batholite de Ferké par rapport aux massifs granitoïdes étudiés par les auteurs cités plus haut.

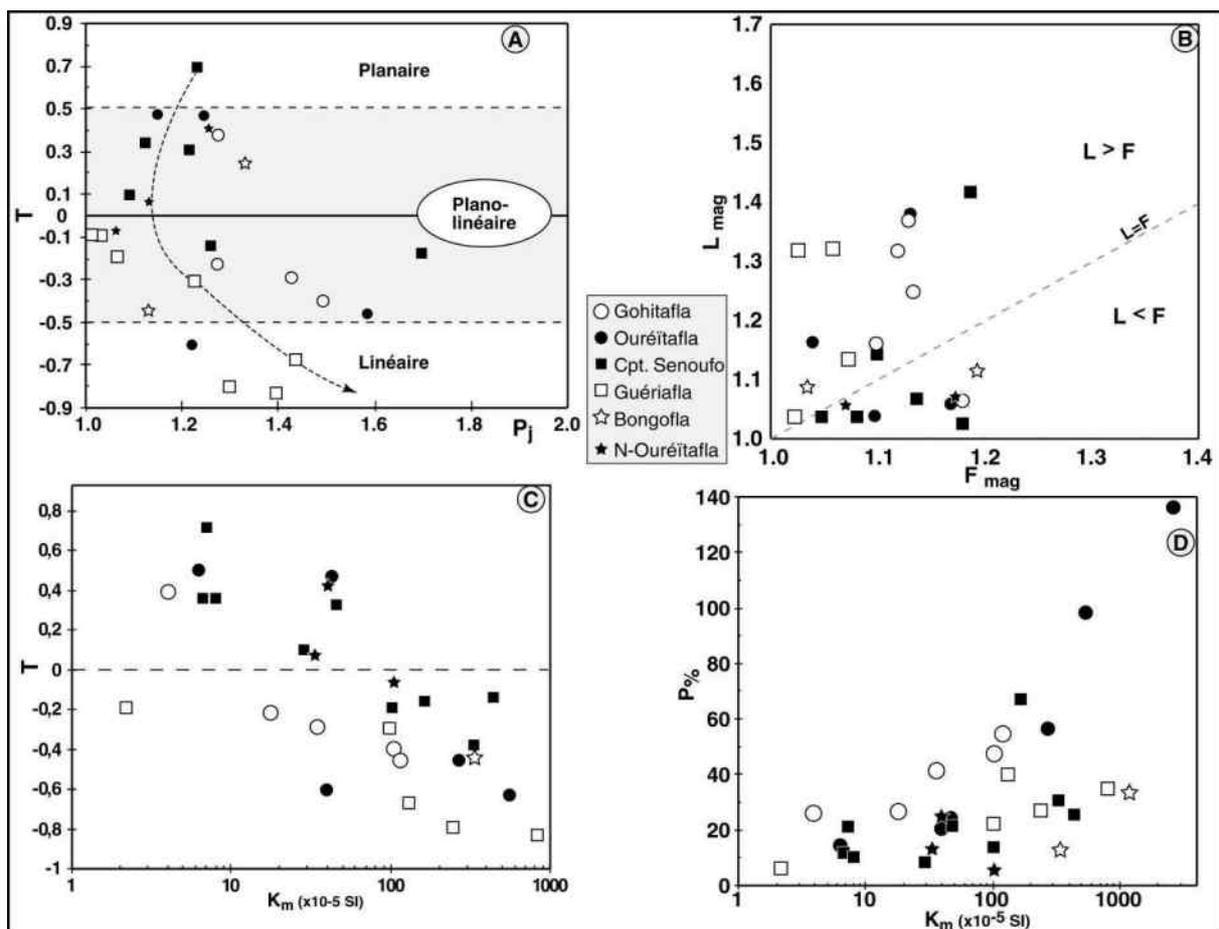


Figure IV- 17: Diagrammes montrant: A: l'évolution de la forme de l'ellipsoïde magnétique depuis la déformation sub-magmatique jusqu'à la déformation ductile à l'état solide; B: diagramme de Flinn;

C: relations entre T et K_m ; D: relations entre K_m et $P_{\%}$, augmentation de la teneur en minéraux ferromagnésiens lorsque le degré d'anisotropie augmente.

II-4: INTERPRETATION ET DISCUSSION DES DONNEES STRUCTURALES

Résultats obtenus

Les massifs de Gohitafla-Ouréitafla-campement Senoufo et Guériafla sont plus ou moins déformés. L'analyse structurale a permis de montrer que ces massifs ont enregistré trois étapes de déformation:

- la première étape est caractérisée par une déformation à l'**état sub-magmatique**. Les micas sont alignés mais ne montrent pas de déformation plastique. Les feldspaths sont parfois fracturés. Les fractures remplies de quartz et feldspath potassique sont interprétées comme liées à la mise en place du granite avant cristallisation complète du magma. Le quartz est très peu recristallisé. Les pendages des foliations associées à cette étape sont faibles et modérés;
- la deuxième étape est caractérisée par des déformations à l'**état sub-solidus**. Le quartz montre une recristallisation en grains de petite taille qui s'organisent en sigmoïdes entre différents plans C. Les plans C sont occupés par les micas (muscovite et biotite) qui ne montrent pas de véritable structure de déformation. La formation des plans C/S intervient probablement à la fin de la cristallisation du magma à des températures modérées (présence de chlorite) n'excédant pas 400°C (Winkler, 1979). Cette étape est moins exprimée que les deux autres, c'est pourquoi elle est moins souvent décrite;
- la troisième étape est caractérisée par des déformation à l'**état solide**. Elle est continue et non homogène. L'intensification de la déformation conduit à des structures de type C/S qui se superposent aux structures d'aplatissement de la première étape ou aux structures de type C/S engendrées par les microplis (eux-mêmes attribués à la mise en place du massif de Ouréitafla). La présence de sous-grains en échiquier dans le quartz montre que la déformation a commencé à être enregistrée dès les étapes de haute température avec une forte recristallisation des micas et du quartz. Les pendages des foliations associées à cette étape sont redressés et plus généralement subverticaux.

Les données magnétiques ont permis de montrer que les massifs sont généralement ferromagnétiques avec cependant des faciès paramagnétiques au sens strict. Ceci est en accord avec l'observation des hétérogénéités pétrographiques dans les roches étudiées. Les foliations magnétiques sont subconcordantes aux foliations mesurées sur le terrain. Lorsque les deux fabriques (magnétique et mesure de terrain) sont sécantes, la linéation magnétique est une linéation d'intersection qui résulte des deux plans.

Interprétation et discussion

La comparaison des fabriques magnétiques et de celles mesurées sur le terrain montre que les foliations, d'une manière générale, ne sont pas toutes orientées dans la même direction.

Lorsque la foliation sub-magmatique est préservée, sa trajectoire décrit des courbes au

sein d'un même massif. On peut observer ce type de structures au Nord de Ouréitafla et à la bordure ouest du massif du campement Senoufo. Les enclaves surmicacées du massif de Ouréitafla révèlent particulièrement bien la variation de la direction de la foliation sub-magmatique. Il existe également une bonne concordance entre la structuration d'ensemble déduite de l'interprétation téléanalytique et celle résultant de la mesure des foliations magnétiques (fig. IV-16). Les linéaments subcirculaires sont matérialisés par l'alignement, localement, des minéraux et des enclaves surmicacées. La coupe Gohitafla-Guériafla a permis de montrer qu'il existe une alternance des microstructures sub-magmatiques et des microstructures à l'état solide jusqu'à la bordure ouest du massif de Guériafla. Cette alternance et la variation du sens du pendage de la foliation sub-magmatique permettent de supposer l'existence de petits plutons ou de massifs. Il est cependant difficile de déterminer les limites cartographiques de ces massifs. Seule l'analyse télé-satellitale permet de les isoler. L'interface entre les différents massifs est souvent matérialisée par une déformation intense et/ou une forte recristallisation des oxydes. Dans cette structuration, les différents plutons ressemblent cartographiquement à des dômes granitiques ou dômes gneissiques (Brun *et al.*, 1981a; Ramsay, 1989; Bouhallier *et al.*, 1993; Bouhallier, 1995). Il faut signalé que nous n'avons jamais observé de matériel métasédimentaire coincé entre les plutons. La coalescence des plutons pourrait s'expliquer par de multiples intrusions.

Les faibles pendages de la foliation magmatique permettent d'envisager une structuration plate, subhorizontale des massifs lors de leur mise en place. De plus l'absence d'assemblage minéralogique de très haute température suggère une mise en place dans des conditions d'épizone. Cette suggestion sera reprise et argumentée un peu plus loin dans l'étude du massif de Danangoro.

A la structuration subhorizontale, se superposent des structures subverticales plus généralement associées aux fractures décrochantes senestres. La préservation des structures magmatiques pourrait s'expliquer, d'abords par l'éloignement, ensuite par la non-homogénéité de la déformation ductile. En d'autres termes la déformation décrochante ne serait pas assez intense pour effacer la déformation liée à la mise en place du granite. Cette déformation ductile décrochante se limiterait aux bordures du massif.

Localement on note une transition progressive entre la structure sub-magmatique et la déformation à l'état solide plus ou moins à haute température (exemple du massif de Guériafla). Ce type de déformation est considéré comme un caractère syntectonique du granite (Hutton, 1988; Karlstrom, 1989). Selon Miller et Paterson (1994), le caractère syntectonique

s'exprime par un refroidissement lent à modéré des plutons ou par la déformation sous de fortes contraintes du granite lors de sa mise en place, notamment le long de fractures dans la croûte moyenne.

III. LES MASSIFS DE KOUREFLA ET DE L'EST DE BONGOFLA

Les massifs de Kouréfla et Bongofla-Est constituent des zones d'intense déformation, respectivement d'une centaine de mètres à quelques kilomètres de large.

Le premier massif est une apophyse granitique située entre les massifs du village Mossi (à l'ouest) et les massifs du secteur de Gohitafla (à l'est). Plus au NW affleure le massif de Vouéboufla, très riche en muscovite. Sa position entre ces différents massifs et plus particulièrement au centre du batholite de Ferké montre que ce ne sont pas seulement les zones de bordures qui sont affectées par d'intenses déformations. La déformation plus marquée en bordure peut être aussi intra-plutonique.

Le massif de Bongofla-Est est situé à l'extrême bordure est du batholite de Ferké. Il constitue la zone de contact entre le granite et les métavolcano-sédiments. feldspaths et quartz.

Bien que fortement déformés, ces deux massifs montrent des différences dans le comportement des minéraux. Ces deux exemples vont nous permettre de mieux analyser le fonctionnement des couloirs décrochants et l'évolution de la déformation.

III-1: ETUDE DES STRUCTURES

III-1-1: Le massif de Kouréfla

L'apophyse granitique présente un développement pegmatitique. Elle est riche en muscovite et en cristaux de feldspath de taille centimétrique (fig. IV-18A). La déformation est caractérisée par une alternance régulière (3 à 5 cm) de fractures de direction N20°. La forme sigmoïde des mégacristaux de feldspath permet de déterminer des sens de mouvements sénestres.

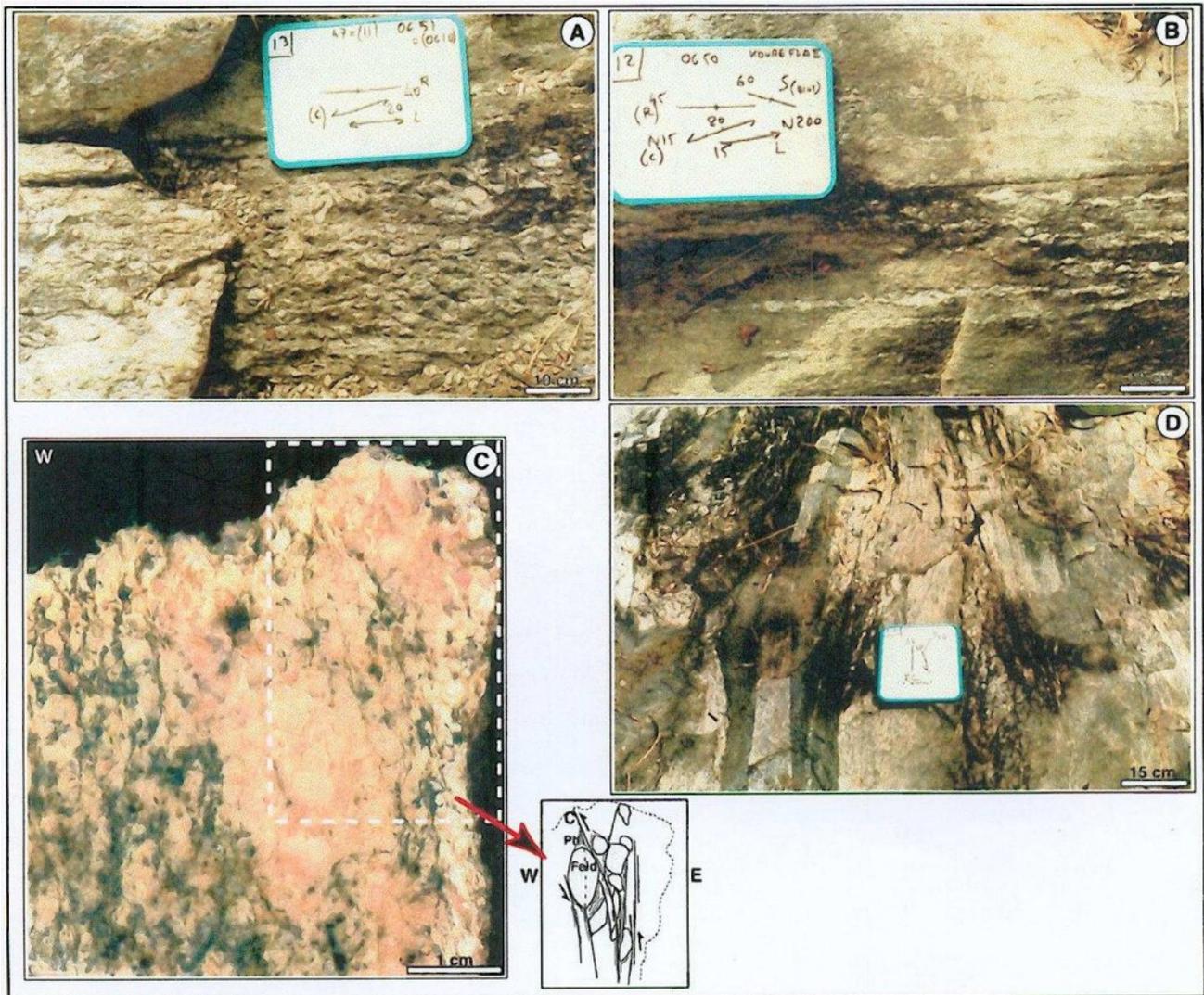


Figure IV- 18: Planche photographique montrant les structures macroscopiques dans le massif de Kouréfla (voir texte pour les commentaires); Ph=phyllites; feld=feldspaths.

A certains endroits les mégacristaux sont étirés et boudinés (fig. IV-18B). Lorsqu'on effectue une coupe verticale perpendiculairement à la foliation, les pendages sont subverticaux. Les cristaux de feldspath et de quartz sont plus ou moins arrondis et sont affectés de fractures en failles inverses (fig. IV-18C). A la bordure est du massif, la roche est plus fine avec ségrégation de lits sombres et clairs (fig. IV-18D). Ce rubanement a également un pendage subvertical (fig. IV-19) et est localement affecté de microplis isoclinaux à axe subvertical. Les flancs longs et courts indiquent également des mouvements sénestres. La linéation minérale d'étirement portée par la foliation ou le rubanement est partout subhorizontale (fig. IV-19).

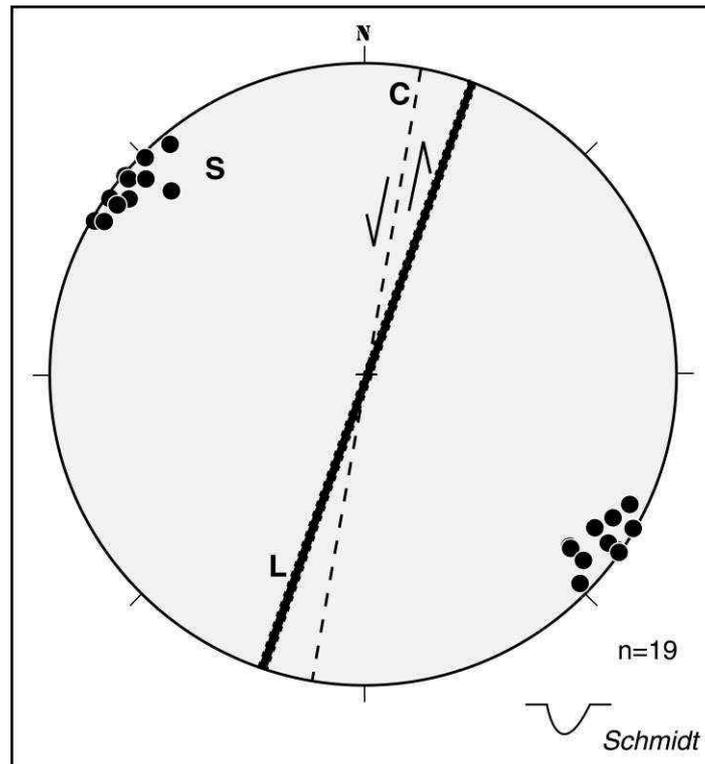


Figure IV- 19: Stéréogramme des structures macroscopiques (foliation + linéation) et leurs relations avec les plans de cisaillement C.

L'étude au microscope de sections parallèles à la linéation (plan XZ) montre une texture protomylonitique à mylonitique.

Dans le type pegmatitique, la roche est composée essentiellement de quartz, de plagioclase, de muscovite et très peu de biotite.

- le **plagioclase** est sous forme de porphyroclastes souvent fracturés comme on peut l'observer sur les figures IV-18A et IV-20A et B. Ces porphyroclastes montrent une forte recristallisation dynamique sur leur bordure. Les queues de recristallisation sont constituées essentiellement de quartz, de feldspath potassique et de micas. La forme sigmoïde des porphyroclastes indique des mouvements sénestres.

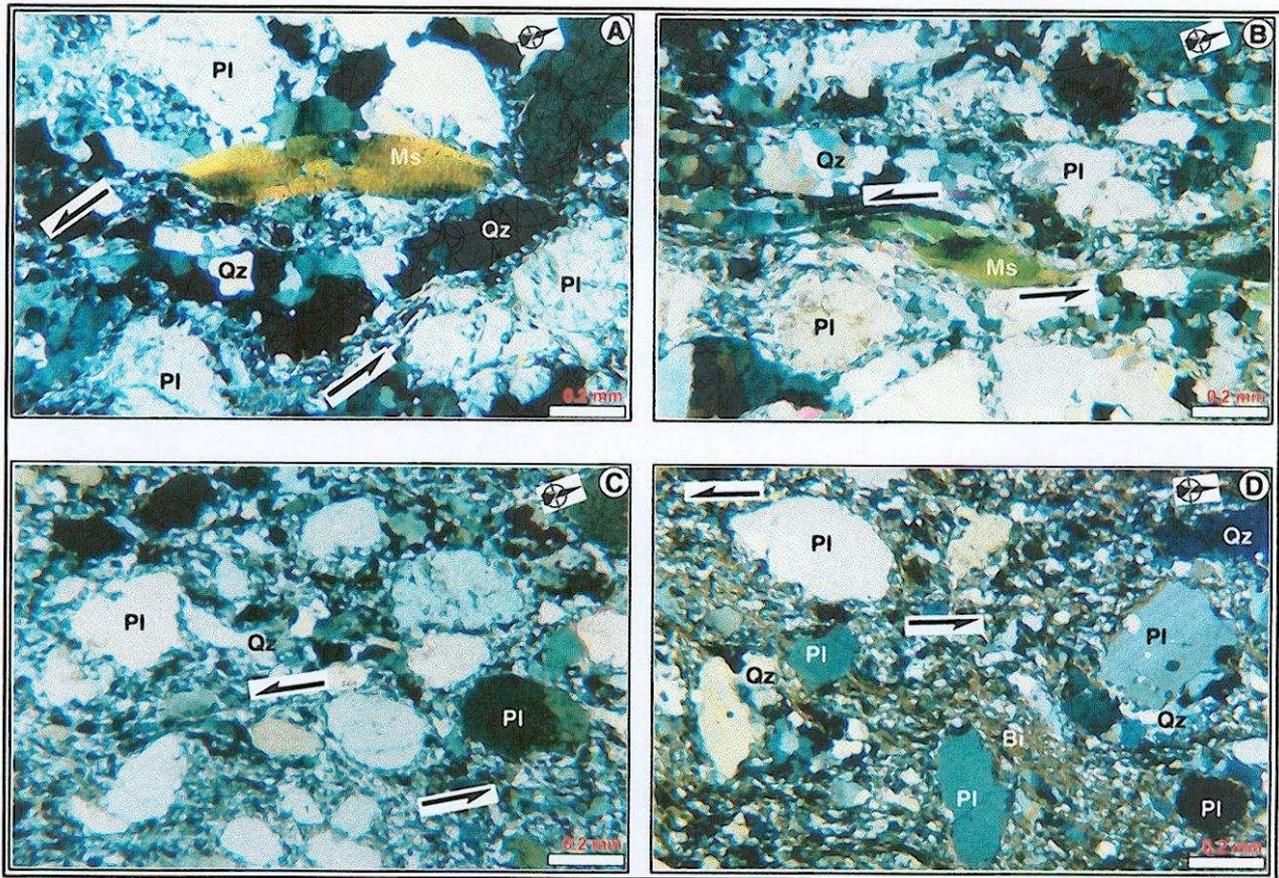


Figure IV- 20: Evolution des microstructures depuis les types pétrographiques pegmatitiques jusqu'aux types pétrographiques sombres dans le massif de Kouréfla. Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Bi=biotite; Chl=chlorites.

- le **quartz** est fortement recristallisé. La taille et la forme des grains sont irrégulières. Le quartz peut être en rubans (*cf* Boullier et Bouchez, 1978) à agrégats polycristallins. Ces rubans sont fortement étirés et parfois courbes (fig. IV-20A et B). Le quartz est généralement de taille plus fine entre les différents clastes de plagioclase et dans les plans C. Les grains à bordures interlobées se rencontrent soit dans les zones proches des phénoclastes, soit dans les rubans à bordure rectiligne (fig. IV-20B). Ce type de microstructures peut s'expliquer de plusieurs manières:

(i) les fortes contraintes liées à une tendance à la rotation des phénoclastes de plagioclase entraînent une diminution de la taille des grains de quartz entre ces phénoclastes (Handy, 1994; Lonka *et al.*, 1998);

(ii) le développement de quartz à contours interlobés se déroulerait grâce à des mécanismes de rotation et de migration progressives des sous-grains du quartz dans les zones à l'abri de fortes contraintes (Hirth et Tullis, 1992; Lonka *et al.*, 1998).

- les **micas**: la muscovite et le minéral le plus remarquable par sa taille et par sa déformation. Elle peut être boudinée (fig. IV-20A) ou peut montrer de véritables structures de déformation plastique (fig. IV-20B). Dans les deux cas, les plans (001) sont subparallèles aux plans C de cisaillement. L'extinction onduleuse à l'intérieur de la muscovite pourrait indiquer une recristallisation asymétrique comme l'ont décrit Lister et Snoke (1984). En bordure des grands cristaux, la muscovite recristallise en plus petits grains. Cette recristallisation est localisée dans les plans de cisaillement et sont associés à la biotite ou aux grains très fins de quartz. La biotite est rare et complètement recristallisée dans la matrice fine.

L'ensemble des caractéristiques microstructurales (plagioclase-quartz-muscovite) permettent de qualifier la déformation de *protomylonitique* selon la classification de Lonka *et al.* (1998).

Dans le type pétrographique montrant une ségrégation lit-à-lit, la matrice est plus fine avec une forte recristallisation du quartz et de la biotite (fig. IV-20C et D). On y note très peu de plans de cisaillement. La taille du plagioclase diminue et celui-ci est plus ovoïde. Il y a très peu de micro-fractures dans le plagioclase qui acquiert une extinction onduleuse. Ces caractéristiques indiquent une déformation plastique qui, selon Tullis (1983), Gapais (1989a et b) interviendrait à des températures voisines de 500°C. Le quartz est de taille très fine et les rubans sont presque absents. La biotite et la muscovite sont de petite taille. La biotite apparaît souvent en queues de cristallisation au niveau des plagioclases. Ces microstructures sont caractéristiques de celles d'une déformation *mylonitique*. L'augmentation de l'intensité de la déformation et la diminution de la taille des minéraux s'effectue de façon progressive (voir fig. IV-20C et D, de la même lame). Cette diminution de la taille des cristaux provoque une plus grande "mobilité" des phénoclastes de plagioclase. Il en résulte des cristaux dont la forme ovoïde indique des mouvements dextres par rapport à l'ensemble des fractures décrochantes senestres du massif.

III-1-2: Le massif de Bongofla-Est

Situé à près de 5 km du massif de Bongofla à foliation plate,affleure le massif granitique de Bongofla-Est. Il est fortement déformé avec des structures de type C/S qui indiquent des déplacements senestres. La foliation associée aux plans de cisaillement est subverticale. La linéation minérale d'étirement est subverticale.

Les rubans de quartz sont beaucoup plus rares que dans le massif de Kouréfla. Mais on note, toutefois une plus forte recristallisation, localisée particulièrement le long des fractures (fig. IV-21).

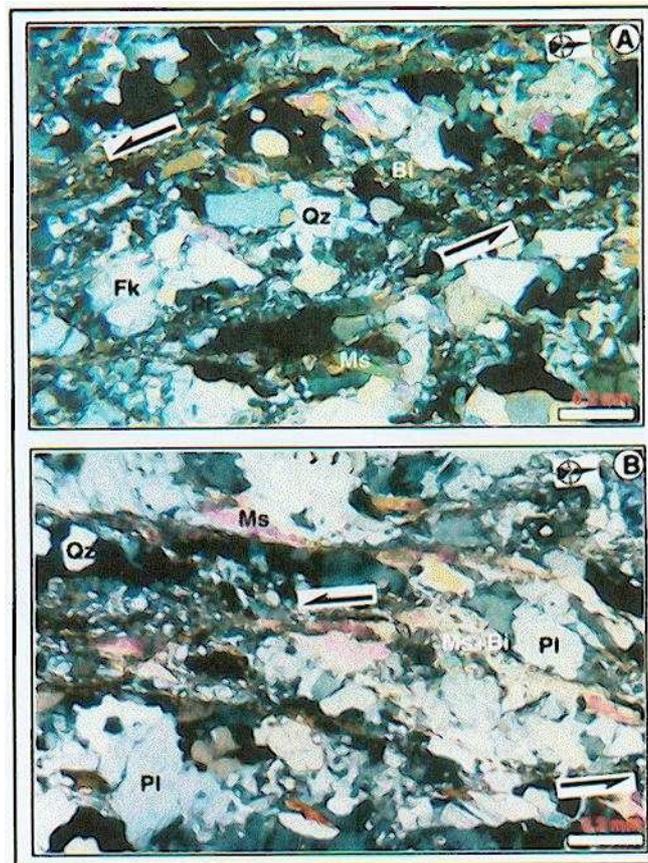


Figure IV- 21: Microstructures de déformation ductile non coaxiale dans le massif de Bongofla-Est. Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite.

La muscovite est de grande taille et de forme sigmoïde. Des grains plus fins de néocrystallisation entourent les blastes de muscovite. La biotite brune subit une recristallisation et tend à disparaître pour donner des grains plus petits de biotite ou de muscovite. Ce comportement de la biotite au cours de l'évolution de la déformation plastique

est connu ailleurs et interprété comme caractéristique d'une déformation protomylonitique (Bossière et Vauchez, 1978; Berthé *et al.*, 1979; Lister et Snoke, 1984; Gapais, 1989a; Lonka *et al.*, 1998; Riller *et al.*, 1998). La fabrique de ce massif diffère de celle de l'apophyse de Kouréfla par l'absence de véritables rubans de quartz déformés (avec des courbures).

III-2: ETUDE MAGNETIQUE

Bien que l'échantillonnage de ces deux massifs soit restreint, les données ASM permettent de comparer leur susceptibilité à celle des autres massifs granites étudiés précédemment et de déterminer les fabriques magnétiques.

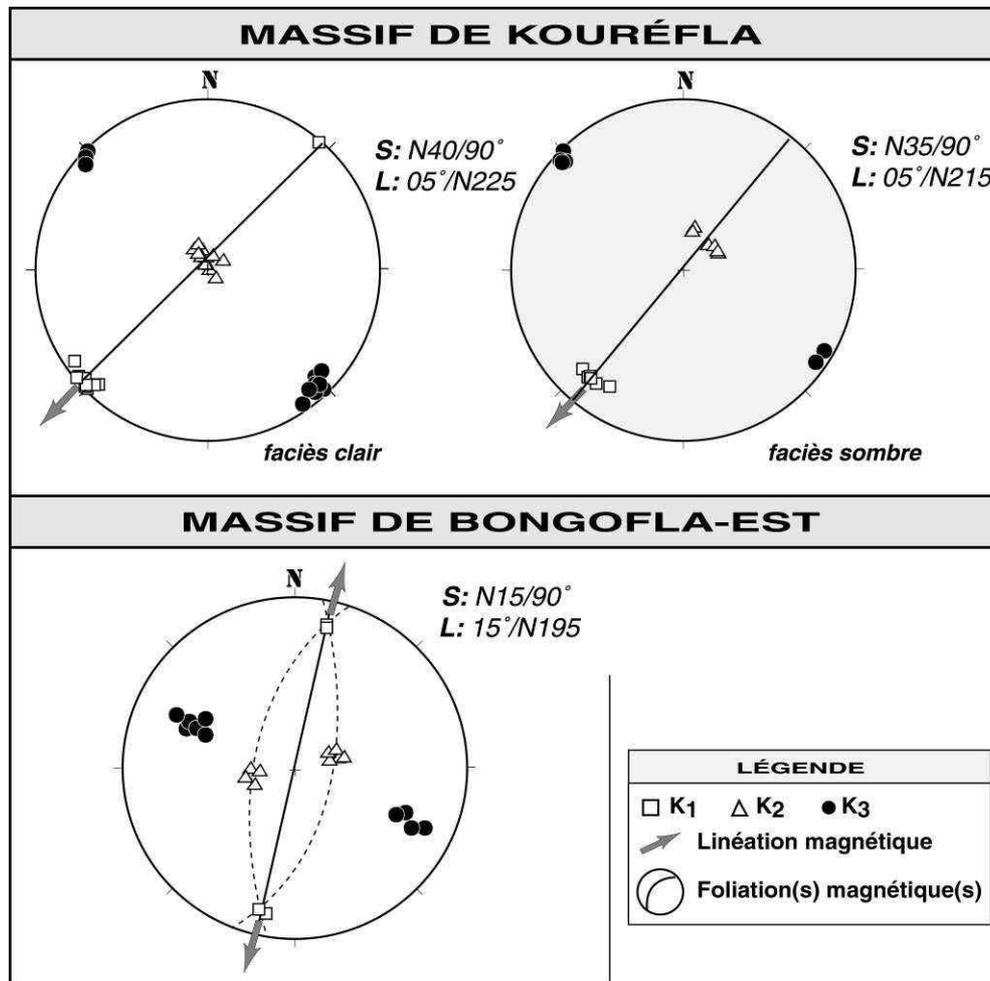


Figure IV- 22: Orientation des principaux axes magnétiques, de la foliation (K_1/K_2) et de la linéation magnétique K_1 .

Les deux massifs ont une faible susceptibilité magnétique ($1,9 \times 10^{-5}$ SI à 3×10^{-5} SI). Ce sont donc des granites paramagnétiques. La plus forte teneur en biotite du massif de Bongofla-Est le rend légèrement plus susceptible (voir tableau 2, *annexe 2*). Les trois axes magnétiques montrent une bonne triaxialité (fig. IV-22). Le rapport $L_{\text{magn}}/F_{\text{magn}}$ est d'environ 0,98 et indique un ellipsoïde magnétique plano-linéaire. Les foliations et linéations magnétiques sont subconcordantes avec celles mesurées sur le terrain. Remarquons que les foliations du massif de Bongofla-Est ont un pendage d'environ 75° vers l'est ou vers l'ouest. La valeur de la foliation magnétique déduite des données ASM est moyenne générale de ces orientations (fig. IV-22).

III-3: INTERPRETATION ET DISCUSSION DES DONNEES STRUCTURALES

L'analyse des microstructures des massifs de Kouréfla et Bongofla-Est a montré qu'ils ont subi des déformations plastiques. La déformation semble plus intense dans le massif de Kouréfla (protomylonite à mylonite) par rapport au massif de Bongofla-Est (protomylonite), au moins dans les zones affleurantes. Si le mécanisme de déformation ductile est assez net pour le massif de Bongofla-Est, ce même mécanisme n'est pas aussi simple pour le massif de Kouréfla.

En effet dans le faciès protomylonite de Kouréfla nous avons noté la présence de rubans de quartz bien développés et montrant des flexures. On a également noté la présence de boudinage des feldspaths et de la muscovite (fig. IV-19B & V-20A). Ces structures pourraient s'expliquer de plusieurs façons:

(i) *formations des boudins*: par intensification de la déformation plastique. Ce qui conduit à des structures de "type II S-C mylonites" de Lister et Snoke (1984). On peut également l'expliquer par un aplatissement avec une contrainte maximale subhorizontale. La zone de déformation étant située entre les massifs du village Mossi, de Gohitafla et de Vouéboufla, la contrainte pourrait provenir de la mise en place (par expansion) de ces massifs. Dans ce cas les rubans de quartz courbes pourraient s'expliquer par une première déformation enregistrée lors de la mise en place des trois massifs qui bordent celui de Kouréfla. Cette déformation magmatique par aplatissement serait ensuite reprise par la déformation ductile. D'autres explications peuvent être données à la formation des rubans de quartz à grand rayon de courbure (sous forme d'asymptote par rapport aux plans C; fig. IV-20A,B). Selon Simpson

(1985), ce type de structures se développent lorsque le quartz est entièrement restauré et recristallisé dans des conditions de faciès amphibolite à épidote et à des températures largement supérieures à 400°C.

Les micas (biotite et muscovite) sont complètement recristallisés et alignés de sorte que leurs plans (001) sont subparallèles aux bordures des rubans. Bien que la biotite soit fortement et même entièrement recristallisée, la muscovite, elle, est de grande taille (phénoclastes) avec des extinctions onduleuses. Ces extinctions onduleuses indiquent de fortes contraintes et la muscovite montre une fine recristallisation sur sa bordure.

(ii) *formations des mylonites*: la déformation est plus intense et les feldspaths sont beaucoup plus déformés et plus mobiles dans la matrice, ce qui nécessite un flux thermique plus élevé (400-500°C). La présence d'un flux thermique élevé peut s'expliquer par la mise en place synchrone des massifs du village Mossi-Gohitafla-Vouéboufla (mise en place rapide?). Si l'on considère que ces massifs se sont mis en place au cours de plusieurs venues successives de magma (pour que la chaleur puisse être conservée) il faudrait que leur mise en place se soit déroulée de façon subsynchrone et dans un laps de temps qui empêche le refroidissement d'un massif avant la mise en place d'un autre (de l'ordre de 10^6 ans?).

IV. L'APOPHYSE GRANITIQUE DE DANANGORO

IV-1: GENERALITES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES

L'apophyse granitique de Danangoro est située à l'ouest de la granodiorite de Dianfla (voir fig. IV-1). Elle est intrusive dans les métasédiments du bassin de la Marahoué. Ce massif est localisé à l'intersection des fractures décrochantes senestres N-S et des fractures décrochantes dextres dextres qui affectent les formations métavolcaniques et métavolcano-sédimentaires. C'est une apophyse aplo-pegmatitique à grenat. Elle ressemble à certains faciès aplo-pegmatitiques qui bordent ou que l'on rencontre dans les massifs du batholite de Ferké (régions de Zuénoula et Katiola-Marabadiassa). D'où leur attribution au magmatisme du batholite de Ferké. Comme dans un certain nombre de massif de la région de Zuénoula, le grenat ne se rencontre que dans les types aplo-pegmatitiques. Ceci concorde avec les observations de Doumbia (1997) dans la région de Katiola-Marabadiassa.

A Danangoro le grenat, de taille inférieure au millimètre, est localisé plus généralement à l'interface aplité-pegmatite. Les cristaux sont en essaims et présentent des craquelures remplies de micas. La composition de ces grenats de l'apophyse de Danangoro est de l'almandin, avec forte composante spessartine (*voir tableau IV-6*). La formule structurale (calculée sur la base de 24 oxygènes) est la suivante: **al_{71,1} sp_{23,7} py_{4,1} gr_{1,1}**. Aucune zonation n'a été observée dans ces minéraux contrairement aux observations de Doumbia (1997).

Les autres minéraux sont essentiellement le quartz, le plagioclase (très abondant dans le faciès aplitique), la muscovite et la biotite et quelques oxydes. Au cœur du massif nous avons rencontré une enclave de roche sédimentaire riche en quartz, biotite ± plagioclase et muscovite (fig. IV-23G et H). Ce qui confirme la postériorité du massif de Danangoro par rapport aux sédiments du bassin de la Marahoué. Le contact entre l'enclave et la pegmatite est net. La forme sigmoïde de l'enclave semble indiquer un mouvement en faille normale vers le NE.

IV-2: ANALYSE ET INTERPRETATION STRUCTURALE

La texture de la roche montre une déformation non homogène entre type pétrographique franchement pegmatitique et le type aplitique.

IV-2-1: Le type pegmatitique

Les feldspaths, principalement le plagioclase, sont des phénoclastes entourés d'une matrice riche en quartz et muscovite.

Le plagioclase est souvent plissé et/ou fracturé (fig. IV-23A et B). La bordure, très peu recristallisée, est saussuritisée. Le quartz présente une extinction onduleuse et un étirement. Les cristaux sont interlobés et montrent un net alignement. Cet alignement est parfois sécant sur l'orientation du plagioclase (fig. IV-23A). La muscovite de grande taille (~3 mm) montre également une extinction onduleuse. Elle est fracturée et kinkée (fig. IV-23A et C). Lorsqu'elle est de petite taille, on la retrouve dans les plans de cisaillement et dans les craquelures et/ou fractures du grenat (fig. IV-23D et E).



Figure IV- 23: Planche photographique montrant les principales microstructures de déformation dans l'apophyse granitique de Danangoro. - faciès pegmatitique (A-E); faciès aplitique (F-H), voir texte pour les commentaires; Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Gt=grenats; Bi=biotite; Chl=chlorites.

Dans les fractures, l'allongement de la muscovite est subparallèle aux fractures. La muscovite de néoformation est souvent en continuité avec celle des plans C qui bordent les grains de grenat. Notons que la plupart des grenats sont entourés d'une fine pellicule de muscovite (fig. IV-23E). La saussuritisation du plagioclase avec recristallisation d'épidote et de muscovite sont des processus qui ont lieu dans des conditions de métamorphisme de basse température dans les granitoïdes. Compte tenu du caractère pegmatitique du massif et la grande quantité de fractures, la recristallisation de ces minéraux pourrait être liée à des phénomènes d'hydrothermalisme.

IV-2-2: Interface aplite/pegmatite

Lorsqu'on se rapproche de l'interface aplite-pegmatite, la déformation des minéraux est légèrement plus intense. Ceci pourrait s'expliquer par la différence de compétence entre les deux types pétrographiques. On note la forte présence de muscovite microgranulaire dans ces zones. On pourrait également supposer que les ouvertures aient été facilitées par des fractures en extension. Ce qui n'est pas à négliger compte tenu du fait que cette apophyse granitique est localisée à l'intersection décrochantes senestres et dextres. Le mécanisme de fractures en extension pourrait expliquer une ouverture des fractures dans le grenat et qui seront comblées par les phyllosilicates. On a également remarqué que les structures C/S ne sont pas orientées dans une seule direction.

En résumé, nos observations montrent que la déformation du faciès pegmatitique est de type "*cassant-ductile*" comme décrite ailleurs par d'autres auteurs (Simpson, 1985; Riller *et al.*, 1998).

IV-2-3: Le type aplitique

Les grandes muscovites y sont également kinkées. Le plagioclase, peu fracturé, n'indique pas d'orientation préférentielle. Le quartz montre une forte extinction onduleuse (fig. IV-23F). La texture de la roche semble indiquer une déformation sub-magmatique à sub-solidus. Ces observations permettent de replacer le mécanisme de déformation cassant-ductile pendant la transition déformation magmatique/déformation à l'état solide. Selon Paterson et

Tobisch (1992), la solidification rapide du magma dans les niveaux superficiels ne permet pas au granite de conserver des traces du synchronisme de la déformation régionale et la mise en place du magma. Dans ces conditions la déformation est de type cassant.

L'étude au microscope de l'enclave de micaschiste montre que la roche est affectée de structures de type C/S (fig. IV-23H). Ces structures sont en conformité avec la forme sigmoïde de l'enclave, avec des sens de mouvement en failles normales vers le NE. La mise en place de la pegmatite s'est donc effectuée dans un plan subhorizontal, les failles normales traduisant un sens de déplacement vers le NE.

IV-2-4: Conclusion partielle

L'apophyse de Danangoro permet d'identifier une déformation de type cassant-ductile qui aurait affecté les granitoïdes au cours de la transition entre la déformation sub-magmatique et la déformation ductile à l'état solide. La déformation à l'état solide est responsable de structures de type C/S dans lesquelles cristallisent des minéraux, probablement dans des conditions de rétro-morphose.

La faible déformation d'une enclave dans ce faciès pneumatolytique indiquerait des conditions de faibles profondeurs. En effet à 4 km plus au Nord du massif, affleurent les métasédiments et des traces de la pegmatite. Le contact entre les deux formations est souligné par des fractures décrochantes senestres. La proximité des métasédiments et des enclaves de micaschiste montrent que la couverture sédimentaire, au-dessus de la pegmatite (et donc du batholite de Ferké dans cette zone) est très faible (niveaux superficiels). Rappelons que la télanalyse satellitale (*cf* chapitre II), avait permis d'attribuer les structures sub-circulaires à la présence de plutons granitiques sous-jacents à cet ensemble sédimentaire, probablement de faible épaisseur. L'étude du massif de Danangoro permet de confirmer cette suggestion. De plus, les grands plis rencontrés dans les métasédiments entre cette apophyse granitique et la ville de Zuénoula sont ouverts et à flancs très peu pentés. Ceci concorderait avec une mise en place du granite dans un plan subhorizontal. Lorsqu'on se rapproche des grands accidents décrochants, les microplis deviennent isoclinaux.

V. LE MASSIF DE SOUKOUROUGBAN (BANDE OUEST)

V-1: GENERALITES PETROGRAPHIQUES ET MINERALOGIQUES

Le massif de Soukourougban est une bande de granite de 10 km dans sa plus grande largeur. Il est fortement rubané avec une nette alternance de lits quartzo-feldspathiques et de lits ferromagnésiens qui peuvent atteindre 5 cm de large. Ce fort rubanement a conduit certains auteurs à le qualifier de granite migmatitique (Jaujou, 1970).

C'est un granite à deux micas avec des types plus riches en biotite. Les feldspaths sont le plagioclase et le feldspath potassique; localement la myrmékite poecilitique se développe aux dépens du plagioclase et du feldspath potassique. Le quartz est abondant. La quantité de muscovite paraît augmenter dans les secteurs plus déformés. La biotite est abondante et constitue, avec les oxydes, les lits ferromagnésiens. Elle est souvent chloritisée, bordée ou recoupée par des épidotes et de la titanite.

V-2: ANALYSE ET EVOLUTION DES STRUCTURES

La foliation est fortement redressée comme le montrent les photographies A & B de la figure IV-24. En effectuant une coupe dans le plan YZ, on remarque que les micas, en particulier la biotite, sont orientés selon deux plans (fig. IV-24C). Dans ces plans, les minéraux ne présentent aucune déformation interne. Le deuxième plan (S_b) est plus marqué que le premier (S_a): les quartz sont aplatis et une fracturation générale se parallélise à la S_b .

Dans le plan XZ, la distinction entre les deux foliations est plus difficile (fig. IV-24D). Une tendance à l'aplatissement général est observée, avec boudinage des quartz. Les minéraux sont également fracturés. Dans les zones plus déformées, apparaissent des structures de type C/S. Le parallélisme entre la S_a (déformation coaxiale) et la S_b (déformation non-coaxiale) indique probablement un laps de temps très court entre ces deux types de régime de déformation (fig. IV-24E,F). La déformation a continué à se développer après l'aplatissement comme le montrent, localement, les fractures décrochantes qui décalent la S_a (fig. IV-24B).

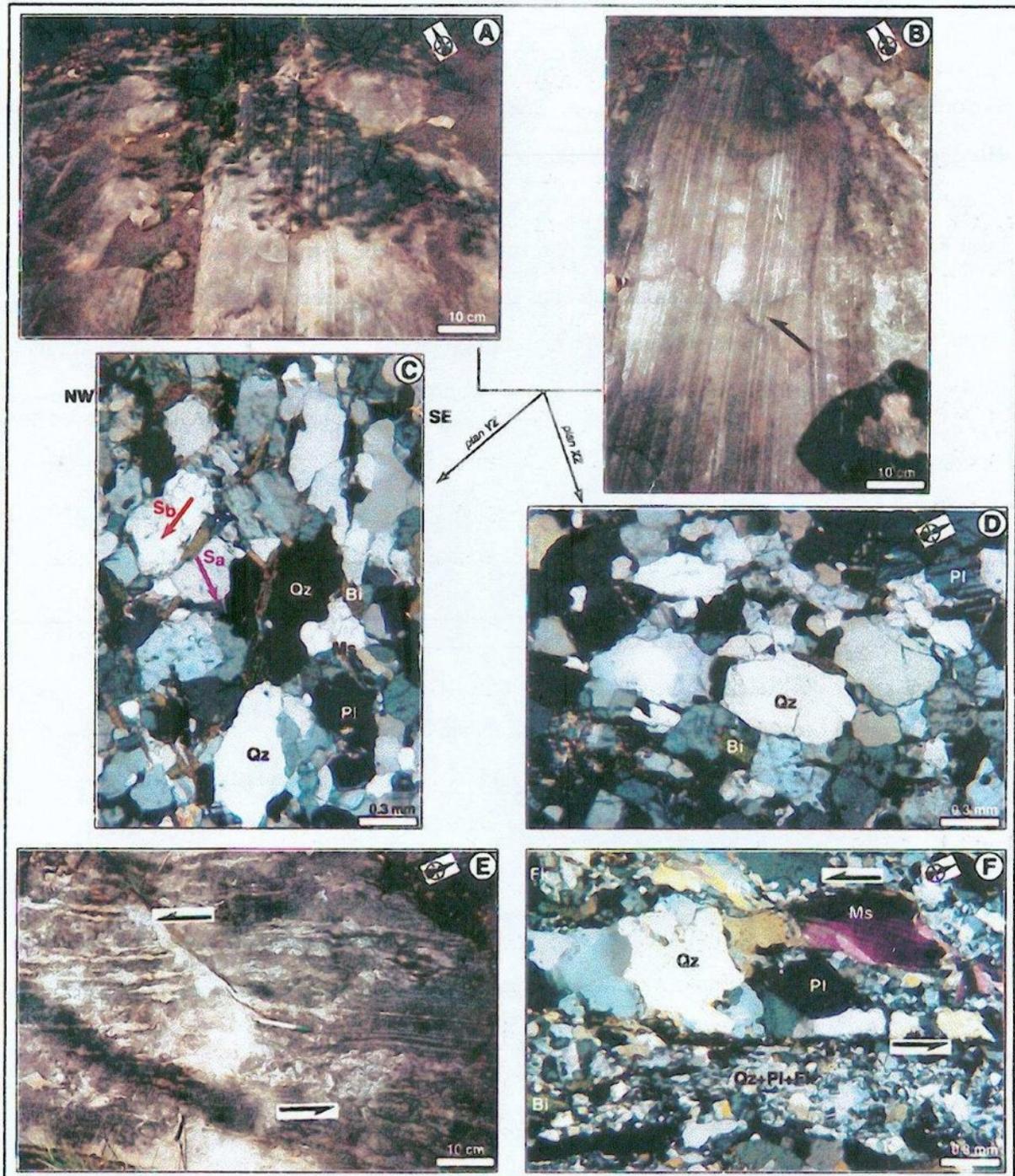


Figure IV- 24: Structures dans la bande granitique de Ferké. - A et B: rubanement subvertical; C: lame mince dans le plan YZ; D: lame dans le plan XZ; E: déformation ductile qui induit une déformation qui se parallélise au rubanement; F: lame mince dans la photographie E. Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite.

Ces observations macro- et microscopiques de la déformation de la bande granitique de Soukourougban confirment les observations réalisées jusqu'à présent; à savoir que le batholite de Ferké est affecté de deux étapes de déformation. La première étape est une déformation coaxiale (en aplatissement, attribuée d'une façon générale à la mise en place des massifs) et la deuxième étape est une déformation ductile non-coaxiale. La déformation coaxiale observée dans les autres massifs était subhorizontale. Elle est subverticale dans cette bande. Cette tendance à la verticalité de la première foliation pourrait s'expliquer par une insuffisance de l'espace nécessaire au massif de s'étendre et développer une foliation lors de sa mise en place.

VI. QUELQUES MASSIFS EN BORDURE

Massifs de Kouéra et Vouéboufla (fig. IV-25A, B, C, D)

- massifs à biotite-muscovite, muscovite dominante,
- déformation par aplatissement marquée par des filons de quartz, pegmatite, et enclaves surmicacées (A). Remarquons sur cette photographie, des filons de quartz tardifs de direction N120° qui recoupent la foliation N50°W,
- déformation ductile à cassante avec forte recristallisation de muscovite et quartz.

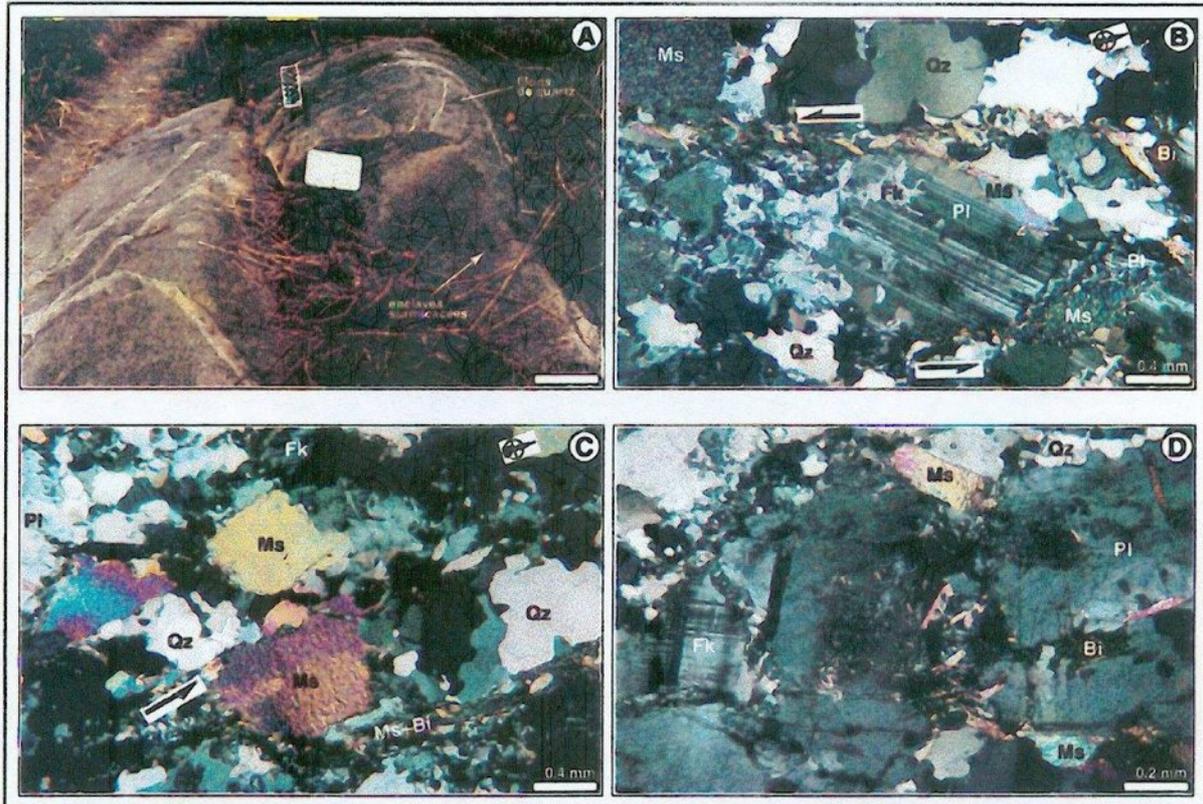


Figure IV- 25: Quelques faciès de bordure du batholite de Ferké de Ferké. - A: affleurement dans le massif de Kouéra (au sud de Zuénoula) montrant l'orientation des filons de quartz tardifs et les enclaves surmicaées; B, C, & D: microstructures dans le massif de Vouéboufla (au nord de Zuénoula).

VII. AUTRES MASSIFS GRANITIQUES (ZONE SASCA)

Après avoir décrit quelques massifs granitiques de la région de Zuénoula, il était indispensable de fournir des descriptions pétro-structurales d'autres massifs afin de pouvoir faire des comparaisons pétro-structurales. Nous décrirons quelques massifs de la zone SASCA, dont l'analyse complète fera l'objet de travaux ultérieurs. Nous montrerons en images (avec une brève description) les caractéristiques de ces massifs. La figure IV-26 indique la localisation des massifs de la zone SASCA.

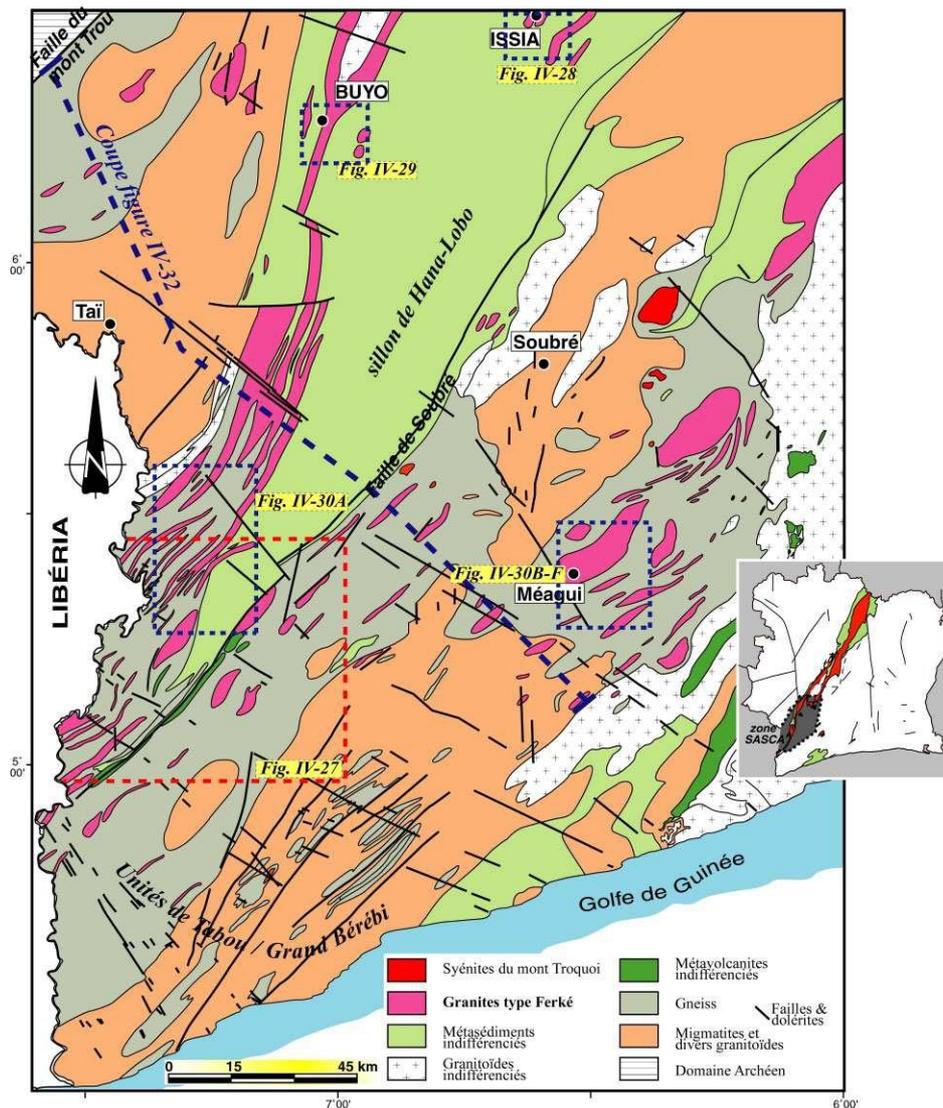


Figure IV- 26: Carte géologique simplifiée de la zone SASCA et localisation des massifs étudiés. - Modifié d'après Carte de la SASCA, Papon (1973).

VII-1: TRAVAUX ANTERIEURS

VII-1-1: Pétrographie

Dans sa synthèse sur le domaine SASCA, Papon (1973) cartographie et rapproche les granites à deux micas au batholite de Ferké. Cet auteur décrit six types pétrographiques fonction, de la texture plus ou moins orientée, de la proportion entre chacun des deux micas et de l'aspect franchement granitique ou encore migmatitique (tableau IV-3).

TYPES PETROGRAPHIQUES	LOCALISATION	DESCRIPTION
<i>Type 1</i> Granite à chlorite, albite, muscovite (type Méno)	SE Taï	grain moyen à fin, texture équante ou légèrement orientée; larges plages de quartz à extinction onduleuse; albite en grains subautomorphes envahis par la séricite et la muscovite; le microcline est moins abondant que le plagioclase; très peu de myrmékite; muscovite en grandes lamelles et parfois oblique sur la biotite; biotite à inclusions de zircon et transformée en chlorite et en agrégats d'épidote
<i>Type 2</i> Granite à 2 micas ss	Forêt de Taï, Buyo	ce type pétrographique enveloppe des granites à biotite; texture nettement orientée avec de grandes lames de muscovite; quartz en plages à extinction onduleuse avec grains engrenés ou interdigités; recristallisation du plagioclase (An ₂₀₋₂₄) xénomorphe en séricite, en muscovite et en antiperthites; microcline poecilitique; muscovite en grosses lamelles avec inclusions de quartz; association de la muscovite à la biotite riche en inclusions de zircon
<i>Type 3</i> Migmatite en liaison avec granite à deux micas	Bordure des granites à 2 micas	selon la description de l'auteur, ces roches constituent une "injection presque lit à lit des gneiss encaissants"; lits à biotite-muscovite; composition minéralogique identique à celle des granites à 2 micas
<i>Type 4</i> Granite à biotite, muscovite subordonnée	Buyo-Sassandra	roche peu orientée, grenue; abondance de microcline; prédominance de la biotite sur la muscovite
<i>Type 5</i> Granite à biotite et muscovite injectant les gneiss	Sud de Soubré	dykes de granite à 2 micas comprenant des types pegmatitiques, de puissance d'environ 100 m intrusifs dans les gneiss et amphibolites
<i>Type 6</i> Granite à biotite (type Korolo)	SE de Taï, Sud de Soubré, Buyo-Sassandra	ce type pétrographique est localisé à l'intérieur des massifs de granite à biotite-muscovite et grande superficie; forme ovoïde ou subcirculaire; roche leucocrate; texture équante; quartz à extinction onduleuse; biotite associée à la chlorite et à l'épidote

Tableau IV- 3: *Quelques types pétrographiques des granites "type Ferké" du domaine SASCA (d'après Papon, 1973).*

VII-1-2: Données structurales globales

Nous disposons de peu de données structurales récentes sur le domaine SASCA. Cependant l'analyse des cartes de Papon (1973), l'interprétation structurale de Lemoine (1988) et nos données ponctuelles dans ce domaine, (fig. IV-27) font apparaître les caractères suivants:

- concordance de la bordure des grands dykes avec leur foliation et celle de l'encaissant;
- pendage des foliations modéré à subvertical (20°-70°) dans les dykes et sub-vertical dans les massifs ovoïdes;
- l'accident de Soubré fonctionnerait en faille inverse. Ce qui aurait permis la remontée du compartiment SE (constitué de gneiss profonds) sur les micaschistes et schistes de la série de Hana-Lobo (Lemoine, 1988). A l'approche de cet accident, la foliation faiblement pentée se redresse progressivement.



Figure IV- 27: *Eléments structuraux autour de la faille de Soubré (carte modifiée; d'après Lemoine, 1988).* - 1= paragneiss à biotite±grenat±sillimanite±cordiérite; 2=série de la Hana-Lobo; 3= granites à deux micas "type Ferké".

VII-2: PRESENTE ETUDE

VII-2-1: Minéralogie

Les minéraux sont essentiellement le quartz, le plagioclase, le feldspath potassique, la biotite et la muscovite (fig. IV-33 & 34). En plus de ces minéraux, apparaissent, plus au SW, des grenats (massif de Taï) et de la sillimanite fibreuse (massif de Méagui). Les grenats sont globuleux et ont une composition d'almandin avec une forte composante pyrope. La formule structurale (calculée sur la base de 24 oxygènes) donne: **al_{70,53} sp_{1,4} py_{23,87} gr_{3,31}**. Certains cristaux de grenat ont des inclusions de quartz et de plagioclase (An~31), (fig. IV-34). Les inclusions de plagioclase sont précoces par rapport aux plagioclases qui sont dans la roche (plus pauvres en An~24-26).

VII-2-2: Analyse pétro-structurale

A) *MASSIFS DE ISSIA*

- déformation sub-magmatique marquée par des alignements de phénocristaux de feldspaths, peu ou pas déformés (fig. IV-28E),
- forte (re)crystallisation du quartz et de la muscovite, déstabilisation des plagioclases en leur bordure (fig. IV-28F). L'aplatissement des micas et du quartz (fig. IV-28G) montre la prédominance du régime par aplatissement.

B) *MASSIF DU BARRAGE DE BUYO*

Le massif affleure sous forme d'un Y dans les métasédiments. Les falaises créées lors de la construction du barrage permettent d'observer les structures internes du massif et les relations avec l'encaissant.

Dans le granite, la déformation est plastique, avec des structures de type C/S. Le quartz est étiré, recristallisé. Les grains de taille plus fine dans les plans de cisaillement tendent à s'organiser en rubans. La réorientation du quartz permet de définir les plans de foliation. La muscovite est fortement recristallisée. Les grands cristaux à extinction \pm onduleuse sont caractérisés par une forte recristallisation en grains plus petits en bordure. A certains endroits, cette muscovite de grande taille semble être constituée d'une multitude de cristaux plus petits accolés les uns aux autres.

La chloritisation de la biotite révèle des conditions de métamorphisme de type schistes verts. Le plagioclase est en phénocristaux (composition albtique en bordure) avec une forte recristallisation en quartz et feldspaths potassiques \pm muscovite. Les clastes qui se retrouvent dans les plans S montrent des mâcles obliques. Ceci montre que ce régime de déformation plastique n'était également pas très intense.

Dans l'encaissant métasédimentaire, des filons de quartz et de pegmatite plissées (fig. IV-29C) se poursuivent dans le granite. Dans le plan vertical, les flancs longs et courts indiquent des mouvements inverses en bordure Est. Dans le plan horizontal, les plis révèlent des mouvements de déplacement senestres. En lame mince, le micaschiste est affecté de plans de cisaillement parallèles à la foliation (fig. IV-29C).

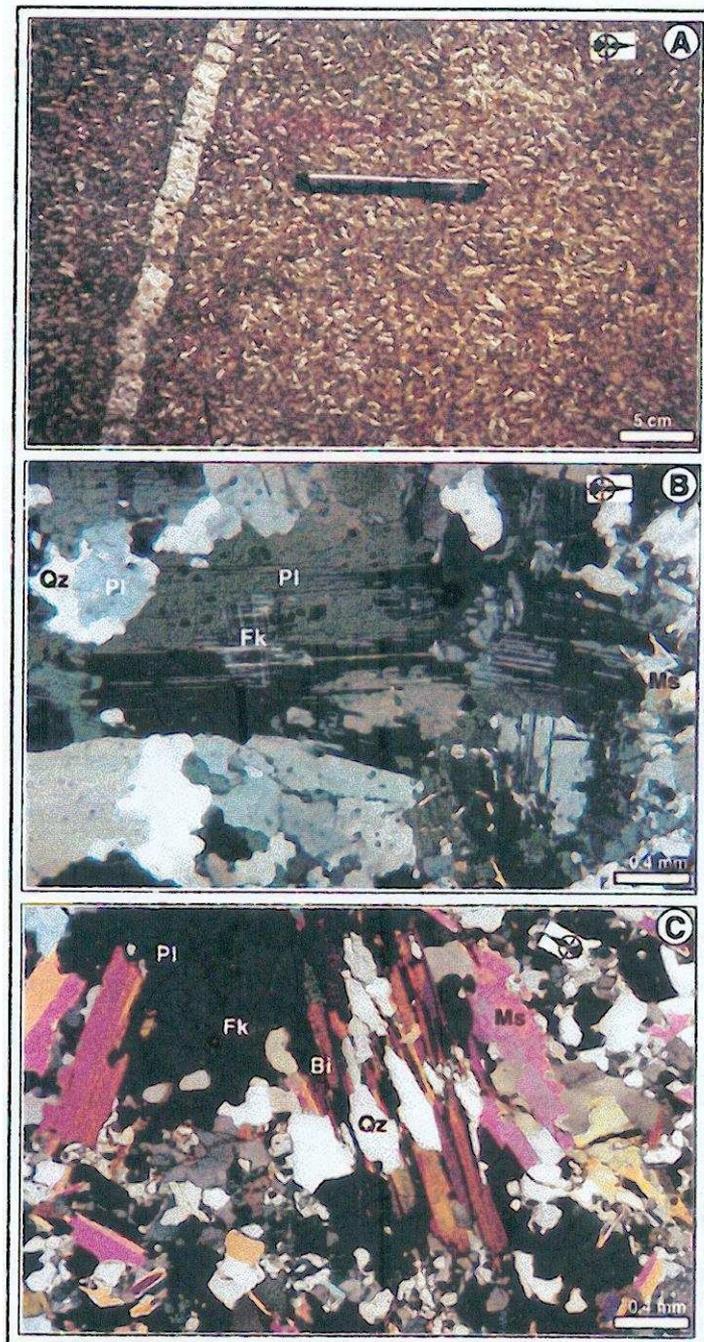


Figure IV- 28: Structures dans le massif de Issia. - A et B: faciès à mégacristaux de feldspaths; C: faciès très riche en muscovite.



Figure IV- 29: Planche photographique dans le granite (A & B) et dans l'encaissant métasédimentaire (C & D), massif de Buyo, Zone SASCA. Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite.

En résumé, le massif du barrage de Buyo est affecté par une déformation essentiellement en régime décrochant ductile. Les filons de quartz et de pegmatite plissés permettent de déterminer les sens de mouvement de cette déformation.

C) SECTEUR SUD

Le secteur sud comprend les dykes au SE de Taï et au sud de Soubré (fig. IV-26). Une coupe transversale à travers ces massifs montre que des corps pegmatitiques accompagnent

toujours leur mise en place. La déformation est caractérisée par la présence de sous-grains dans le quartz (fig. 30A) qui est caractéristique d'une déformation à l'état solide, de haute température (>550°C), (Tribe et D'Lemos, 1996).

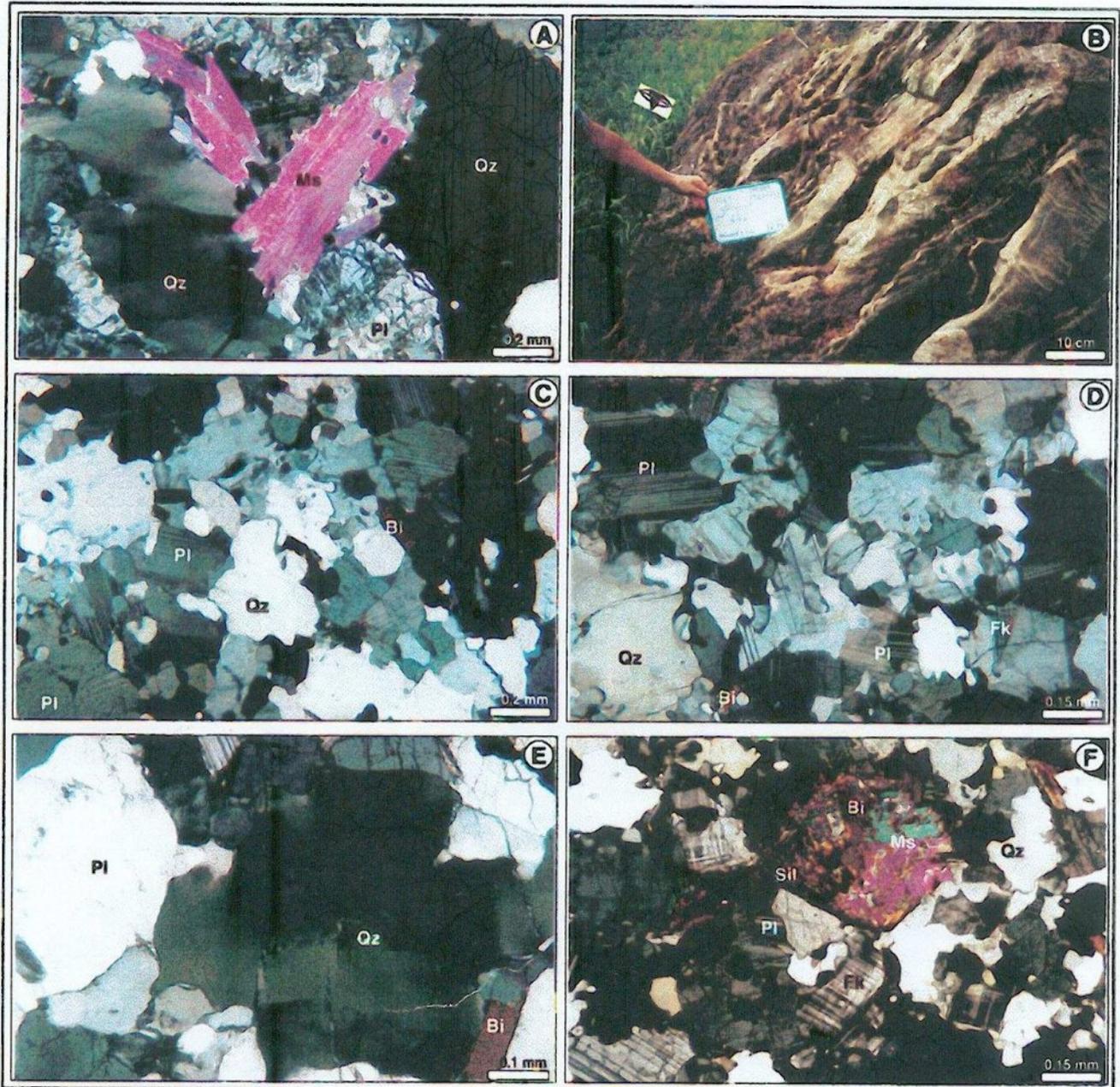


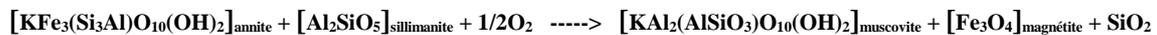
Figure IV- 30: Planche photographique dans les massifs de Taï (A) et de Méagui (B-F). - L'ensemble des structures sont typiques d'une déformation à l'état solide de haute température (A), à l'état sub-magmatique et sub-solidus (C--F), voir texte pour les commentaires; B=affleurement montrant les relations entre le rubanement et les joints transversaux. - Ms=muscovite; Qz=quartz; Pl=plagioclase; Fk=feldspaths potassiques; Bi=biotite; Sil=sillimanite.

VII-2-3: Massifs de Méagui (fig. IV-30 B-F)

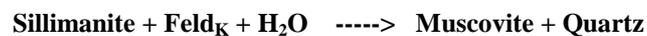
Ces massifs ont une forme ovoïde ou étirée (fig. IV-26). La foliation ou le rubanement de ces massifs peuvent être très nets avec une alternance de lits clairs et de lits sombres (fig. IV-30B). Les pendages y sont modérés (50° - 60°). Des filons de pegmatite s'injectent parallèlement à cette foliation. Le massif renferme également des enclaves sombres parallèles au rubanement et des joints transversaux remplis de quartz apparaissent (fig. IV-30B).

Les feldspaths sont subautomorphes à automorphes et rarement déformés (fig. IV-30C, D). Le quartz xénomorphe est affecté de structures en échiquier "chess-board" caractéristique d'une déformation sub-solidus de haute température (fig. IV-30E). Ceci est confirmé par la présence fréquente de sillimanite fibreuse associée à la biotite et/ou à la muscovite (fig. IV-30F).

On note que la muscovite se développe souvent aux dépens de l'assemblage biotite-sillimanite. Selon Wones et Eugster (1965), la réaction faisant apparaître la muscovite est la suivante:



Cette muscovite peut être également obtenue à partir de la rétro-morphose de la sillimanite à des températures comprises entre 600° et 700°C et à des pressions comprises entre 4 et 6 kb selon Miyashiro (1960). La réaction est:



En résumé, la déformation des massifs du SW et de Méagui est sub-magmatique à sub-solidus dans des conditions P-T certainement plus élevées.

CONDITIONS P-T DE CRISTALLISATION DES MINERAUX **RELATION AVEC LES TRAJECTOIRES DE DEFORMATION**

I. CONDITIONS P-T DE LA DEFORMATION

L'étude pétro-structurale a montré que la déformation des massifs du batholite de Ferké s'est effectuée sous deux régimes: un régime en aplatissement caractérisé par la préservation des structures de mise en place et un régime de déformation rotationnelle ductile à cassante caractérisée par la formation de structures plastiques généralement de type C/S.

Nous avons résumé dans le tableau IV-4, les caractéristiques microstructurales des massifs étudiés en fonction de la température.

Selon la minéralogie et le type de déformation, on retrouve les plus hautes températures (proches de la température de mise en place) dans les massifs où les structures magmatiques sont bien préservées: massifs du village Mossi, de Gohitafla-Ouéréïtafla, Bongofla, de Méagui dans le domaine SASCA.

Les massifs sont tous affectés par une déformation à l'état solide. Les plus hautes températures se rencontrent dans les massifs où l'on observe des rubans de "type 4" (tableau IV-4) (Boullier et Bouchez, 1978), des mylonites (exemple des massifs de Kouréfla et de Bongofla-Est) et des structures de quartz en échiquier de haute température. L'analyse pétro-structurale permet d'évaluer des faibles conditions de faciès schistes verts. La présence de sillimanite dans le massif de Méagui (très peu déformé) pourrait indiquer des températures plus élevées (600°-700°; Miyashiro, 1960).

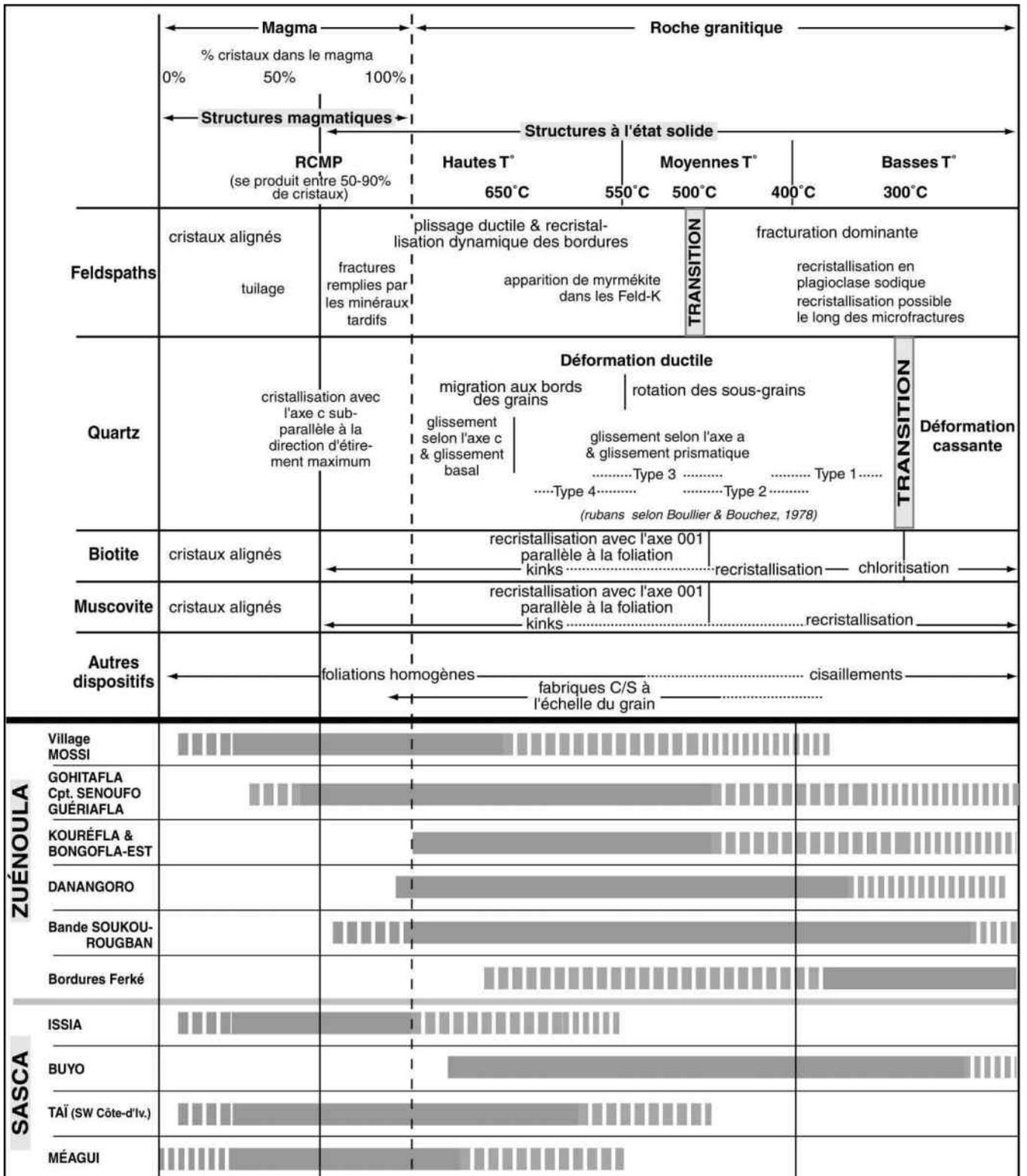


Tableau IV- 4: Relations entre les microstructures et la température dans un granite syn-tectonique, modifié (d'après Tribe et D'Lemos 1996, in Schofield et D'Lemos, 1998). Nous avons résumé les microstructures de certains massifs du batholite de Ferké.

II. TRAJECTOIRES DES FOLIATIONS ET GEOMETRIE DES MASSIFS

II-1: REGION DE ZUENOULA

L'analyse pétro-structurale de quelques massifs du batholite de Ferké a révélé la présence de deux fabriques: une fabrique sub-magmatique et une fabrique à l'état solide. Bien que proches des couloirs mylonitiques, le massif du village Mossi (à environ 5 km à l'est du couloir de Zuénoula) et le massif de Bongofla (près du couloir de la bordure est du batholite) sont de bons exemples de la coexistence des deux fabriques.

Au sein du batholite, des fractures ductiles (NS) ou décrochantes (N50° et N120°) recoupent la fabrique planaire sub-magmatique. Les variations du sens du pendage des foliations subhorizontales, l'orientation des lits de schlierens, les enclaves surmicacées plates montrent localement leur superposition à certaines structures linéamentaires circulaires à sub-circulaires. Ceci vient apporter des éléments de réponse quant à la constitution du batholite de Ferké de plusieurs petits massifs, pétrographiquement distincts.

Si les trajectoires de la déformation à l'état solide sont globalement orientées dans la même direction (NNE-NE), il n'en est pas de même pour les structures à l'état sub-magmatique. Compte tenu de l'influence de la déformation ductile, les trajectoires de la déformation liée à la mise en place doivent être considérées de façon locale. La géométrie des massifs, en faisant abstraction de la déformation ductile, est plane (subhorizontale) pour l'ensemble des massifs sauf pour la bande granitique de Soukourougban qui est subverticale.

Nous avons représenté dans la figure IV-31 une coupe SW NE à travers les massifs du village Mossi-Gohitafla-Bongofla Est.

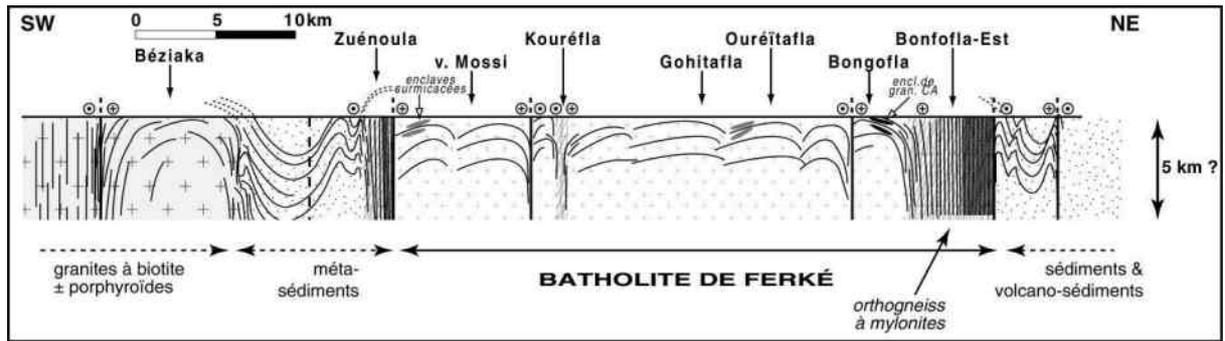


Figure IV- 31: Coupe schématique interprétative SW-NE montrant la géométrie du batholite de Ferké (région de Zuénoula). La foliation à l'état solide a été volontairement oblitérée dans les différents massifs afin de mieux faire ressortir cette géométrie plane. L'échelle dans le plan vertical est exagérée.

II-2: DOMAINE SASCA

Les grands dykes de granite "type Ferké" sont subparallèles, isolés ou interdigités. Selon Lemoine (1988), ces dykes seraient contrôlés par l'accident de Soubré (fig. IV-27) et le déversement de l'ensemble des structures vers le NW permettent de suggérer que les dykes se rejoignent en profondeur. Le domaine SASCA correspond à un niveau structural plus profond.

De ce fait, les grands dykes se prolongent dans la région de Zuénoula sous la forme de grands massifs. Nous y reviendrons dans la synthèse (chapitre V).

Nous avons réalisé une coupe schématique interprétative NW-SE depuis la faille du mont Trou jusqu'à la limite des formations de San-Pedro/Sassandra (fig. IV-32). Nos propres données structurales ont été complétées avec celles de Papon (1973) et de Lemoine (1988).

Sur la carte de Papon, on peut distinguer 4 grands ensembles selon la coupe:

Ensemble 1: * granites à deux micas (γ^m) "type Ferké" (dykes et massifs arrondis).

* migmatite en liaison avec granite à deux micas ($M\gamma$).

Ensemble 2: constituant le sillon de Hana-Lobo. Ce sont des:

* schistes sériciteux, chloriteux, gréseux (S, Sg).

* grès feldspathique métamorphique (gt) localisé en bordure du sillon, le long de faille.

* schistes quartzo-feldspathiques, quartzites, tuf (Sqt) et des micaschistes (m) constituant des formations limitées en bordure du sillon. Ces formations sont liées au métamorphisme de contact pendant la mise en place des granites type Ferké.

Ensemble 3: * gneiss à biotite, grenat et muscovite subordonnée ($\xi_{lg,(m)}$) plus métamorphiques que les formations de l'ensemble 2.

* amphibolites, amphibolites et quartzites associées, quartzite à magnétite (*A, AQ, qmt*) qui forment de petites lentilles dans les gneiss ou les formations de l'ensemble 4. Ces formations pourraient correspondre à des ceintures comme on peut en trouver dans l'Est de la Côte-d'Ivoire (ensemble sédimentaire et volcanique de la Kinkéné; voir Vidal *et al.*, 1996).

Ensemble 4: * migmatites?, granitoïdes de type TTG (*M*) comme celui de la carrière de Soubré (tonalites à enclaves basiques).

A partir de ces quatre ensembles et les données structurales, nous pouvons définir quatre grandes unités lithologiques: l'unité de Taï, l'unité (sillon) de Hana-Lobo, l'unité de Soubré/Méagui et l'unité de Tabou/Grand Bérébi.

- *Unité de Taï (ensembles 1, 3, 4)*

L'ensemble 1 (granites à deux micas uniquement) est constitué de petits massifs allongés (dykes?) intrusifs et plus abondants dans l'ensemble 3 que dans l'ensemble 4. Ces massifs allongés sont subconcordants à la foliation ou au rubanement des ensembles 3 et 4. L'ensemble 3 forme parfois une ceinture autour de l'ensemble 4. Ce dernier pourrait correspondre à des dômes granitiques ou à un anticlinorium.

- *Unité (ou sillon) de Hana-Lobo (ensembles 1, 2)*

Cette unité forme un synclinorium et correspond le seul véritable bassin sédimentaire de la zone d'étude. Les grands dykes de granite "type Ferké" qui traversent l'ensemble 3 recoupent également le sillon. Ces dykes se limitent essentiellement en bordure du sillon, dans la partie sud, le long de faille? La présence de micaschistes à deux micas, andalousite et staurotide en bordure du sillon et le long de la faille de Soubré pour être la conséquence de la mise en place des granites "type Ferké". Signalons que des micaschistes Les mesures structurales obtenues sur les dykes et massifs à deux micas (SE de Taï et barrage de Buyo, encadré fig. IV-32), ainsi que sur l'encaissant, montre un déversement de l'ensemble des structures vers le NW comme l'avait déjà suggéré Lemoine (1988), (voir fig. IV-27).

Cette unité reposerait en discordance sur les gneiss de l'ensemble 3 (Papon, 1973). Cette discordance serait plus visible à l'ouest du sillon, alors qu'elle serait estompée à l'est par la faille de Soubré.

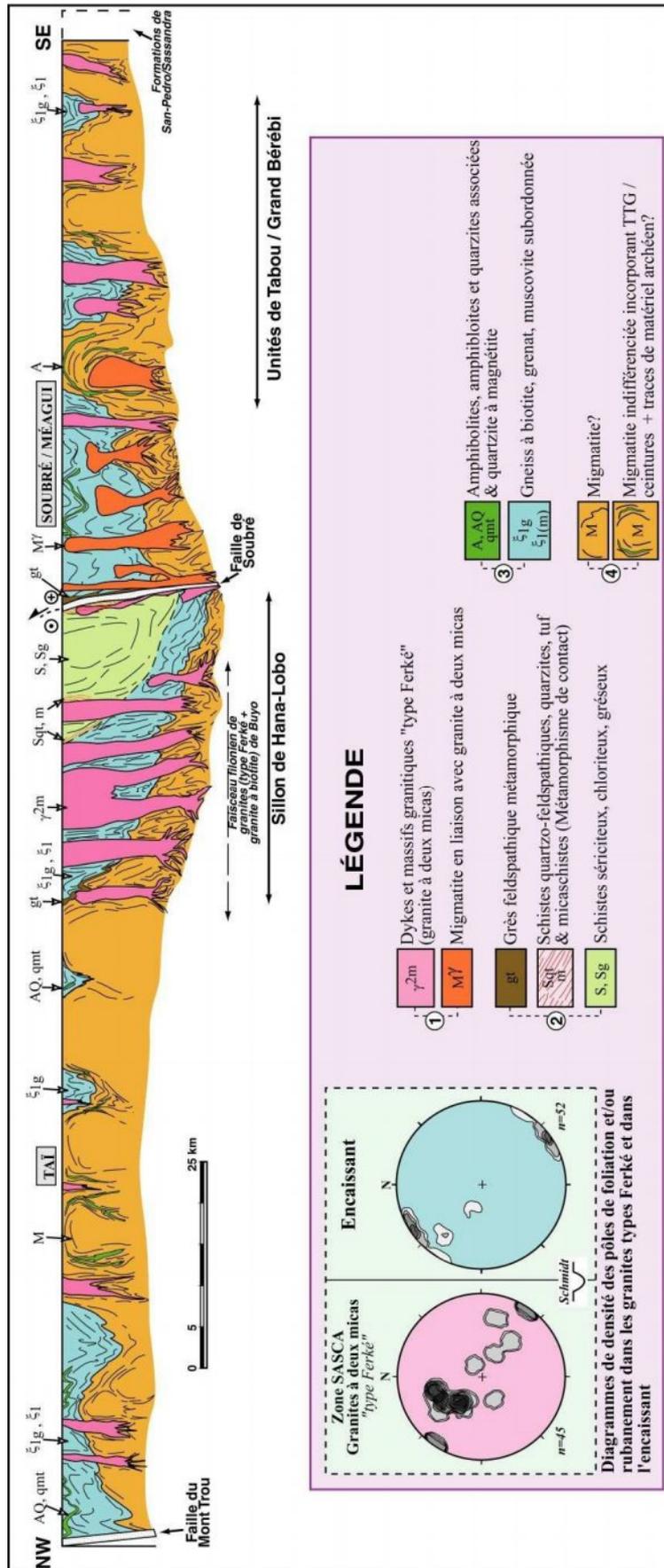


Figure IV- 32: Coupe schématique interprétative NW-SE dans la zone Sasca. - 1, 2 3 & 4 sont les ensembles décrits dans le texte.

- Unité de Soubré/Méagui (ensembles 1, 3, 4)

L'unité de Soubré/Méagui est séparée de l'unité de Hana-Lobo par la faille de Soubré. L'ensemble 1 est représentée par des dykes subconcordants aux structures des ensembles 3 et 4. Plus à l'est de Soubré/Méagui les granites à deux micas sont, soit des dykes, soit massifs ovoïdes recoupant l'ensemble 3. C'est également dans cet ensemble 3 que l'on rencontre les granitoïdes désignés sous le nom de "migmatite en liaison avec les granites à deux micas" (Papon, 1973). Certains massifs ovoïdes (exemple du massif de Méagui décrit plus haut) sont peu ou pas déformé et pourraient correspondre à des terminaisons des dykes. Quelques enclaves d'amphibolite ont été cartographiées dans les granites à deux micas et dans ces "migmatites". L'ensemble 4 est, comme dans l'unité de Taï, très peu recoupé par les granites à deux micas. Certains massifs de l'ensemble 4 (cas de la tonalite de la carrière de Soubré) sont intrusifs dans les gneiss à grenat, formant des dômes granitiques au sein de ces gneiss.

Le déversement vers le NW de l'ensemble des structures entraîne une remontée de l'ensemble 3 sur l'unité de Hana-Lobo (Papon, 1973; Lemoine, 1988).

- Unité de Tabow/Grand Bérébi (ensembles 1, 3, 4)

C'est le prolongement vers le SW de l'unité de Soubré/Méagui. Cette unité présente les mêmes caractéristiques que l'unité de Soubré/Méagui. On remarquera également la rareté des dykes et granites à deux micas dans l'ensemble 4 et le déversement des structures vers le NW. Les formations de l'ensemble 4 seraient plus métamorphiques dans cette unité que dans les autres.

En résumé, les différentes unités montrent que les granites à deux micas "type Ferké" sont intrusifs dans la série sédimentaire de la Hana-Lobo, plus abondants dans les gneiss et formations associées de l'ensemble 3 et plus rares dans les formations de l'ensemble 4. La conséquence de telles relations peut expliquer l'origine des granites à deux micas: fusion à l'interface entre les ensembles 3 et 4 et remontée dans l'ensemble 3 (d'où plus de dykes et massifs dans cet ensemble). La faille de Soubré semble inverse, avec remontée des unités métamorphiques sur l'unité de Hana-Lobo.

II-2: RELATIONS STRUCTURALES ENTRE LE BATHOLITE ET SON ENCAISSANT

Différentes types de relations entre le batholite de Ferké et son encaissant ont été décrites. Il est cependant utile de les résumer brièvement:

- aucun contact direct n'a été observé entre le granite et son encaissant métasédimentaire. Cependant plusieurs structures permettent d'envisager la proximité latérale du granite ou sa présence sous les méta-volcanosédiments:
- enrichissement en micas, notamment la muscovite dans les métasédiments;
- présence de microplis isoclinaux, de filons de quartz et/ou de pegmatite près des zones de contact et des zones mylonitisées. Ces microplis isoclinaux passent à des plis ouverts lorsqu'on s'éloigne du contact;
- présence fréquente de pegmatite très peu ou pas déformée;
- présence d'enclaves parfois aplaties et pendages faibles de la foliation sub-magmatique du granite;
- enrichissement en muscovite de l'encaissant.

Nous n'avons pas observé de contact entre le batholite de Ferké et les metabasites, à l'exception de quelques petites enclaves sombres riches en hornblende verte observée dans le massif de Kounahiri. Ces enclaves sombres pourraient provenir de l'orthogneiss granodioritique situé à une dizaine de kilomètre à l'Est. Des massifs de gabbros (dont on ne connaît pas l'âge) ont été cartographiés dans la partie ouest du batholite de Ferké (Sud de Ferkéssédougou; Delor *et al.*, 1995b).

CONCLUSION

Cette étude pétro-structurale a permis de mettre en évidence:

(i) le caractère sub-synchrone de la déformation liée à la mise en place des différents massifs et de la déformation liée au raccourcissement régional. Ces déformations sont hétérogènes et sont à considérer selon les unités plutoniques qui présentent également des variations pétrographiques.

(ii) conditions P-T de grade faible à moyen dans les massifs de la région de Zuénoula et des conditions de température plus élevées dans les massifs de la zone SASCA. Les données cartographiques semblent indiquer une liaison entre les dykes de granites de "type Ferké" et le grand batholite des régions de Zuénoula et Katiola-Marabadiassa. Les données structurales et minéralogiques n'indiquent pas de conditions de haut grade et viennent confirmer la mise en place du batholite de Ferké à une faible profondeur (au moins pour la région de Zuénoula).

(iii) la combinaison des données télé-satellitaires et structurales montrent, qu'en dehors des grands couloirs décrochants, la puissance de la couverture sédimentaire était probablement faible au cours de la mise en place des massifs.

(iv) la géométrie globale des unités plutoniques est plane, avec des pendages faibles, sauf dans la bande granitique de Soukourougban, dans la partie ouest. Cette géométrie doit être considérée au niveau de chaque unité plutonique et non de façon globale dans le batholite de Ferké.

Légende des figures IV-33 & 34

Figure IV-33 (voir p. 241)

A: Position des biotites des granites "type Ferké" dans le diagramme de classification de Deer et al. (1966); B: Domaine des biotites primaires, transformées et/ou néoformées dans le diagramme triangulaire [(FeO+MnO)-10TiO₂-MgO] de Nachit (1994); C: Position des biotites dans différentes associations de granitoïdes FeO_r-MgO-Al₂O₃, d'après Rossi et Chèvremont (1987).

Figure IV-34 (voir p. 242)

A: Position des biotites dans différentes lignées magmatiques, Al vs Mg, d'après Nachit (1994); B: Composition des biotites exprimée en Al et Mg (a.p.f.u), in Dorais et al. (1997). Les lignes P et C représentent les champs des biotites, respectivement, des granites peralumineux et calco-alcalins (Nachit et al., 1985). La ligne P/C est la ligne séparant les granites peralumineux des granites calco-alcalins adapté de Abdel-Rahman (1994) par Stussi et Cuney (1996); C: Position des muscovites des granites "type Ferké" dans le diagramme de Miller et al. (1981); D: Composition des plagioclases dans le diagramme Or-Ab-An.

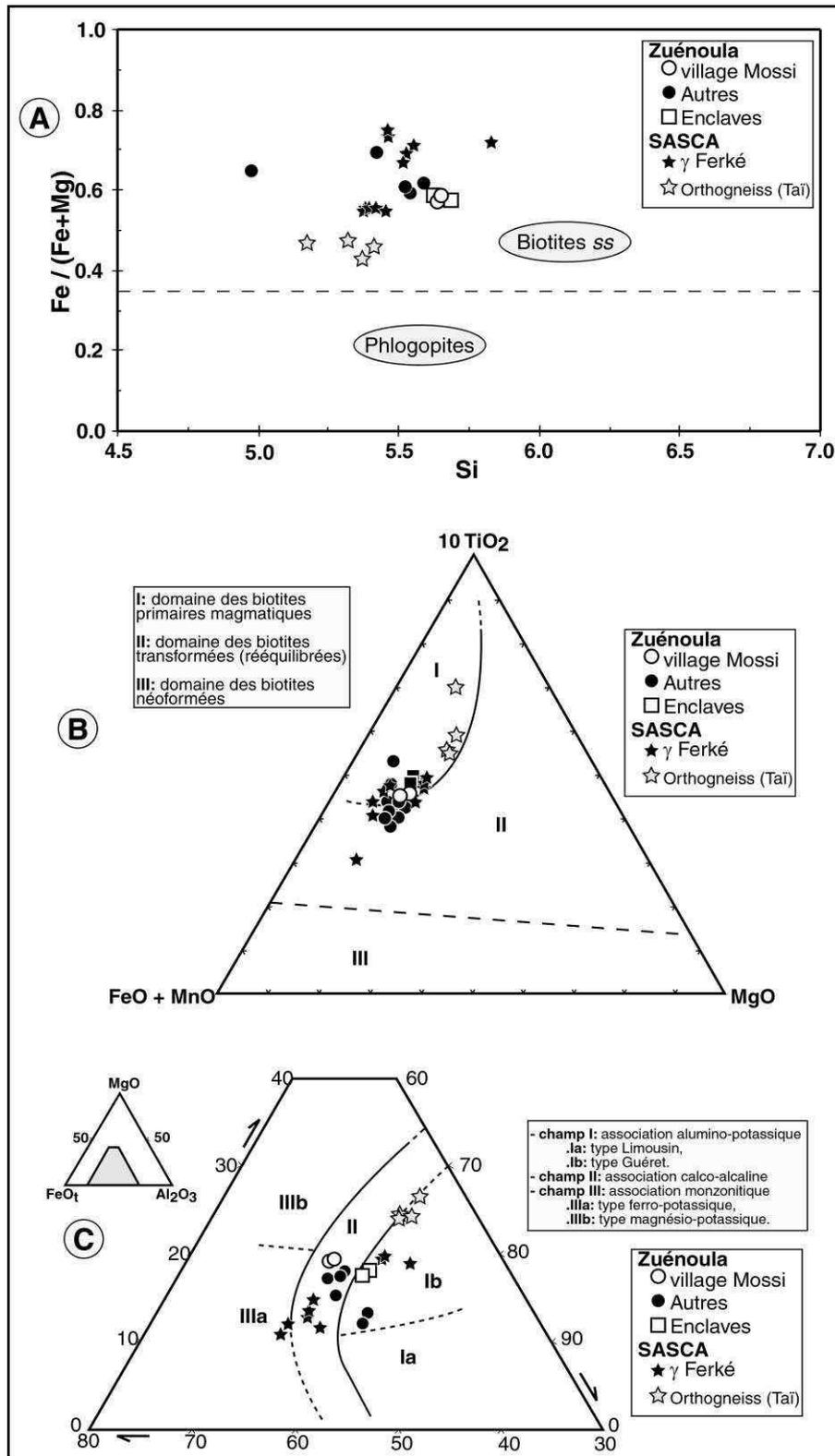


Figure IV- 33:

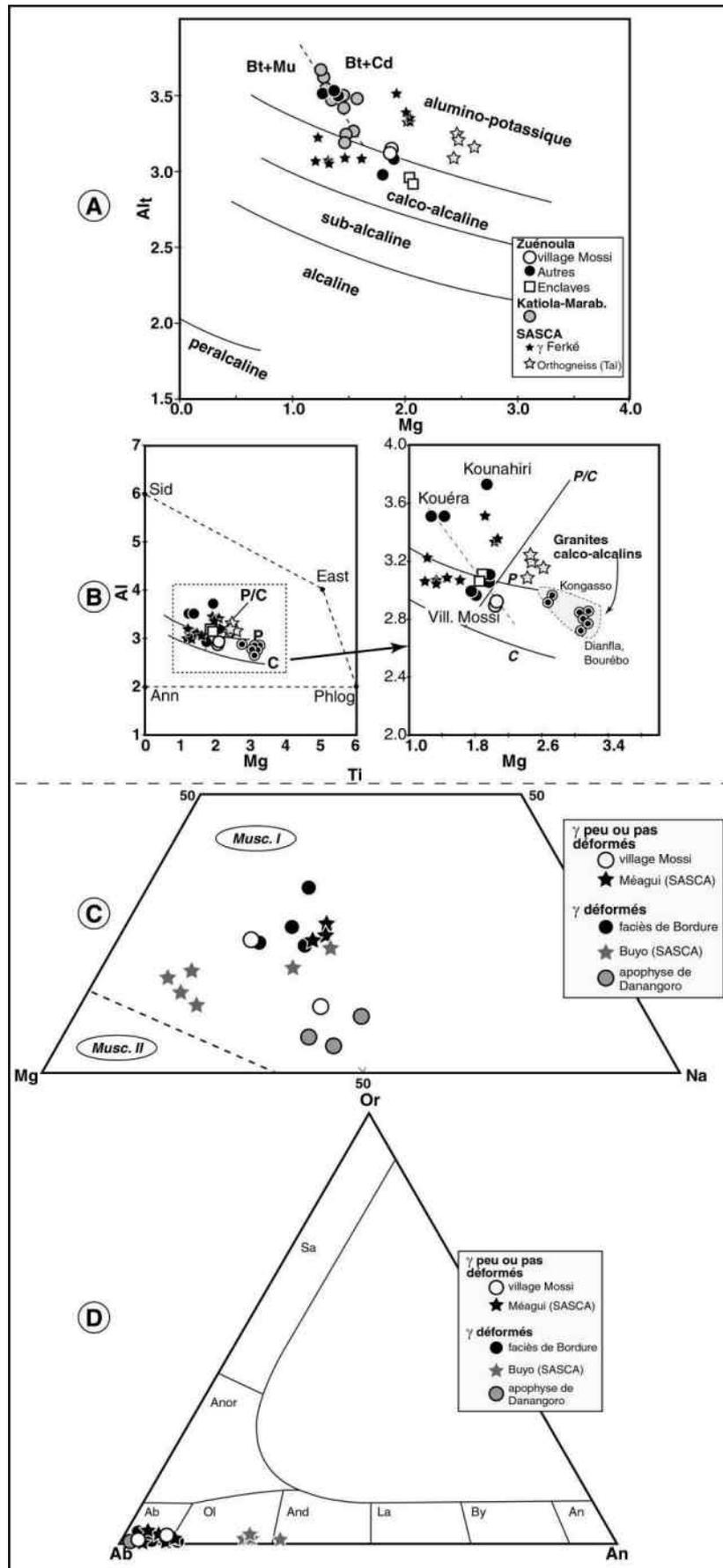


Figure IV- 34:

BIOTITE Massifs	ZUENOULA								
	vill. Mossi OG - 27		Kounahiri OG - 40	Kouéra OG - 08 S	Vouéboufla Zu65			Encl. Ouréitafila Zu 55b	
	46	47	50	69	135	136	137	80	81
N° Anal	a		b		b			c	
SiO2	36,88	37,24	31,13	35,65	35,53	35,60	35,70	37,18	37,33
Al2O3	16,06	16,29	19,76	19,57	16,92	16,05	16,84	17,44	17,24
TiO2	2,17	2,34	1,98	2,89	2,14	2,38	2,27	2,38	2,38
FeO	22,22	22,21	26,35	23,03	22,01	22,26	21,56	20,67	20,02
MgO	9,00	9,07	8,15	5,63	8,10	7,74	8,22	8,28	8,22
CaO	0,08	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,22	0,11	0,62	0,41	0,55	0,68	0,48	0,53	0,55
Cr2O3	0,00	0,03	0,00	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07
K2O	9,54	9,86	4,30	9,89	9,76	9,79	10,13	9,86	9,89
Na2O	0,04	0,02	0,00	0,00	0,03	0,03	0,09	0,05	0,00
Total	96,21	97,16	92,33	97,15	95,04	94,52	95,29	96,37	95,69
Si	5,641	5,638	4,975	5,421	5,528	5,587	5,537	5,634	5,681
Al	2,896	2,906	3,722	3,508	3,103	2,970	3,079	3,115	3,092
Ti	0,249	0,266	0,238	0,330	0,250	0,281	0,264	0,271	0,272
Fe	2,842	2,812	3,522	2,929	2,864	2,922	2,797	2,620	2,548
Mg	2,053	2,046	1,942	1,276	1,878	1,810	1,902	1,870	1,864
Ca	0,014	0,000	0,006	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,028	0,014	0,084	0,052	0,073	0,090	0,064	0,068	0,071
Cr	0,000	0,003	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,008
K	1,866	1,909	0,879	1,922	1,942	1,964	2,010	1,910	1,923
Na	0,012	0,004	0,000	0,000	0,008	0,008	0,027	0,014	0,000
Total	15,601	15,599	15,366	15,450	15,646	15,633	15,678	15,500	15,459
(*Al ^{IV})	2,359	2,362	3,025	2,579	2,472	2,413	2,463	2,366	2,319
Al ^{IV}	2,359	2,362	3,025	2,579	2,472	2,413	2,463	2,366	2,319
Al ^{VI}	0,537	0,544	0,697	0,929	0,630	0,558	0,615	0,748	0,773
Fe/Fe+Mg	0,581	0,579	0,645	0,697	0,604	0,617	0,595	0,584	0,578
Si	5,641	5,638	4,975	5,421	5,528	5,587	5,537	5,634	5,681

SILLIMANITE	
Massif de Méagui	
(SASCA)	
ITS 51	
SiO2	42,441
Al2O3	56,05
FeO	0,5
K2O	0,008
Total	98,999

Massifs	SASCA														
	Méagui ITS 51				Grégbou ITS 09		Buyo ITS 33A				Tai ITS 14				
	101	104	105	106	108	114	118	126	127	128	129	151	152	153	160
N° Anal	a											c			
SiO2	35,67	36,15	35,64	35,44	35,50	35,02	34,64	37,54	34,34	35,37	34,18	35,44	35,63	35,50	36,02
Al2O3	18,81	19,68	18,77	18,49	18,48	16,58	16,34	17,59	16,32	16,61	16,28	17,95	18,13	17,92	17,94
TiO2	2,61	2,52	2,74	2,72	2,73	2,46	2,26	1,37	2,31	2,64	2,55	3,44	3,74	6,87	4,11
FeO	20,02	18,55	20,00	19,85	19,93	24,69	24,16	24,59	26,77	24,86	27,19	16,57	17,98	17,78	16,01
MgO	9,14	8,62	9,02	9,01	8,91	6,24	6,81	5,34	5,60	5,70	5,10	10,87	11,14	11,20	11,81
CaO	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,03
MnO	0,38	0,29	0,36	0,27	0,30	0,34	0,61	0,46	0,60	0,62	0,54	0,00	0,00	0,01	0,07
Cr2O3	0,00	0,00	0,02	0,03	0,03	0,00	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00	0,07	0,19	0,00	0,12
K2O	10,15	9,51	10,02	9,72	9,44	9,69	8,65	6,72	9,25	9,68	9,31	9,62	10,04	9,86	9,92
Na2O	0,07	0,03	0,04	0,08	0,05	0,01	0,05	0,10	0,07	0,08	0,00	0,05	0,02	0,10	0,10
Total	96,86	95,35	96,61	95,59	95,36	95,03	93,56	93,78	95,25	95,55	95,14	94,01	96,90	99,24	96,12
Si	5,383	5,462	5,388	5,405	5,420	5,523	5,519	5,831	5,465	5,552	5,460	5,410	5,323	5,173	5,369
Al	3,345	3,506	3,345	3,324	3,326	3,083	3,069	3,221	3,062	3,073	3,065	3,229	3,192	3,077	3,151
Ti	0,296	0,286	0,311	0,312	0,313	0,291	0,271	0,160	0,276	0,312	0,306	0,395	0,420	0,753	0,461
Fe	2,527	2,344	2,528	2,532	2,544	3,257	3,219	3,194	3,564	3,263	3,633	2,115	2,246	2,167	1,995
Mg	2,057	1,941	2,033	2,048	2,028	1,467	1,618	1,237	1,329	1,333	1,215	2,472	2,481	2,433	2,624
Ca	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,012	0,000	0,000	0,000	0,000	0,006	0,000	0,005
Mn	0,048	0,038	0,046	0,034	0,038	0,045	0,082	0,061	0,081	0,082	0,073	0,000	0,000	0,001	0,009
Cr	0,000	0,000	0,003	0,003	0,004	0,000	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,022	0,000	0,014
K	1,959	1,838	1,936	1,895	1,843	1,955	1,763	1,335	1,882	1,943	1,901	1,877	1,916	1,836	1,891
Na	0,019	0,009	0,011	0,024	0,015	0,004	0,016	0,031	0,020	0,024	0,000	0,016	0,006	0,029	0,028
Total	15,637	15,423	15,601	15,579	15,531	15,624	15,563	15,082	15,679	15,583	15,652	15,523	15,611	15,469	15,547
(*Al ^{IV})	2,617	2,538	2,612	2,595	2,580	2,477	2,481	2,169	2,535	2,448	2,540	2,590	2,677	2,827	2,631
Al ^{IV}	2,617	2,538	2,612	2,595	2,580	2,477	2,481	2,169	2,535	2,448	2,540	2,590	2,677	2,827	2,631
Al ^{VI}	0,728	0,968	0,733	0,729	0,745	0,605	0,588	1,052	0,527	0,625	0,524	0,638	0,515	0,250	0,521
Fe/Fe+Mg	0,551	0,547	0,554	0,553	0,556	0,689	0,666	0,721	0,728	0,710	0,749	0,461	0,475	0,471	0,432
Si	5,383	5,462	5,388	5,405	5,420	5,523	5,519	5,831	5,465	5,552	5,460	5,410	5,323	5,173	5,369

Tableau IV- 5: Composition des biotites des massifs granitiques type Ferké et d'un cristal de sillimanite (massif de Méagui). - a=massifs peu ou pas déformés; b=faciès de bordure; c=massifs déformés.

MUSCOVITE Massifs N° Ech N° Anal	ZUENOULA									
	vill. Mossi OG - 27	Kounahiri OG - 40	Kouéra OG - 08 S	Vouéboufla Zu65			Danangoro Zu80			Encl. Ouréïtafla Zu 55b
	48	51	70	131	134	139	140	145	146	83
	a	a	b	b			c			c
SiO2	46,95	46,30	46,79	45,22	45,01	45,86	46,09	45,87	45,90	46,48
Al2O3	32,51	35,01	35,85	32,12	31,45	32,40	35,02	35,40	34,99	31,13
TiO2	0,82	0,26	0,70	1,11	0,81	0,99	0,27	0,09	0,13	0,69
FeO	4,26	3,21	1,54	5,02	4,38	4,65	1,56	1,88	2,49	4,53
MgO	0,97	0,59	0,72	0,71	0,96	0,92	0,65	0,50	0,57	1,48
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,05	0,08	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,04	0,04	0,02
Cr2O3	0,00	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K2O	10,40	10,44	10,48	9,91	11,20	11,00	10,67	10,31	11,09	10,41
Na2O	0,29	0,34	0,36	0,34	0,30	0,39	0,50	0,32	0,31	0,18
Total	96,24	96,29	96,45	94,44	94,12	96,25	94,77	94,40	95,51	94,91
Si	3,138	3,075	3,074	3,093	3,106	3,091	3,089	3,082	3,075	3,159
Al	2,561	2,741	2,776	2,589	2,558	2,574	2,767	2,803	2,763	2,493
Ti	0,041	0,013	0,035	0,057	0,042	0,050	0,014	0,004	0,006	0,035
Fe	0,238	0,178	0,085	0,287	0,253	0,262	0,087	0,105	0,140	0,257
Mg	0,096	0,058	0,071	0,072	0,099	0,092	0,065	0,050	0,057	0,150
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,003	0,004	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,002	0,002	0,001
Cr	0,000	0,004	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
K	0,888	0,886	0,881	0,866	0,988	0,948	0,914	0,886	0,950	0,904
Na	0,037	0,043	0,046	0,045	0,040	0,051	0,066	0,042	0,040	0,023
Total	7,003	7,004	6,967	7,011	7,087	7,071	7,003	6,976	7,033	7,023
(*Al*)	0,862	0,925	0,926	0,907	0,894	0,909	0,911	0,918	0,925	0,841
AlIV	0,862	0,925	0,926	0,907	0,894	0,909	0,911	0,918	0,925	0,841
AlVI	1,699	1,817	1,850	1,682	1,664	1,665	1,857	1,886	1,837	1,652
XFe	0,712	0,755	0,545	0,799	0,719	0,739	0,573	0,678	0,710	0,632
Na/K	0,042	0,049	0,053	0,052	0,041	0,054	0,072	0,047	0,042	0,026

N° Ech Massifs N° Anal	SASCA								
	ITS 51	ITS 51	ITS 51	ITS 09	ITS 09	ITS 09	ITS 33A	ITS 33A	ITS 33A
	97	98	100	109	111	113	122	123	124
	a	a	a	c			c		
SiO2	46,13	45,41	45,08	46,01	46,16	46,95	46,28	46,15	46,37
Al2O3	34,59	33,90	34,26	32,87	32,82	30,43	31,90	33,40	32,25
TiO2	0,75	0,72	0,64	0,78	0,83	0,58	0,60	0,56	0,37
FeO	2,40	3,25	3,01	3,94	3,96	4,27	3,79	3,51	3,90
MgO	0,60	0,63	0,63	0,90	0,81	1,42	1,09	0,75	1,03
CaO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MnO	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,00	0,12	0,02	0,04
Cr2O3	0,00	0,00	0,03	0,07	0,01	0,00	0,00	0,03	0,01
K2O	11,15	11,27	11,24	0,33	10,64	11,16	10,97	10,78	11,07
Na2O	0,34	0,36	0,32	10,80	0,48	0,22	0,18	0,34	0,21
Total	95,97	95,54	95,21	95,70	95,74	95,03	94,92	95,53	95,22
Si	3,077	3,063	3,048	3,036	3,107	3,196	3,143	3,105	3,141
Al	2,720	2,696	2,730	2,556	2,604	2,441	2,554	2,649	2,574
Ti	0,038	0,036	0,032	0,039	0,042	0,030	0,030	0,028	0,019
Fe	0,134	0,183	0,170	0,217	0,223	0,243	0,215	0,198	0,221
Mg	0,060	0,064	0,064	0,089	0,081	0,144	0,111	0,075	0,104
Ca	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,007	0,001	0,002
Cr	0,000	0,000	0,002	0,004	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
K	0,951	0,972	0,972	0,027	0,915	0,971	0,953	0,927	0,958
Na	0,044	0,047	0,042	1,382	0,063	0,030	0,023	0,044	0,027
Total	7,023	7,062	7,060	7,350	7,038	7,055	7,037	7,028	7,046
(*Al*)	0,923	0,937	0,952	0,964	0,893	0,804	0,857	0,895	0,859
AlIV	0,923	0,937	0,952	0,964	0,893	0,804	0,857	0,895	0,859
AlVI	1,797	1,759	1,779	1,592	1,711	1,637	1,698	1,753	1,715
XFe	0,692	0,742	0,728	0,711	0,733	0,629	0,661	0,725	0,680
Na/K	0,046	0,049	0,043	50,417	0,069	0,030	0,024	0,047	0,028

Tableau IV- 6: Composition des muscovites des massifs type Ferké. - a=massifs peu ou pas déformés; b=faciès de bordure; c=massifs déformés.

GRENATS (24 oxyg) N°Ech N° Anal	ZUENOULA Danangoro Zu80					SASCA Taï ITS 14					
	142	143	144	148	149	150	154	155	159	165	167
	c					c					
SiO2	36,85	36,55	36,64	36,86	37,13	38,87	38,32	38,52	38,39	38,80	38,12
Al2O3	21,10	21,22	21,19	20,91	20,67	21,85	21,93	22,26	21,52	21,92	21,86
TiO2	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,04	0,06	0,00	0,06
FeO	32,05	32,36	32,33	32,34	32,27	32,68	32,91	32,69	35,20	33,68	32,07
MgO	1,20	0,92	1,02	1,06	1,07	6,41	6,44	6,50	4,88	6,74	6,88
MnO	10,49	10,86	10,55	10,57	10,67	0,59	0,59	0,56	0,87	0,65	0,63
CaO	0,60	0,31	0,29	0,25	0,47	1,77	1,83	1,88	1,49	0,99	1,20
Cr2O3	0,02	0,07	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,11	0,00	0,03	0,00
Total	102,33	102,27	102,02	101,98	102,29	102,19	102,02	102,56	102,40	102,80	100,83
Si	5,93	5,90	5,92	5,96	5,98	5,99	5,93	5,92	5,98	5,96	5,94
Al	4,00	4,04	4,04	3,98	3,93	3,97	4,00	4,03	3,95	3,97	4,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
Fe	4,31	4,37	4,37	4,37	4,35	4,21	4,26	4,20	4,59	4,33	4,18
Fe3+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	4,31	4,37	4,37	4,37	4,35	4,21	4,26	4,20	4,59	4,33	4,18
Mg	0,29	0,22	0,24	0,25	0,26	1,47	1,49	1,49	1,13	1,54	1,60
Mn	1,43	1,48	1,44	1,45	1,46	0,08	0,08	0,07	0,11	0,08	0,08
Ca	0,10	0,05	0,05	0,04	0,08	0,29	0,30	0,31	0,25	0,16	0,20
Cr	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	16,07	16,08	16,06	16,05	16,05	16,02	16,06	16,05	16,03	16,05	16,04
% Alm	70,29	71,20	71,53	71,48	70,79	69,55	69,54	69,04	75,39	70,71	68,96
% Py	4,69	3,60	4,00	4,16	4,18	24,33	24,24	24,45	18,63	25,20	26,35
% Gro	1,68	0,86	0,83	0,71	1,32	4,83	4,95	5,09	4,09	2,67	3,31
% Spe	23,31	24,20	23,64	23,65	23,71	1,27	1,26	1,20	1,89	1,37	1,38
% Ouv	0,04	0,14	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,22	0,00	0,05	0,00
XFe	0,94	0,95	0,95	0,95	0,94	0,74	0,74	0,74	0,80	0,74	0,72
AlIV	0,07	0,10	0,08	0,04	0,02	0,01	0,07	0,08	0,02	0,04	0,06
AlVI	3,93	3,94	3,96	3,94	3,91	3,96	3,94	3,96	3,94	3,93	3,96

PLAGIOCLASE	ZUENOULA					
	Kouéra OG 08S	Kounahiri OG 40	Vouéboufla Zu65		Danangoro Zu80	Encl. Ouréitafila Zu 55b
	68	53	132	133	141	84
	b		a		c	
SiO2	68,84	67,05	66,64	66,18	68,31	66,42
Al2O3	20,60	21,43	21,38	21,28	20,14	21,95
FeO	0,00	0,00	0,06	0,06	0,00	0,15
CaO	0,66	1,26	2,09	2,03	0,57	2,44
Na2O	11,30	10,70	11,06	10,95	11,88	10,33
K2O	0,11	0,11	0,06	0,06	0,03	0,05
Total	101,52	100,55	101,29	100,56	100,93	101,33
Si	2,96	2,92	2,90	2,90	2,96	2,88
Al	1,05	1,10	1,10	1,10	1,03	1,12
Fe2+	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,03	0,06	0,10	0,10	0,03	0,11
Na	0,94	0,90	0,93	0,93	1,00	0,87
K	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Total	4,99	4,99	5,02	5,02	5,02	4,99
% Ab	96,25	93,31	90,26	90,42	97,25	88,24
% An	3,12	6,05	9,41	9,28	2,57	11,50
% Or	0,63	0,64	0,33	0,30	0,18	0,26

Massifs N° Lame N° Analyse	SASCA										
	Méagui ITS 51		Grégbou ITS 09		Buyo ITS 33A		Taï ITS 14				
	103	107	115	116	125	130	162	163	164	166	168
	a		c		c		c				
SiO2	64,05	65,95	68,05	68,07	68,85	67,84	62,22	63,22	62,43	61,33	62,29
Al2O3	22,76	22,07	20,60	20,25	19,78	20,29	24,67	24,32	24,56	25,58	24,12
FeO	0,15	0,11	0,00	0,00	0,00	0,09	0,00	0,00	0,47	0,12	0,04
CaO	2,08	2,40	1,09	0,74	0,59	0,86	5,68	5,40	5,71	6,92	5,68
Na2O	9,58	10,89	11,61	11,43	11,99	10,98	9,02	9,03	8,77	8,17	8,97
K2O	0,09	0,17	0,06	0,08	0,07	0,07	0,18	0,20	0,31	0,26	0,24
Total	98,71	101,58	101,41	100,58	101,28	100,13	101,77	102,18	102,26	102,38	101,33
Si	2,85	2,86	2,94	2,96	2,98	2,96	2,72	2,75	2,72	2,67	2,74
Al	1,19	1,13	1,05	1,04	1,01	1,04	1,27	1,25	1,26	1,31	1,25
Fe2+	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Ca	0,10	0,11	0,05	0,03	0,03	0,04	0,27	0,25	0,27	0,32	0,27
Na	0,83	0,92	0,97	0,96	1,01	0,93	0,76	0,76	0,74	0,69	0,76
K	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01
Total	4,97	5,03	5,02	5,00	5,02	4,98	5,03	5,02	5,03	5,02	5,03
% Ab	88,82	88,36	94,76	96,10	97,00	95,50	73,44	74,33	72,29	67,15	73,12
% An	10,65	10,76	4,92	3,44	2,65	4,13	25,58	24,58	26,01	31,44	25,61
% Or	0,53	0,88	0,33	0,47	0,35	0,37	0,98	1,09	1,70	1,40	1,27

Tableau IV- 7: Composition des grenats et plagioclases des massifs granitiques type Ferké. - a=massifs peu ou pas déformés; b=faciès de bordure; c=massifs déformés.

CHAPITRE V

SYNTHÈSE ET DISCUSSION

HYPOTHÈSES SUR LES MÉCANISMES DE LA MISE EN PLACE DU BATHOLITE DE FERKE

PLAN:

- ⇒ Hypothèses sur les mécanismes de mise en place des massifs granitoïdes, quelques exemples.
- ⇒ Proposition d'un modèle structural de mise en place du batholite de Ferké.
- ⇒ Vue générale sur la mise en place des granitoïdes de la Côte-d'Ivoire à 2,1 Ga
- ⇒ Corrélation entre le craton ouest-africain et le bouclier guyanais, origine du batholite de Ferké?

INTRODUCTION

Dans un premier temps, nous passons en revue quelques travaux réalisés sur les structures et mécanismes de mise en place des granitoïdes en général et le long des fractures ductiles, en particulier, car proche des caractéristiques du batholite de Ferké. Par la suite nous proposerons quelques modèles structuraux et géodynamiques pour la mise en place du batholite de Ferké puis une extrapolation au Paléoprotérozoïque de l'Afrique de l'ouest.

Précisons que l'étude qui suit, qui nous mènera hors du domaine de Zuénoula, au SW de la Côte-d'Ivoire (domaine SASCA) et jusqu'au craton amazonien, nous permettra d'appréhender la nature du substratum à la verticale du batholite de Ferké et de proposer des mécanismes de sa mise en place.

I. LES HYPOTHESES SUR LES MECANISMES DE MISE EN PLACE DES MASSIFS GRANITIQUES

Les hypothèses sur la mise en place des massifs granitoïdes intègrent les caractéristiques structurales des massifs. Nous donnerons d'abord quelques types de structures avant d'aborder les mécanismes de mise en place.

I-1: STRUCTURES DES MASSIFS GRANITOÏDES

Pour déterminer le type de structure de déformation (ou fabrique), plusieurs techniques ont été développées ces dernières années. En plus des techniques classiques d'analyse structurale (observations et mesures de terrains, orientation préférentielle des minéraux), les données géophysiques (ASM, gravimétrie et profils sismiques) et de modélisation ont été introduites pour mieux cerner les fabriques internes, la géométrie et les facteurs contrôlant la mise en place d'un massif granitoïde.

I-1-1: Fabriques internes et Géométrie

La fabrique interne d'un pluton est fonction du comportement rhéologique du magma. Ce comportement rhéologique dépend de la température et de la viscosité du magma. Ces

deux facteurs contrôlent la vitesse de mise en place du magma dans la croûte. Les travaux effectués par un certain nombre d'auteurs montrent que le refroidissement et la cristallisation du magma provoquent une élévation de la viscosité, dans un laps de température faible (fig. V-1A). Cet état appelé *point critique* interviendrait aux environs de 55% de cristaux (Marsh, 1982), 75% de cristaux (Arzi, 1978; Van der Molen et Paterson, 1979). C'est à ce point critique que se produit la transition entre le comportement magmatique et le comportement solide. Paterson et Tobisch (1992) proposaient, par la suite, que le type de fabrique dans le pluton reflète la viscosité de magma: écoulement magmatique (%liquide>50%), écoulement submagmatique (20%<%liquide<50%), écoulement à l'état solide (%liquide<20%). *Ces fabriques, en particulier la linéation, sont utilisées pour déterminer la cinématique (Amice et al., 1991).*

L'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) s'avère très adaptée à la détermination de la fabrique interne et surtout à la cartographie d'un massif (Bouchez *et al.*, 1990). Par la suite, une combinaison ou non avec des mesures gravimétriques permet de déterminer la forme et l'épaisseur du pluton en profondeur (Vigneresse, 1990; Améglio et Vigneresse, 1997).

Certains auteurs utilisent une approche par modélisation numérique pour mieux comprendre la distribution des fabriques et le mécanisme de mise en place des massifs granitoïdes (Neugebauer et Reuther, 1987; Cruden, 1990; Cruden *et al.*, 1995; Guglielmo, 1993a, 1993b).

Cependant ces techniques d'analyse ne suffisent pas pour connaître la forme des plutons. Il faut par conséquent combiner les données structurales de l'encaissant et de l'auréole de contact.

Une fois que la fabrique interne du pluton et la structuration de l'encaissant autour du pluton ont été bien identifiées, la forme et/ou la géométrie peuvent être envisagées. Les plutons granitoïdes sont de forme variée. Selon que le contact avec l'encaissant s'adapte ou non avec l'axe majeur du pluton, on parle respectivement de pluton concordant ou de pluton discordant.

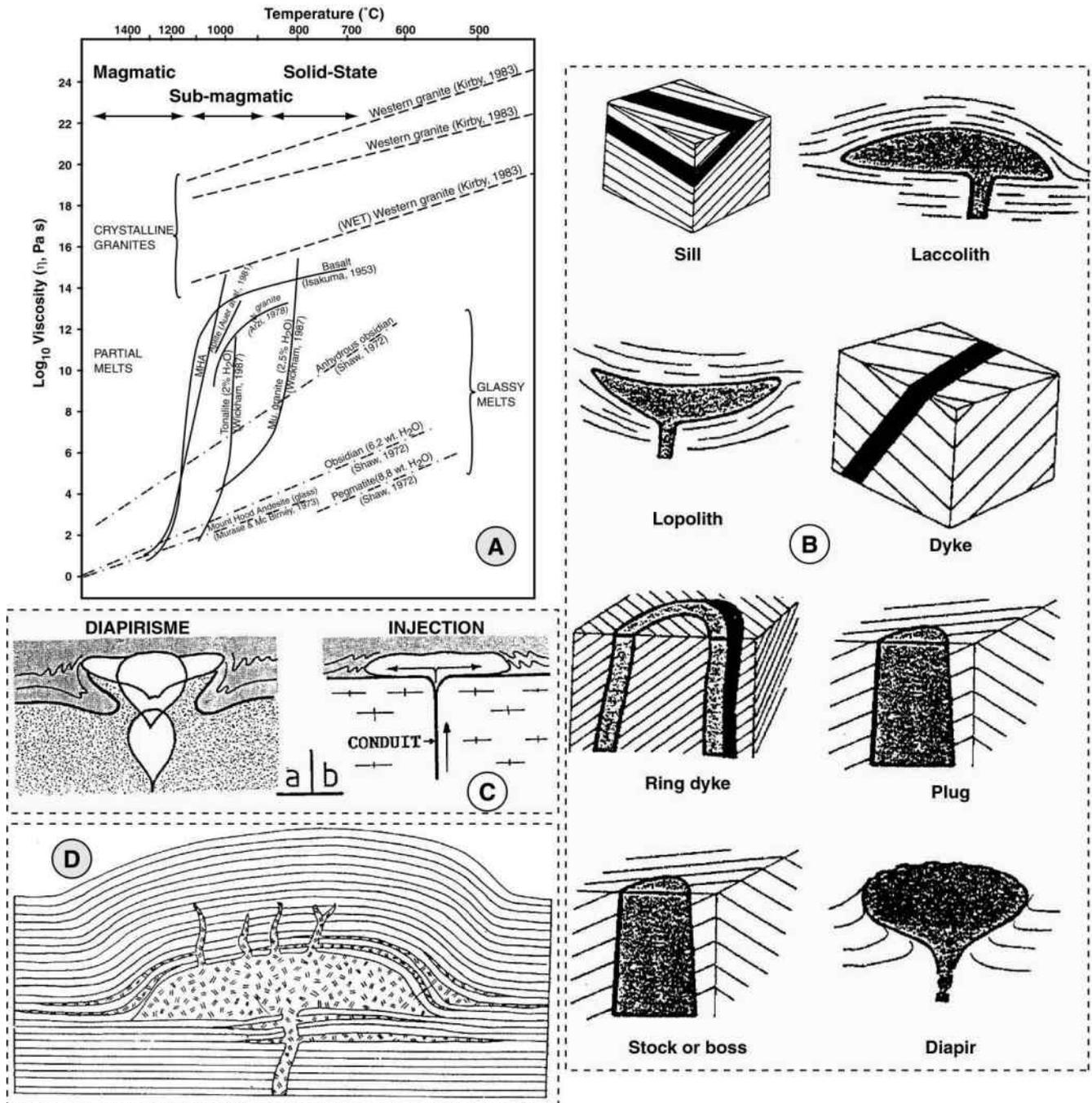


Figure V-1: **A:** Diagramme montrant les relations entre la température, la viscosité et la fabrication d'un système magma-cristaux. Modifié d'après (Cruden, 1990; in Paterson et Tobisch, 1992); **B:** Classification des corps magmatiques d'après leur forme et leurs relations structurales avec l'encaissant (d'après Park, 1983); **C:** Mécanismes de formation des plutons granitiques: a=diapirisme et bulles granitiques en domaine mésozonal; b=injection le long de fractures dans la croûte fragile et assemblage in situ dans la couverture épi-métamorphique; **D:** Forme idéale d'un laccolite, envisagée par Gilbert (1877), in Corry (1988).

On distingue (fig. V-1B), le **sill** qui est un corps plat, qui se met en place parallèlement aux structures de l'encaissant. Les **laccolites** ont un toit en forme de coupole et une base plane qui surmonte la zone d'alimentation. Les **lopolites** ressemblent à des laccolites mais leur base et leur toit sont concaves vers le haut. Les **dykes** sont tabulaires et recoupent les structures de

l'encaissant. Les **stocks** sont circulaires en coupe avec des bordures redressées. Les **diapirs** ont une forme en goutte inversée.

I-1-2: Facteurs contrôlant la forme d'un pluton

La forme des plutons dépend, d'une part, du contraste de ductilité entre le magma et l'encaissant et d'autre part, du contexte tectonique. Dans une croûte fragile, la forme des plutons est contrôlée par les réseaux de fractures préexistantes ou engendrées par la mise en place du pluton (Bussell, 1976). Le pluton aura une forme tabulaire en coupe. Lorsque le magma se met en place dans une croûte ductile, l'encaissant subit une poussée et l'intrusion peut être lenticulaire, globulaire ou en forme de goutte inversée.

Lors de leur mise en place, les granitoïdes enregistrent, dans leurs structures internes et dans leur auréole, les interférences entre le champ de déformation régionale ou forces tectoniques (Brun et Pons, 1981b; Castro, 1987; Neugebauer et Reuther, 1987) ou encore forces de surface (Choukroune, 1995) et le champ de déformation locale lié aux effets de l'intrusion (Lagarde *et al.*, 1990) encore appelé "forces de volume" (Choukroune, 1995). La mise en place des massifs granitoïdes est alors considérée comme *syn-tectonique*. La forme du pluton va dépendre également de ces forces tectoniques. Un des problèmes qui se posent est celui de la création de l'espace nécessaire à la mise en place des plutons syn-tectoniques.

I-2: HYPOTHESES DE MISE EN PLACE

Plusieurs hypothèses sur le mécanisme de mise en place ont été avancées selon la forme et la géométrie des plutons. Parmi celles-ci, on distingue les intrusions forcées, la mise en place associée aux structures tectoniques et les autres mécanismes.

I-2-1: Les intrusions forcées

L'analyse d'un certain nombre de plutons granitoïdes montre les caractères suivants:

- forme circulaire à sub-circulaire en plan;
- autour du pluton, l'encaissant est fortement déformé avec des structures de déformation inclinées. Ces structures moulent la forme du pluton;

- des fabriques inclinées, concordantes et qui s'intensifient au contact de l'encaissant.

Ces caractères sont interprétés comme l'effet de la mise en place forcée du magma granitique (en poussant l'encaissant), selon deux mécanismes: le *diapirisme* (Brun et Pons, 1981b; Schmeling *et al.*, 1988; Ramsay, 1989; Cruden, 1990) et le gonflement in situ ou "*ballooning*".

Le **Diapirisme** (fig. V-1C) est connu comme un processus physique basé sur le fait que les magmas granitiques ont une densité plus faible que celle des roches de l'encaissant. Le diapirisme est bien connu et argumenté dans les modèles expérimentaux où le contraste de ductilité entre le magma et l'encaissant est faible (Cruden, 1990). Ces conditions sont réunies dans la croûte inférieure et où l'encaissant est assez chaud pour permettre une telle mise en place (Castro, 1987). Dans la croûte supérieure, le contraste de ductilité et le contraste thermique sont élevés. Ce qui entraîne une difficulté de la montée par diapirisme dans cette croûte. Le magma perd vite sa chaleur (transférée à l'encaissant plus froid) avant de franchir la croûte moyenne (Marsh, 1982; Mahon *et al.*, 1988). Pour remédier à ce problème, certains auteurs proposent la montée successive de plusieurs magmas par le même conduit (Paterson et Vernon, 1995) et la montée rapide par dykes de magmas à forte viscosité (Petford *et al.*, 1993; Petford, 1996).

Le "**Ballooning**" est le gonflement in situ des plutons après montée du magma à travers des fractures (Bateman, 1985; Brun *et al.*, 1990; Lagarde *et al.*, 1990). Les plutons, mis en place par ce mécanisme, ont des sections horizontales circulaires ou elliptiques (fig V-1C), une fabrique planaire parallèle au contact avec l'encaissant, une zonation plus ou moins concentrique des faciès pétrographiques. Après sa montée à travers une fracture, le magma s'arrête et s'étale latéralement pour former un sill ou un laccolite (fig. V-1D). Dans ses travaux sur les laccolites, Corry (1988) montre que le gonflement d'un pluton peut aussi déformer les matériaux du toit par bombement et percement. Ce mécanisme de mise en place se fait plus généralement dans les niveaux superficiels de la croûte. L'interruption de la montée du magma et son étalement sont expliqués par: (1) l'atteinte du niveau où la différence entre les deux milieux devient insuffisante pour compenser les forces de frottement et la résistance mécanique de la roche à la fracturation (Corry, 1988); (2) l'atteinte d'une transition rhéologique telle que la transition ductile-fragile, ou d'un horizon à résistance plus faible

(Lagarde *et al.*, 1990), ou encore à des discontinuités horizontales telles qu'une fissure. Les plutons qui se mettent en place par ce mécanisme sont de grande taille; ce sont des batholites. On peut prendre comme exemple, le leucogranite du Manaslu (Himalaya du Népal), qui est un corps relativement plat de 8 km d'épaisseur (Le Fort *et al.*, 1987). Ce batholite se met en place le long d'une discontinuité cisailante entre la couverture sédimentaire et le socle cristallin gneissique. Il est décrit comme un laccolite. Les travaux de modèles analogiques de Roman-Berdiel (1995a,b) montrent que les laccolites varient d'une forme lenticulaire à une forme en cloche avec la diminution de l'épaisseur de la surcharge.

Le diapirisme et le ballooning ne suffisent pas pour résoudre le problème de l'espace nécessaire à la mise en place des magmas granitoïdes. Beaucoup de plutons sont associés à des structures tectoniques telles que les failles et structures transcurrentes.

I-2-2: Mises en place associées aux structures tectoniques

La mise en place de granites dans les zones de cisaillement en extension est considérée actuellement comme un processus efficace pour rendre compte de la montée, de même que la genèse de grandes quantités de magma (Coward, 1984; Castro, 1987; Hutton, 1988; Lagarde *et al.*, 1990; McCaffrey, 1992; Morand, 1992; Roman-Berdiel, 1995a; Cunningham *et al.*, 1997; Bailey et Tollo, 1998; Davis *et al.*, 1998; Pe-Piper *et al.*, 1998).

L'espace nécessaire à la mise en place de grandes quantités de magma se trouve soit dans des zones de décrochement ductile, soit dans des zones de cisaillement en extension. Ces grands accidents sont d'échelle crustale. Beaucoup de modèles de mise en place privilégient une mise en place syn-tectonique des plutons au cours de l'extension régionale ou locale (Hutton, 1988; Karlstrom, 1989; Hutton *et al.*, 1990; Hutton, 1996; Bailey et Tollo, 1998). Les travaux de Neves *et al.* (1996) montrent cependant que la mise en place d'un granite dans la croûte peut elle-même induire des zones de cisaillement ductile.

En effet la présence d'un granite qui n'est pas complètement solidifié représente une hétérogénéité rhéologique au sein de la croûte. Cette hétérogénéité va induire une concentration des contraintes. Ce qui va favoriser, localement, la nucléation de zones cisailantes.

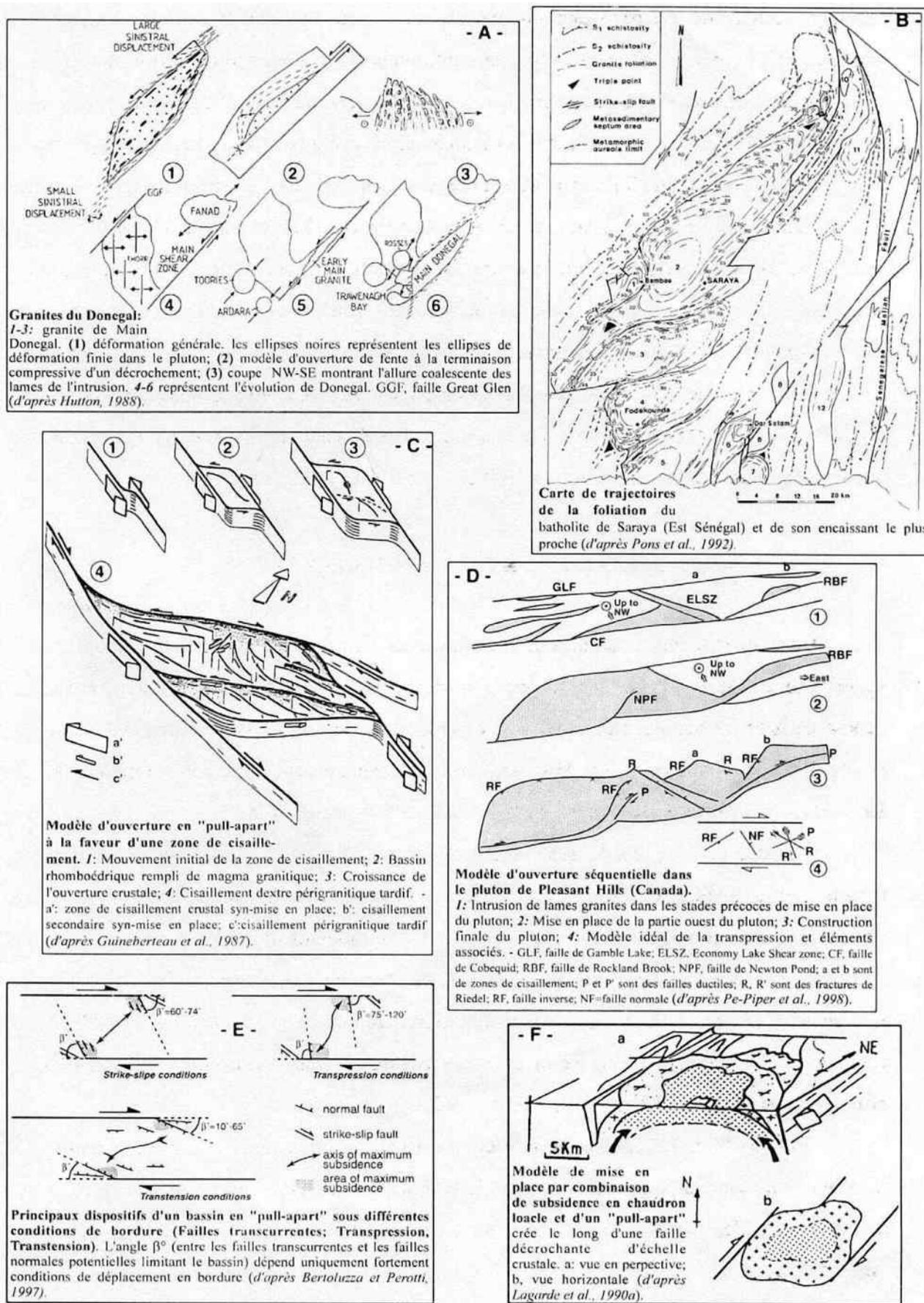


Figure V- 2: Exemples de mécanismes de mise en place de granitoïdes associés aux fractures crustales.

Les différents modèles proposés par ces auteurs prennent en compte les domaines en extension qui peuvent se rencontrer, soit aux terminaisons de deux zones de cisaillement, soit le long d'une zone de cisaillement, soit au niveau de relais extensifs ("pull-apart") ou soit au niveau d'une subsidence en chaudron. Nous présentons ci-dessous quelques modèles de mise en place dans les zones de décrochement et dans les zones de cisaillement extensif.

A) GRANITES ET ZONES DE DECROCHEMENT

Les granites mis en place dans les zones de décrochement ductile sont caractérisés par:

- structures C/S en bordure du massif, foliation subverticale; linéation subhorizontale;
- l'étirement principal du massif se fait dans la direction d'élongation maximale;
- atténuation de la déformation plastique lorsqu'on s'éloigne des zones de cisaillement;
- xénolites étirés en bordure du massif.

• Exemple des granites du Donegal

Nous nous référons aux travaux de Hutton (1988). Les massifs granitoïdes du Donegal sont sub-synchrones et se sont mis en place au même niveau structural dans la croûte (Hutton, 1988). Ces massifs sont bordés de fractures cisailantes dans lesquelles la déformation est pénétrative. Dans les zones proches du cisaillement, l'encaissant présente également une déformation plastique. L'intensité de la déformation plastique décroît lorsqu'on s'éloigne du cisaillement. Cette tendance à la baisse est également montrée par la déformation des enclaves (fig.V-2A₁). La forme courbe du granite est expliquée par un déplacement du gradient de déformation (fig.V-2A₂) vers le Nord dans les premiers stades de formation du cisaillement. Ensuite, la mise en place des granites s'effectue par intrusion de dykes ("sheeted granites") et de façon coalescente (fig.V-1A₃). La variation des contraintes autour de la zone de contrainte maximale explique les variations de forme et de mécanismes des granites du Donegal (fig.V-1A_{4,5,6}). Ces mécanismes peuvent être l'**extension** (Thorr), la **dilatation** (Fanad), la **compression** (Ardara et Toories).

I-1-2: Exemple du granite de Saraya

Le batholite de Saraya (Sénégal oriental), daté à 1973±33 Ma est un corps composite constitué de plusieurs plutons coalescents (Pons *et al.*, 1992), (fig.V-1B). La ségrégation et la

montée des magmas est facilitée par une zone de cisaillement décrochant. L'interférence entre le "gonflement" en place des plutons et la déformation régionale transcurrente conduit à la coalescence des plutons. La linéation est partout subhorizontale et n'excède pas 20° de pendage. La foliation, dans les plutons granitiques, est concentrique, subparallèle à la forme des plutons et plus intense (foliation gneissique) au contact avec les métasédiments.

I-1-3: Exemple du NE de la Côte-d'Ivoire

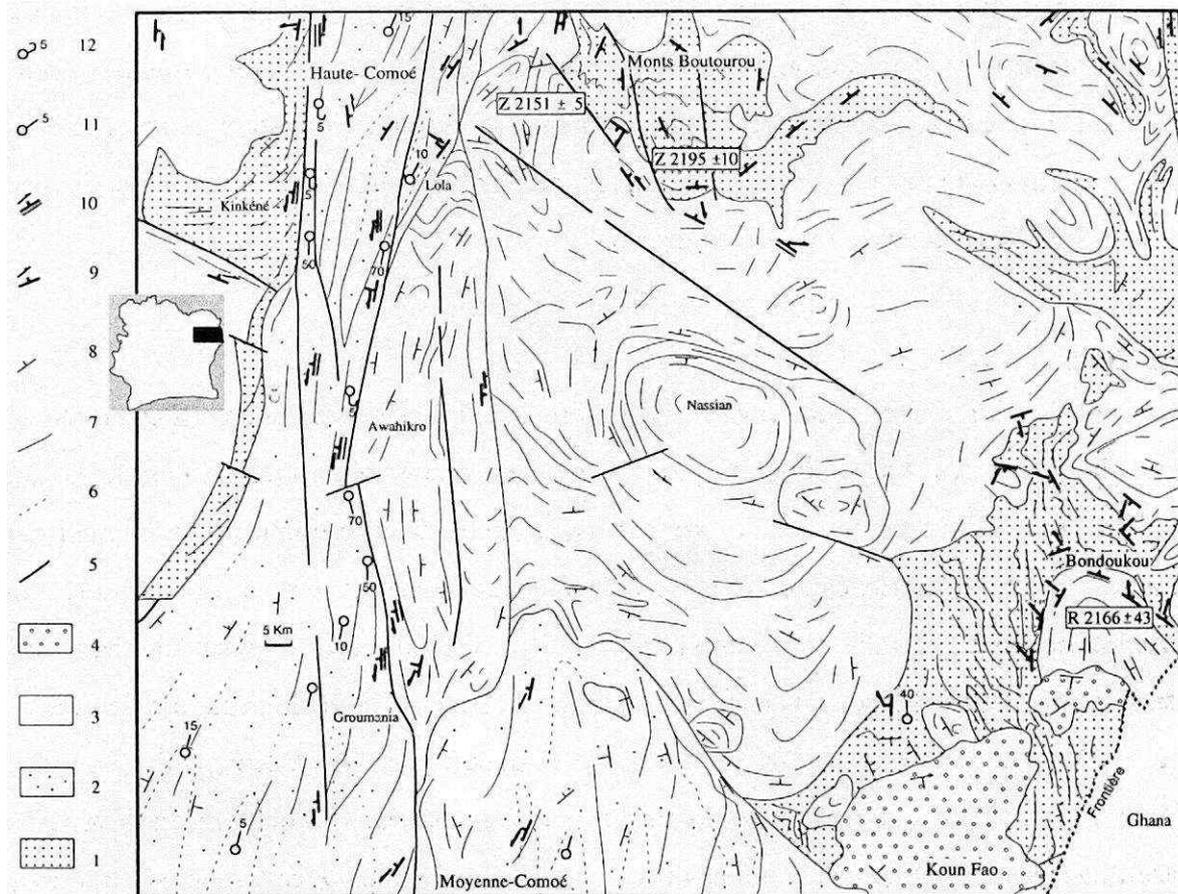


Figure V- 3: Carte des trajectoires de la stratification et de la déformation, régimes et intensité de la déformation dans le NE de la Côte-d'Ivoire (d'après Vidal *et al.*, 1996).

Le NE de la Côte-d'Ivoire (région de Nassian-Bondoukou) est constitué de massifs granodioritiques et de granites en vastes plutons intercalés ou bordés par des zones à faciès migmatitique, intrusifs ou non dans les ceintures de roches vertes et les sédiments (Vidal *et al.*, 1995; 1996), (fig. V-3). Cette région permet d'observer à la fois deux types de champs de déformation.

Les ceintures anciennes montrent une *déformation périplutonique* avec un métamorphisme de type schistes verts à amphibolite à épidote (Bondoukou et Nassian).

Les bassins sédimentaires plus récents ont enregistré une *déformation décrochante* et/ou une déformation périplutonique mais en contexte décrochant. Le régime de la déformation est dans la majorité des cas en aplatissage. Les mouvements rotationnels sont relativement faibles, et importants uniquement dans les couloirs de décrochement post-sédimentaires et syn-leucogranites (Awahikro; fig. V-3). L'accroissement de l'intensité de la déformation le long de ces couloirs est marqué par l'apparition de structures superposées (S_n crénelantes) ou de bandes mylonitiques. La lisibilité des auréoles de blastèse autour des leucogranites montrerait peut-être un contexte de mise en place plus "froid" pour les leucogranites. Ceci signifierait, selon ces auteurs, l'évolution des conditions du régime de mise en place des intrusions depuis celles du modèle diapirique (précoce) dans les ceintures vers celles du modèle d'intrusion forcée (plus récent).

B) GRANITES ET ZONES D'EXTENSION

L'ouverture en extension des fractures crustales est à l'origine de la mise en place de certains granites. Les corps de granites ont généralement une forme sigmoïde ou losangique. La foliation se forme au cours de la mise en place et le refroidissement du granite (Morand, 1992). La fracture décrochante de départ est souvent accompagnée de fractures secondaires tardives périgranitiques (Guineberteau *et al.*, 1987; Morand, 1992), (fig.V-1, C). Il en résulte deux familles de fractures décrochantes (dextres et senestres) à la fin de la mise en place.

Selon l'angle entre le cisaillement principal et les fractures secondaires (à l'intérieur ou en bordure du granite), le contexte est dit en transpression (D'Lemos *et al.*, 1992; Pe-Piper *et al.*, 1998) , (fig.V-1, D) ou en transtension (Bertoluzza et Perotti, 1997), (fig.V-1, E). L'ensemble de ces mécanismes est souvent désigné sous le nom de "pull-apart": exemples du batholite de Tobacco Root, du pluton de Meissen (Allemagne; Mattern, 1996). La mise en place d'un massif granitoïde peut aussi se faire de façon séquentielle, par intrusions successives. La déformation passe alors par des zones de soulèvement et/ou de subsidence (ou "uplift"), (Pe-Piper *et al.*, 1998). Ce dernier mécanisme s'apparente en partie à celui du "cauldron subsidence" (subsidence en chaudron) qui est caractéristique des complexes annulaires (Pitcher, 1979). Les travaux de Lagarde *et al.* (1990) ont permis de montrer une combinaison de subsidence en chaudron et d'un "pull-apart" créée le long d'une faille décrochante (fig. V-1F).

La mise en place des granites dans les zones de fractures est souvent accompagnée d'un étalement et/ou d'un gonflement dans le plan horizontal (exemples des granites épizonaux hercyniens).

En résumé, la mise en place des granites dans des zones de fractures d'échelle crustale peut s'effectuer par plusieurs types de mécanismes. Dans les cas complexes, différents mécanismes de mise en place se combinent souvent. Nous essayerons, dans les parties qui suivent, de chercher parmi les quelques mécanismes décrits ci-dessus ceux qui sont compatibles avec nos données sur le batholite granitique de Ferké. Nous concluons en proposant le ou les mécanismes de sa mise en place.

II. CAS DU BATHOLITE DE FERKE

Les modèles de mise en place du batholite de Ferké reposaient soit sur des considérations pétro-géochimiques (Yobou, 1993; Doumbia, 1997), soit sur des interprétations de données structurales et gravimétriques (Lemoine, 1988). Dans tous les modèles proposés, l'ensemble des auteurs s'accordent à dire que la mise en place du batholite de Ferké se fait dans les grandes zones de cisaillement crustal. Seule diffère l'interprétation géodynamique:

- (1) mise en place le long de cisaillements inverses NE-SW et le batholite correspondrait à une zone de collision supposée. Cette collision résulterait elle-même d'une suture océanique (Lemoine, 1988);
- (2) subduction-collision-surrection-distension de type moderne (Yobou, 1993);
- (3) mise en place en contexte de cisaillement transcurrent lors de la fermeture en transpression des bassins "sans toutefois qu'il y ait une déformation tangentielle collisionnelle" (Doumbia, 1997).

Nos travaux, dont la majeure partie a été effectuée dans la région de Zuénoula, reposent essentiellement sur une analyse structurale. L'ensemble de nos travaux ont permis d'établir les points suivants:

• Au plan cartographique

Le batholite de Ferké est constitué d'un ensemble de structures linéaires circulaires à sub-circulaires (fig. II-2) comparables à celles identifiées dans les terrains archéens et birimiens de la Guinée orientale (fig. II-22) et de l'Est de la Côte-d'Ivoire (fig. V-3). Nous avons également montré, qu'en dehors des grands couloirs décrochants méridiens, la "transparence" de la couverture sédimentaire permettait d'envisager la

présence du batholite de Ferké sous cette couverture sédimentaire avec une très faible pente globalement au Nord de cette dernière. Ceci a également été vérifié par la présence de types pétrographiques pegmatitiques (apophyse de Danangoro) liés au batholite. Nous avons envisagé une faible profondeur sans toutefois estimer l'épaisseur de cette couverture.

• **Au plan pétro-structural de l'encaissant**

L'analyse pétro-structurale de l'encaissant (sédiments, volcanites et granitoïdes divers) révèle des paragenèses secondaires indiquant des conditions de métamorphisme de faible degré (faciès schistes verts en général) associées à la mise en place du batholite de Ferké.

Seul le domaine SASCA semble indiquer des conditions relativement plus élevées (gneiss, gneiss migmatitiques, migmatites à biotite-grenat-cordiérite-sillimanite±amphibole) (Papon, 1973). Les conditions de métamorphisme de faciès amphibolite ont été atteintes dans l'encaissant (sédimentaire et volcanique) à proximité des granitoïdes à signature de type TTG (Dolumbia, 1997), antérieurs au batholite de Ferké et loin de celui-ci. **Dans ce secteur nous ne connaissons que des dykes ou des petits massifs allongés de granites à deux micas de type Ferké.**

• **Au plan pétro-structural du batholite de Ferké**

L'analyse pétro-structurale et l'analyse magnétique (ASM) du batholite de Ferké ont permis de confirmer la présence de types pétrographiques marqués surtout par la variation de l'occurrence de la muscovite. Les délimitations de ces types pétrographiques coïncident en partie avec les structures linéamentaires circulaires à sub-circulaires et/ou le tracé des couloirs décrochants. L'étude d'unités plutoniques que nous avons dénommées *objets* a surtout permis de montrer que le batholite de Ferké a été affecté par deux étapes de déformation que nous considérons sub-synchrones:

(I) une étape de déformation liée à la mise en place du batholite à l'état submagmatique et bien conservée dans certains massifs (village Mossi, Gohitafla par exemple). La présence de foliations subhorizontales sans linéation plaident en faveur d'une déformation par aplatissement au toit du pluton. Vers le cœur cette déformation est souvent représentée par une linéation magmatique horizontale.

(2) une étape de raccourcissement du massif, quelquefois dans des conditions sub-magmatiques (synchrones de la mise en place), mais le plus souvent à l'état solide et marquée par une déformation plastique planaire subverticale, plano-linéaire rotationnelle vers les bordures. L'intensité de cette déformation est inégalement répartie dans le batholite. Certains massifs ont moins bien enregistré cette déformation (village Mossi et Gohitafla) et d'autres n'ont été affectés que par cette déformation (zones de bordure du batholite et localement au sein du batholite, massif de Kouréfla par exemple). Le synchronisme entre les deux étapes de déformation a été observé dans l'ensemble du batholite et particulièrement dans le massif du village Mossi et la bande granitique de Soukourougban. Cette deuxième étape de déformation a dû débiter pendant que le granite n'était pas complètement cristallisé. La présence de couloirs de déformation ductile au sein du batholite, la présence de structures assimilables à une déformation enregistrée à des stades précoces de mise en place et les données structurales et géophysiques viennent conforter nos hypothèses sur la constitution du batholite en plusieurs petits massifs imbriqués.

L'ensemble de ces observations traduit, au moins pour sa mise en place, le caractère multi-plutonique et véritablement syntectonique du massif de Ferké et ceci dans un régime de déformation régionale transcurrent.

Par ailleurs, la présence de massifs, dont les structures montrent la domination de la première étape de déformation, en bordure du batholite (village Mossi à l'Ouest et massif de Bongofla à l'Est) laisse également suggérer des mises en place successives et donc la possibilité d'avoir différents types pétrographiques.

La géométrie relativement plane au cœur du batholite devient verticale sur les bordures (illustration à partir des filons de quartz et/ou de pegmatite plissés dissymétriques et à axe subhorizontal dans l'encaissant immédiat). Cette tendance à la verticalité sur les bordures est également influencée par les fractures décrochantes qui, nous l'avons vu, déforment les filons injectés. Si le batholite est en grande partie bordé de fractures décrochantes, certaines zones telles que le bassin de la Marahoué montrent que le batholite de Ferké pourrait s'être mis en place dans un plan horizontal. L'attitude subhorizontale d'enclaves dissymétriques, indiquant un sens de déplacement avec un faible pendage (30-40°) vers le NE, s'accorde avec cette hypothèse. L'attitude subverticale des filons de quartz et/ou de pegmatite (associés à la mise en place du batholite) en bordure est et ouest, ainsi que les foliations à faible pendage de la

première étape de déformation laissent également suggérer une mise en place du batholite dans un plan horizontal avec poussée de l'encaissant vers l'extérieur. Cette poussée qui peut être assimilée à une expansion latérale est cachetée par les fractures décrochantes.

Dans sa synthèse sur le domaine SASCA, Papon (1973) souligne le parallélisme entre les dykes de granite (similaire à celui du batholite de Ferké) avec la stratification des gneiss ou avec la schistosité des schistes et micaschistes. Bien que les caractères structuraux, propres au batholite, n'aient pas été clairement définis, l'auteur attribue la genèse de ces granites par fusion de matériel gneissique, puis mise en place par dykes dans un encaissant à un niveau structural supérieur.

La disposition subparallèle des dykes de granite peut correspondre à une remontée le long de fractures NE-SW, comme l'avait suggéré Lemoine (1988). **Ces interprétations et la forme cartographique du batholite (passage progressif de dykes plus au SW, à des dykes interdigités et enfin à une forme plus ovoïde au niveau du barrage de Buyo au NE), permettent de suggérer que ces grands dykes pourraient servir de conduit d'alimentation au reste du batholite.**

Il est difficile d'envisager un schéma classique unique de mise en place du batholite de Ferké si l'on se fonde - sur les données structurales dans la région de Zuénoula et dans le domaine SASCA, - sur les relations entre le batholite et son encaissant immédiat - et sur la forme cartographique globale du batholite depuis le SW jusqu'au Nord de la Côte-d'Ivoire. En effet la structure en dyke du batholite de Ferké dans le domaine SASCA contraste avec la grande masse des régions de Zuénoula et de Katiola-Marabadiassa-Ferkessédougou. Dans ces conditions il est nécessaire de proposer des interprétations structurales différentes (mais peut être complémentaires) selon les régions.

MODELE DIAPIRIQUE

Sur ces bases pétro-structurales, nous considérons que les trajectoires de déformation ont une signification partiellement locale, au niveau des unités plutoniques. Comment s'effectue alors la mise en place du batholite dans son ensemble? Les faibles conditions de métamorphisme (faciès schistes verts) dans l'encaissant immédiat et l'absence de structures d'instabilités gravitaires nous font écarter l'hypothèse d'une mise en place de type diapirique et connue dans les granitoïdes plus anciens de la Côte-d'Ivoire [(Vidal *et al.*, 1996 dans la

granodiorite de Bondoukou daté à 2166 ± 49 Ma par Touré *et al.*, 1987; fig V-3) ou (granite de Fronan daté autour de 2,22 Ga dans la région de Katiola-Marabadiassa, Doumbia, 1997)].

MODELE LACCOLITIQUE

Les structures du batholite et les relations entre celui-ci et son encaissant immédiat permettent de tester le modèle de type laccolitique. Si tel est le cas comment ce mécanisme se produirait, comment expliquer l'intrusion d'une telle quantité de magma et quelles sont les relations entre le domaine SASCA et la région de Zuénoula? Dans la nature, les laccolites sont localisés au niveau de zones de résistance faible le long desquelles ils semblent s'être formés par expansion latérale. Un tel mécanisme nécessite une mise en place dans la croûte supérieure et le long d'un niveau à faible résistance qui peut être une discontinuité lithologique ou une discontinuité tectonique.

MODELE LACCOLITIQUE PAR "CAULDRON-SUBSIDENCE"

Dans le cas du batholite de Ferké, l'évidence d'une mise en place dans la croûte supérieure a été démontrée. Sa géométrie plane et son expansion latérale, de "*forme laccolitique*" supposée ont été suggérées précédemment. S'il est clair qu'aucune discontinuité lithologique n'a été mise en évidence dans les études précédentes et dans la nôtre, on ne peut envisager qu'une discontinuité tectonique. Cette discontinuité peut être engendrée à l'interface granitoïdes anciens/ceintures de roches vertes et préférentiellement à l'interface granitoïdes-ceintures/ sédiments lors de l'ouverture des bassins. Un exemple est celui du bassin du Bandama dans la région Katiola-Marabadiassa (fig. III-8) où nous avons des fractures lithosphériques NE-SW (Doumbia, 1997) situées entre le bassin et les ceintures. C'est d'ailleurs, le long de ces fractures (effondrement en transtension) que se serait mis en place un volcanisme andésitique. On remarquera que l'on passe progressivement de l'association granitoïdes/ ceintures à des métasédiments et enfin au batholite de Ferké.

Au cours de l'extension régionale, des fractures NS et NE *décro-normales* se créent. Les sédiments déposés dans les bassins sont entraînés vers le bas par subsidence. Si l'on se réfère aux travaux de Yobou (1993), cet auteur propose que le batholite de Ferké "est le produit d'anatexie humide méso à supra-crustale des séries métamorphiques pélitiques et alumineuses ou d'anciens massifs granitiques". Des gneiss migmatitiques à biotite de Pétonkaha (région de Katiola-Marabadiassa) seraient l'équivalent du matériel source pour le batholite. Cette hypothèse a été ensuite reprise par Doumbia (1997) qui propose, sur la base

d'arguments géochimiques, que les gneiss migmatitiques à biotite de Pétonkaha seraient représentatifs d'une source juvénile de gneiss de type TTG. En outre des gneiss et des migmatites paradérivés sont décrits par Papon (1973) dans la zone SASCA aux abords des dykes à deux micas.

La fusion partielle des sédiments subsidents et de leur socle (ceintures vertes/TTG) pourrait engendrer de grandes quantités de magma. Ces fractures sont comparables aux grands dykes du domaine SASCA. L'espace, que l'on peut considérer comme libre, va permettre (après effondrement de type cauldron-subsidence) un étalement horizontal du liquide à des profondeurs relativement faibles. Toujours est-il que cette phase extensive est limitée dans le temps. On peut l'argumenter par la nature peu remaniée (donc faible transport depuis leur lieu d'origine) des sédiments. Par ailleurs, en raison de l'absence d'épaississement crustal notable reconnue par un certain nombre d'auteurs dans la croûte paléoproterozoïque (Vidal et Alric, 1994; Delor *et al.*, 1994; Vidal *et al.*, 1996; Pouclet *et al.*, 1996; Doumbia, 1997) il est nécessaire d'apporter un flux de chaleur supplémentaire. Des auteurs ont décrit des genèses de magma leucogranitique en régime décrochant sans épaississement crustal notable (Solar, 1996; Doumbia, 1997). Dans notre cas cette hypothèse peut s'appliquer mais il convient cependant de remarquer que le mouvement décrochant synchrone de la fusion, d'après notre étude serait en transtension dextre (structure de type pull-apart). Ce type de mouvement serait-il suffisant pour permettre la fusion? En outre est-il raisonnable d'envisager un effondrement en monobloc de si grande taille?

MODELE "MULTI-LACCOLITIQUE PAR DISLOCATION ET EN PULL-APART"

La compression qui suit et qui se poursuit avant la cristallisation complète du batholite aura pour effet de limiter une plus grande production de magma. Or le diamètre du batholite de Ferké (50 km dans sa plus grande largeur au niveau de Ferkessédougou) suggère une plus grande production de magma, ce qui écarte l'hypothèse d'une cauldron subsidence unique. Une solution à ce problème peut être l'abondance de fractures (visibles dans le domaine SASCA) qui servent de conduit au liquide généré. La conséquence de ce type de schéma peut être la venue successive de plusieurs magmas de composition relativement homogène par "micro-cauldron-subsidence en touches de piano", d'où la création de différentes unités plutoniques. Il est également clair qu'un tel schéma va entraîner la mise en place de ces unités plutoniques à

des niveaux structuraux, que l'on peut considérer localement, comme légèrement différents. Certains massifs auront une déformation de mise en place beaucoup moins bien marquée que d'autres. Il en résulterait une forme géométrique comparable à un "dos de baleine à bosses".

REMARQUES COMPLÉMENTAIRES

Comme on peut le remarquer, les fractures ont joué un rôle important dans la genèse, la mise en place et la structuration du batholite de Ferké. Il est admis pour la Côte-d'Ivoire que la fermeture des bassins est accompagnée d'un système de fractures décrochantes NS senestres, N50° dextres ou senestres et des fractures N120°±10 dextres. Cette dernière famille de fractures serait en rapport avec la tectonique décrochante dextre reconnue par Siméon *et al.* (1992) dans le secteur de Windéné au NE de la Côte-d'Ivoire. Ce schéma est comparable également dans la tectonique de coulissement de Vidal et Alric (1994) en Haute-Comoé. Il faut également noter que les familles de fractures N120°±10° et NS ont dû jouer un rôle important dans la forme du batholite de Ferké. Lorsqu'on observe les contours cartographiques du batholite, plusieurs remarques peuvent être faites:

(i) répartition régulière des grands accidents N120° plus ou moins perpendiculairement au batholite de Ferké. Cet espacement se fait à intervalle de 140 à 150 km (fig. V-4). Ces accidents sont marqués par de grands cours d'eau plus ou moins rectilignes depuis le fleuve Sassandra au SW jusqu'à la Léraba au Nord en passant par la Marahoué (Zuénoula) et Bandama (Katiola-Marabadiassa).

(ii) diminution de taille et pincement du batholite au niveau de ces cours d'eau. Bien qu'il soit difficile d'observer ces fractures N120° (sauf quelques traces tardives, une schistosité de crénulation N120°), on peut suggérer que le fonctionnement de ces grandes fractures (dont les traces actuelles sont ces grandes fleuves) a dû commencer au moins lors de l'ouverture des bassins et a continué plus tard [cas des fractures décrochantes au Sud du fleuve Sassandra, fig. V-4A et celles décrites dans le bassin de la Comoé par Vidal (1987)]. Un tel schéma impliquerait également un mécanisme d'ouverture du bassin en transtension comparable au modèle de Vidal (1987). Bien que nous n'ayons pas assez d'arguments pour étayer un tel mécanisme, nous pensons que les fractures N120°, très peu prises en compte dans les travaux précédents, pourraient être des éléments clés pour la compréhension de la structuration du batholite de Ferké.

(iii) comme nous l'avons signalé plus haut, l'expansion latérale du batholite est cachetée par les fractures décrochantes. Dans le domaine SASCA, les dykes et massifs situés dans la partie est (fig. IV-26) montrent une orientation qui passe de N50° à N10° (fig. V-4A) à l'approche de la grande faille de Gagnoa (Vidal, 1987). Cette faille serait interrompue par les linéaments aéromagnétiques, trace du batholite de Ferké (Lemoine, 1988). Nous avons observé un couloir mylonitique à Zuénoula qui du point de vue cartographique se retrouve dans l'alignement de la faille de Gagnoa. De même que le batholite est interrompu par la faille de Brobo (Lemoine, 1982), (fig. V-4A), le batholite devient plus elliptique et disparaît sous les sédiments du Banfora (Burkina Faso). Le fonctionnement en raccourcissement de ces fractures décrochantes ductiles s'apparente à un mécanisme de type "strike-slip faulting". La figure V-4B donne un aperçu de l'orientation de ces différentes fractures.

En résumé, ces quelques points essentiels sur la géométrie et sur la structuration du batholite de Ferké nous permettent de proposer que, les mécanismes que l'on peut associer à la mise en place sous la forme laccolitique du batholite de Ferké, sont de type d'abord transtensif (avec multifracturation) afin de permettre la montée des divers plutons puis dans un laps de temps relativement court, transpressif (déjà évoquée par Doumbia, 1997) et de type "strike-slip faulting". Ces deux derniers mécanismes vont donner la forme pincée et elliptique au batholite.

L'une des questions que l'on pose est l'épaisseur du batholite. Ne disposant pas de données gravimétriques, nous nous référons aux modèles théoriques et analogiques de certains auteurs. Le diamètre des laccolites aurait tendance à augmenter avec la profondeur (Gilbert, 1877; Hunt *et al.*, 1953). Le rapport diamètre/épaisseur serait linéaire (Jonhson, 1970). La valeur moyenne de ce rapport serait de 0,14 dans les laccolites des "Henry Mountains" (Utah; Gilbert, 1877) et de 0,1 à 0,3 dans les modèles analogiques de Roman-Berdiel (1995b). En se basant sur ces valeurs, nous pouvons envisager une épaisseur de 3 à 10 km. Cette épaisseur qui paraît grande est comparable à celle de certains laccolites d'Amérique du Nord (Corry, 1988). L'estimation à partir du gradient structural régional donne une épaisseur comprise entre 5 et 10 km (voir fig. V-8, page 272).

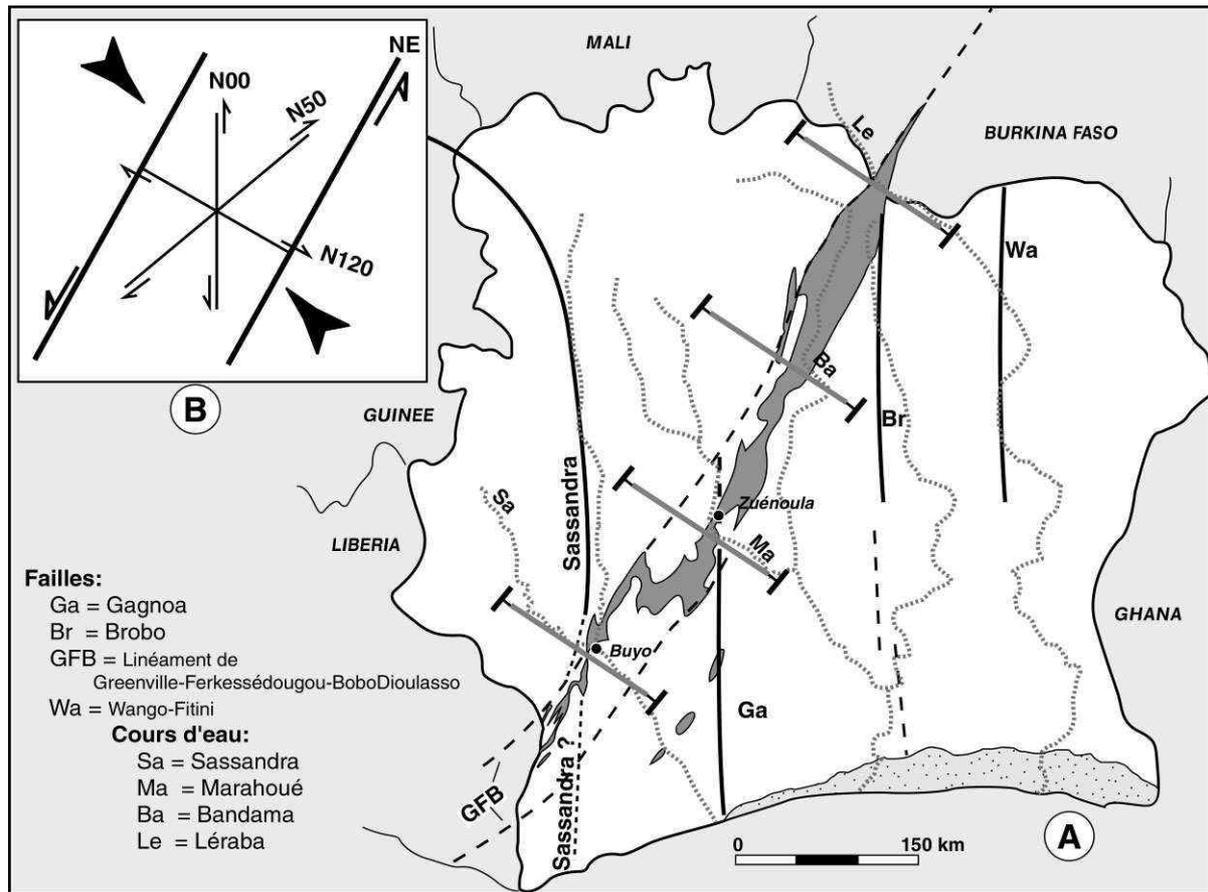
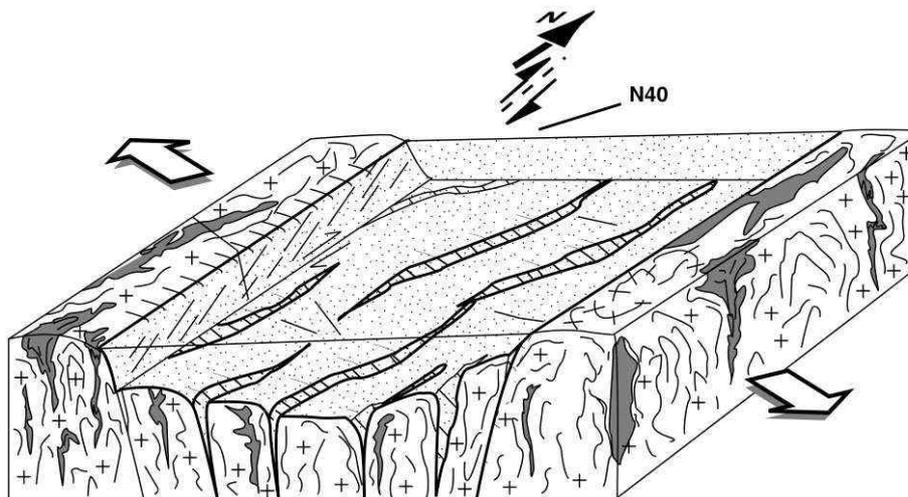


Figure V- 4: A: relations entre les grands accidents N140°, NS et le linéament de Greenville-Ferkessédougou-Bobodioulasso; B: phase de fermeture des bassins sédimentaires.

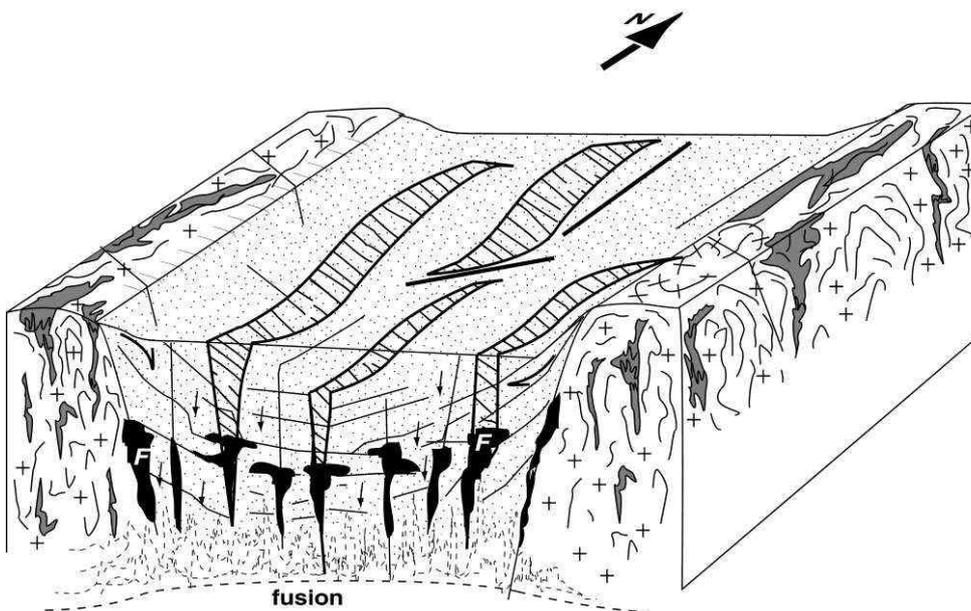
En conclusion, nous proposons l'hypothèse que le batholite de Ferké s'est mis en place à la suite de l'ouverture de bassins en transtension et jusqu'à la fermeture de ces derniers en transpression grâce à un grand nombre de fractures délimitant de petits blocs fonctionnant à la manière de cauldron-subsidence (fig. V-5). De cette façon l'intrusion du batholite se produit alors sous la forme de nombreux petits plutons contigus ou coalescents. Ce granite verrait son origine dans la fusion de matériel crustal incorporant du matériel sédimentaire avec un complément thermique lié au fonctionnement des décrochements. Cependant la différence importante avec le secteur de SASCA qui a contribué à envisager ce modèle est que le matériel du granite de Ferké est juvénile (Yobou, 1993; Doumbia, 1997) alors que le domaine SASCA incorpore du matériel archéen.



1

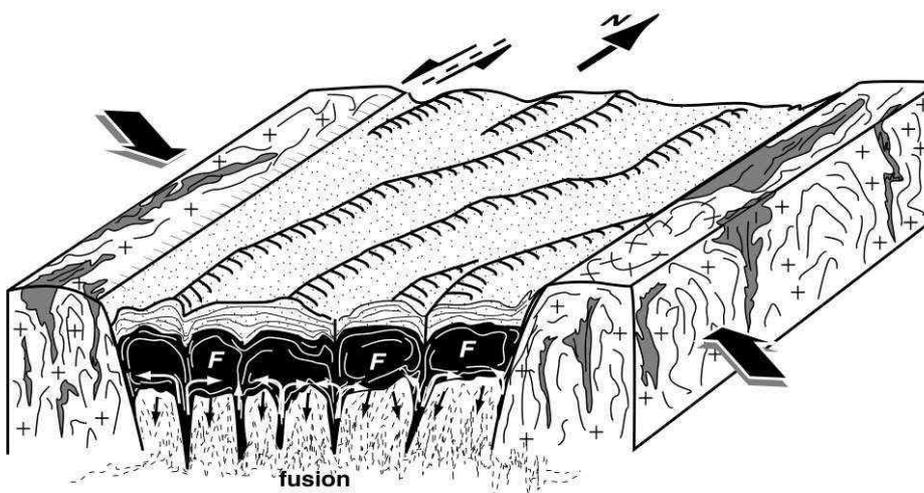
Autour de 2,15 Ga

- Transtension
- Ouverture en "pull-apart"
- Sédimentation
- Début d'effondrement de blocs ceintures/TTG



2

- Stabilisation de l'ouverture
 - Effondrements multiples
 - Fusion, à la base de l'empilement des ceintures vertes/TTG et sédiments
 - Montée de granites (F) le long des fractures
 - Début d'expansion latérale des plutons à la faveur des effondrements
- (forme laccolitique, remplissage de cavités par "multi-caudron-subsidence")



3

- Montée de plutons multiples (F)
- Serrage NW-SE alors que la cristallisation n'est pas encore terminée

>> 2 fabriques: **déformation de volume du pluton & une déformation de surface en régime transcurent**

Figure V- 5: Coupes schématiques montrant les conditions de mise en place du batholite de Ferké.

III. VUE GÉNÉRALE SUR LA MISE EN PLACE DES GRANITOÏDES DE LA CÔTE-D'IVOIRE A 2,1 Ga

Parmi les granitoïdes qui se mettent en place autour de 2,1 Ga, nous avons ceux qui sont situés au SE de la Côte-d'Ivoire (domaine de la Comoé). Une cartographie récente de cette zone (Delor *et al.*, 1992; Adou *et al.*, 1995) révèle un ensemble de massifs circonscrits (granites à deux micas), d'orientation NE-SW et intrusifs dans le bassin de la Comoé ou dans des granitoïdes divers (fig. V-6).

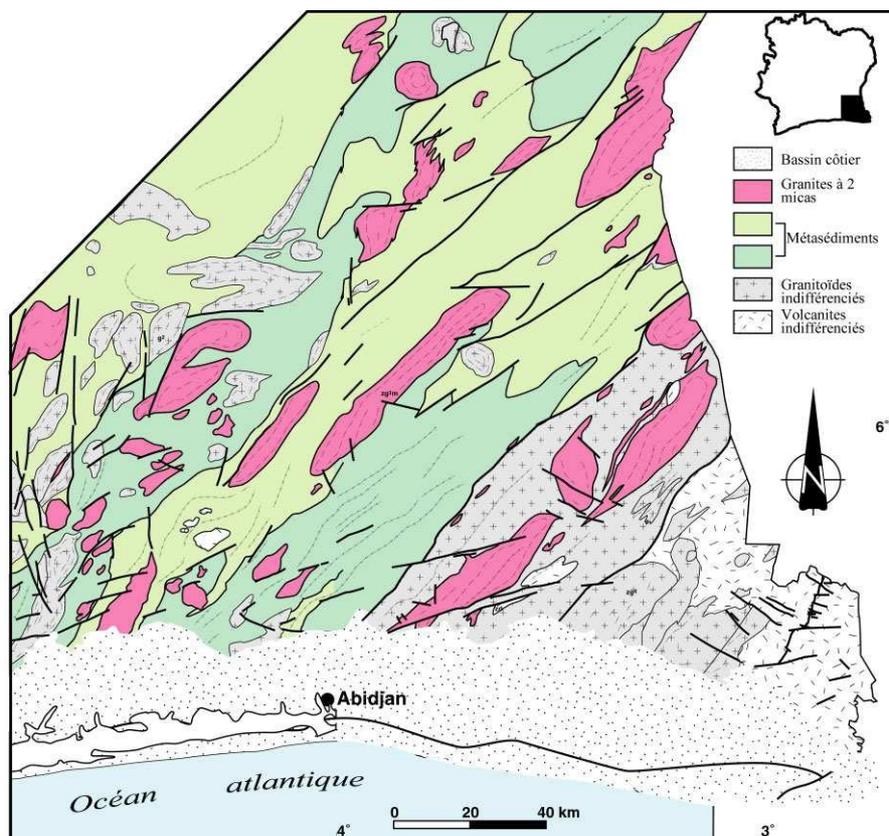


Figure V- 6: Carte géologique et structurale simplifiée du SE de la Côte-d'Ivoire (d'après Delor *et al.*, 1992; Adou *et al.*, 1995).

Ces granites sont comparables, du point de vue pétrographique, au granite de Ferké (Tagini, 1971). Dans le bassin de la Comoé, le contact d'un de ces granites avec les séries sédimentaires se fait de façon progressive par interdigitation (Delor *et al.*, 1992). On peut également observer des essaims de sills et de dykes de même composition que le corps principal. Les contacts avec les métasédiments sont souvent très plats (Guibert et Vidal,

1984). Les foliations magmatiques NE-SW sont progressivement réorientées le long de décrochements ductiles N60° (Adou *et al.*, 1995). L'interprétation cartographique de cet ensemble de granites à deux micas permet de suggérer l'existence en profondeur d'un vaste batholite comparable à celui de Ferké. Ce batholite, large d'environ 150 km, n'apparaîtrait en surface que par ses protubérances supérieures (Tagini, 1971; Guibert et Vidal, 1984).

IV. COMPARAISON CRATON OUEST-AFRICAIN / BOUCLIER GUYANAIS (Nord de l'Amérique du Sud)

Les données paléomagnétiques, radiométriques et géologiques ont permis d'établir une corrélation entre les formations du Nord de l'Amérique du Sud et celles de l'Afrique de l'Ouest. Comme en Afrique de l'Ouest, on distingue un domaine archéen (complexe d'Imataca au Nord) et un domaine d'âge birimien (dont l'équivalent est représenté par les formations de l'épisode tectonothermal trans-amazonienne au Sud), (fig. V-7).

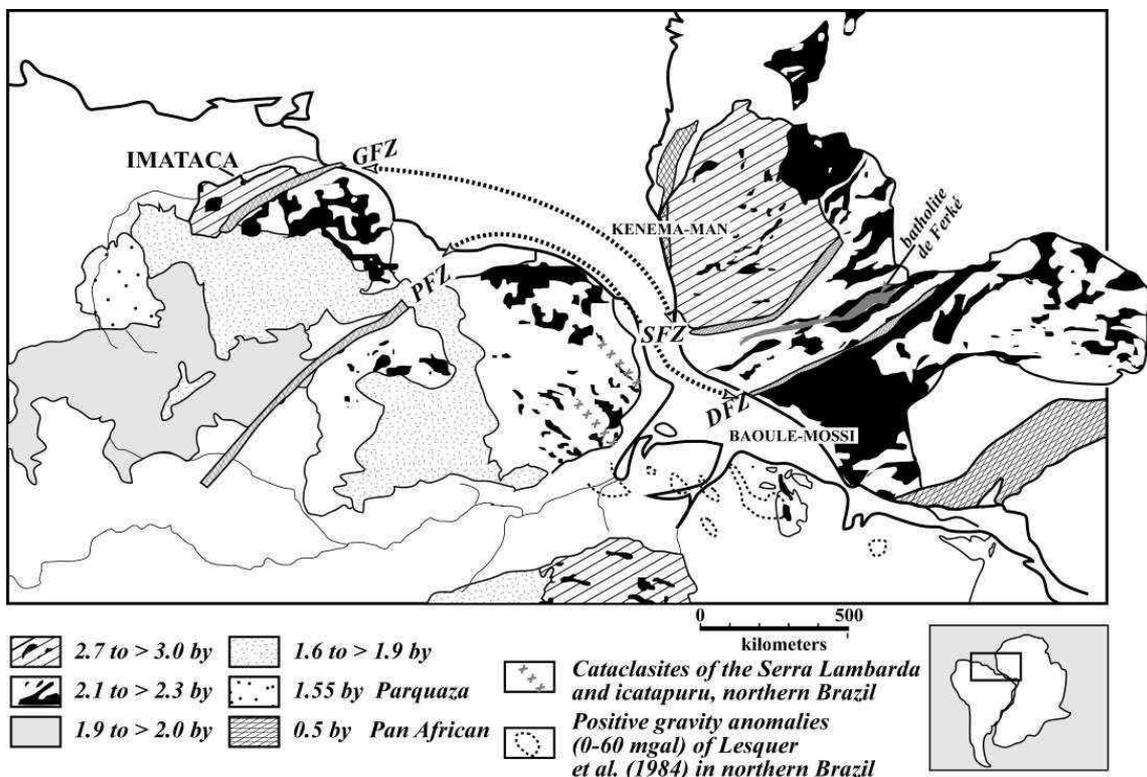


Figure V- 7: Reconstitution de l'Afrique de l'Ouest et de l'Amérique du Sud (position vers 200 Ma avant l'ouverture de l'atlantique; in Cohen et Gibbs, 1989). - GFZ=faille de Guri; PFZ=faille de Pisco-Jurua; SFZ=faille du Sassandra-Mont Trou; DFZ=faille de Dimbokro.

Des orthogneiss, charnockites, granulites à pyroxène, gneiss, migmatites, amphibolites et métasédiments constituent les formations du complexe de base d'Imataca (Wynn *et al.*, 1993). Les roches acides constituent l'essentiel des formations (Dougan, 1977). Le métamorphisme varie du faciès amphibolite au faciès granulite. L'âge de la migmatisation est estimé à 2,7 Ga (Hurley, 1968, *in* Wynn *et al.*, 1993). Au cours de l'épisode trans-amazonien (2,0-2,2 Ga) se développe un second métamorphisme qui surimpose la migmatisation (Cohen et Gibbs, 1989). C'est au cours de cette épisode que se met en place une grande quantité de granitoïdes.

On distingue parmi les granitoïdes associés à l'épisode trans-amazonien, des leucogranites et des granites à muscovite-biotite (Wynn *et al.*, 1993). Ces granitoïdes affleurent sous forme de "stocks" ou en massifs elliptiques parallèles à la foliation des gneiss.

Le domaine archéen et le domaine trans-amazonien sont séparés par la faille de Guri qui serait dans la prolongation de la faille du Sassandra-Mont-Trou (Gaudette *et al.*, 1978; Torquato et Cordani, 1981; Onstott *et al.*, 1984; Cohen et Gibbs, 1989), (fig V-7).

Par extrapolation, le linéament GFB (Greenville-Ferkessédougou-BoboDioulasso de Lemoine, 1988) se retrouve dans le domaine archéen. Plus au sud, la faille de Pisco-Jurua serait dans le même alignement que la faille de Dimbokro (Onstott et Hargraves, 1981).

Suivant cette option de corrélation, le domaine SASCA se retrouverait proche de la faille de Guri (GFZ). Bien que nous n'ayons pas de données précises sur les leucogranites et granites à muscovite-biotite du bouclier guyanais (Vénézuéla-Surinam), leur forme et les relations avec les gneiss rappellent les dykes du domaine SASCA. Si tel est le cas, le domaine à faciès plus métamorphique du Nord de l'Amérique du Sud constituerait un niveau structural plus profond. Ce qui impliquerait, d'une part, que l'équivalent de la racine du batholite de Ferké affleurerait dans ce domaine, d'autre part, un approfondissement et un vieillissement (présence progressive de marqueurs archéens) depuis le Nord de la Côte-d'Ivoire vers le Vénézuéla-Surinam. Notons qu'il a été démontré la présence d'un segment de croûte archéenne (daté à 3150 Ma) au Sud du domaine SASCA (Papon, 1973; Kouamélan, 1996).

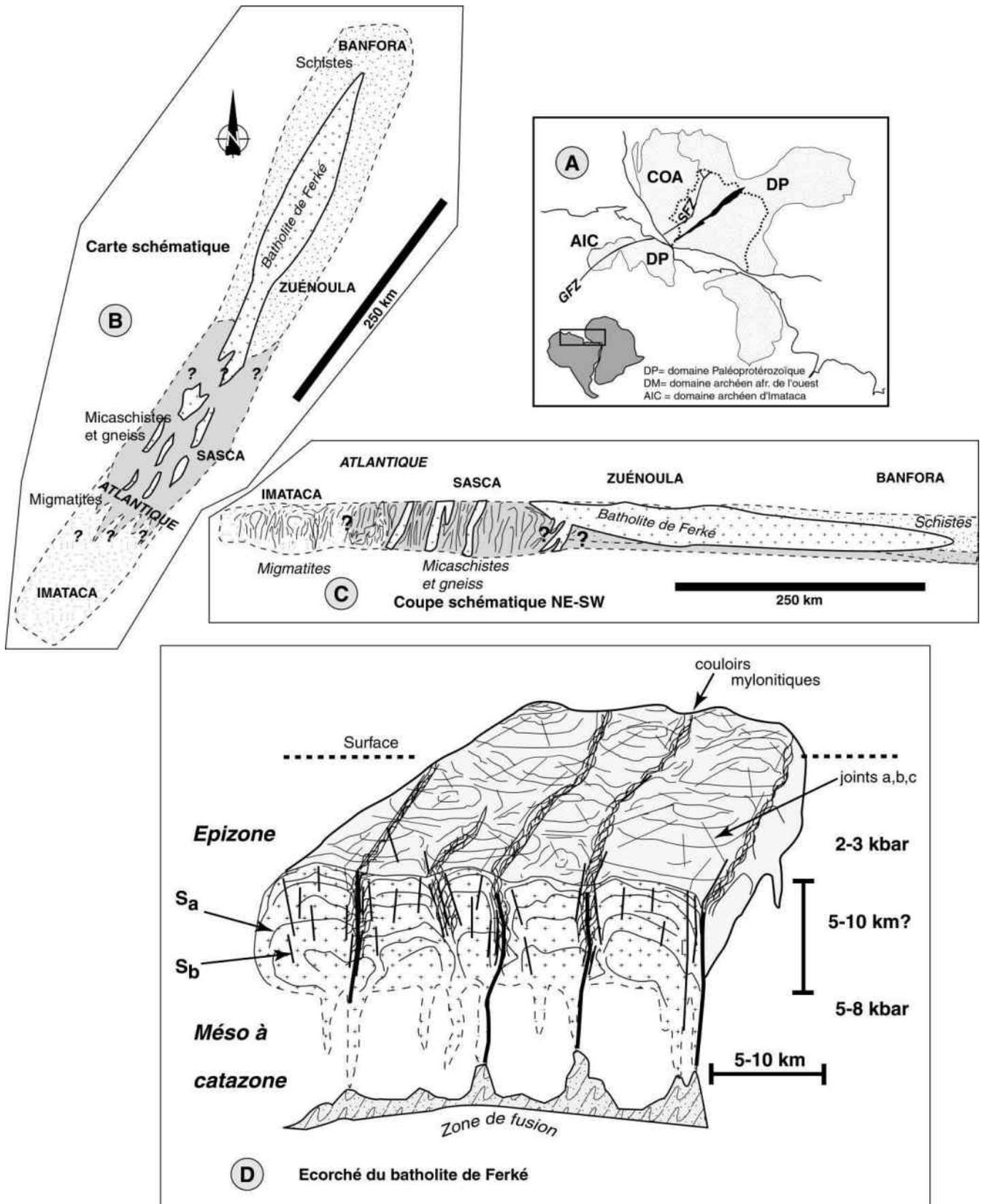


Figure V- 8: Estimation de l'épaisseur par observation du gradient structural régional. A: localisation des observations; B et C: interprétation structurale et relation entre le Craton Ouest Africain et le Bouclier Guyanais; D: implications pour l'épaisseur et la mise en place du batholite de Ferké.

Sur ces bases, nous proposons quelques schémas très synthétiques (fig. V-8B&C) montrant le batholite de Ferké depuis le SW du Burkina Faso (unité de Banfora) jusqu'au complexe d'Imataca en Amérique du Sud. Ces schémas illustrent la variation du niveau structural. Le métamorphisme passe du faciès schistes verts au NE (Banfora, Zuénoula) à un faciès amphibolite (SASCA) et à un faciès amphibolite-granulite en Amérique du Sud. Remarquons par ailleurs que ces régions NE (Banfora et Niger) sont constituées d'un Paléoprotérozoïque juvénile (Abouchami *et al.*, 1990; Boher *et al.*, 1992). Les études menées alors sur une traverse E-W avait abouti à une interprétation générale du Birimien. Nos observations montrent qu'une interprétation générale ne peut être proposée qu'en complétant avec des études sur des traverses NNE-SSW.

Ces quelques données pourraient servir à mieux aborder l'origine et l'estimation de l'épaisseur des grands batholites de Côte-d'Ivoire, en particulier celui de Ferkessédougou et probablement ceux du SE.

Le passage en revue des différents modèles de plutons, le gradient structural, l'analyse du secteur SW de la Côte-d'Ivoire présentant des dykes de granite à deux micas et des faciès métamorphiques de plus haut grade, un survol des formations de l'Imataca au Surinam, ainsi que le bilan de l'analyse structurale nous amènent à proposer un modèle 3D pour le batholite de Ferké (fig. V-8D).

Il correspondrait à un ensemble de petits plutons de forme laccolitique engagés dans la croûte superficielle entre les métasédiments épizonaux birimiens dit de bassin et des gneiss et des micaschistes probablement d'âge entre 2.2 et 2.1 Ga. Ces plutons seraient alimentés par un faisceau de dykes issus de la fracturation par ouverture en pull-apart du bassin sédimentaire SASCA-Bandama-Bobodioulasso. La fusion de la croûte essentiellement de type ceinture-verte/TTG (absence de traces de matériel archéen) à la verticale du bassin subsident aura incorporé du matériel sédimentaire de bassin. L'apport de chaleur nécessaire à la compensation de la faiblesse de l'épaississement aurait été fourni par le jeu décrochant des fractures majeures des pull-aparts. La place nécessaire à la mise en place des plutons implique une montée de ces derniers à la fin de la période extensive à la faveur de multiples cauldron-subsidences. Les conditions et régimes des deux déformations principales impliquent un laps de temps très court entre la stabilisation de l'ouverture des bassins et leur fermeture.

Par ailleurs la variation du niveau structural du NE vers le SW en particulier vers la zone probable de l'équivalent-racine au Vénézuéla-Surinam montre un approfondissement et le rapprochement d'une croûte archéenne vers le SW alors qu'elle n'était jusqu'à présent reconnue que vers l'Ouest (Guinée, Dorsale de Man) ou soupçonnée vers l'Est du Ghana.

CONCLUSION GENERALE

Un certain nombre de questions a été posé lors de l'initialisation de ce travail aussi bien au niveau de l'utilisation des outils que des thèmes scientifiques.

Nous pouvons proposer un certain nombre de réponses.

Les outils d'analyse

- En raison des faibles conditions d'affleurement, la *téléanalyse satellitale* s'est avérée très utile pour la cartographie des formations du centre de la Côte-d'Ivoire et de la partie orientale de la Guinée, et en particulier des granitoïdes. Cet outil d'analyse a également permis d'identifier les grands couloirs décrochants et des structures linéamentaires circulaires à sub-circulaires comparables à des massifs granitoïdes dans le batholite de Ferké. Ces structures apparaissent également "*par transparence*" dans les formations sédimentaires du bassin de la Marahoué. L'hypothèse de la présence de massif granitique sous ces sédiments a été par la suite confirmée par l'étude de l'apophyse granitique de Danangoro. L'introduction de la notion de "*texture locale*" (associant la forme et l'orientation des structures linéamentaires) nous a permis de représenter ces textures linéamentaires d'une autre manière: sous forme de niveau de gris. Cette image en niveau de gris obtenue est comparable aux données brutes (de l'extraction manuelle).

Le traitement numérique (classification) de scènes SPOT et LANDSAT et la représentation des valeurs numériques dans différents diagrammes ont aidé à discriminer les ensembles lithologiques. On a pu noter des variations de réponses spectrales au sein d'un même type lithologique pour SPOT. Ces variations ont été attribuées soit à différents types pétrographiques (cas des massifs du batholite de Ferké), soit à l'influence de certains facteurs (végétation, aérosols ou feux de brousse). L'étude de la végétation a montré la variation des réponses spectrales selon la densité du couvert végétal. Les réponses spectrales sont altérées sur la forêt dense (conséquence des aérosols). Bien que difficiles, quelques relations entre la végétation et le substratum ont été établies; notamment bonnes discriminations dans différents massifs du batholite de Ferké. Les données LANDSAT ont fourni de meilleurs résultats quant à la discrimination des ensembles lithologiques. La notion de "**texture**" (associant les teintes

et leur agencement) ont fourni de bons résultats pour la discrimination. L'analyse en Composantes Principales (ACP) effectuée a fourni également de bons résultats.

- A partir de cette approche téléanalytique, une analyse pétro-structurale fine sur certains massifs du batholite de Ferké a été effectuée. La combinaison de données de terrains, de microscopie et d'anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM) permettent d'avoir de données nouvelles sur le batholite de Ferké.

L'étude par petits massifs couplée à l'extrapolation par téléanalyse est une méthode qui s'est avérée très efficace pour l'interprétation structurale et géométrique globale du batholite.

La déformation du massif

- Le granite à deux micas de Ferké est en fait un assemblage de petits plutons à deux micas à fonds relativement semblables dans leur forme aux laccolites. Ces plutons montrent une déformation de volume et une déformation transcurrente depuis les phases précoces jusqu'aux phases tardives de mise en place. La déformation transcurrente est contemporaine du raccourcissement NW-SE éburnéen classique d'Afrique de l'Ouest (phase D₂ de Milési *et al.*, 1989) daté entre 2,1 et 2,07 Ga. Cet ensemble granitique est bien syntectonique de cette phase de raccourcissement unique selon certains auteurs (Delor *et al.*, 1994; Vidal *et al.*, 1996; Pouclet *et al.*, 1996).

- Aucune trace de chevauchement n'a été mise en évidence dans, et hors du massif, et vient donc minimiser voire contredire l'hypothèse d'une collision majeure de type moderne dont le granite de Ferké représenterait la suture.

La géométrie 3-D et origine du massif

- La mise en place du massif se produirait, à la base d'un fossé, à la faveur d'un faisceau de fractures en transtension, délimitant une série de panneaux effondrés en "touches de piano" libérant des zones plus ou moins stratiformes de moindre pression verticale (type "cauldron-subsidence"). Le magma, quant à lui, serait issu de la fusion du matériel ceinture/TTG/matériel sédimentaire sans participation de croûte archéenne. En l'absence de trace d'épaississement, l'apport thermique nécessaire à la fusion de ces formations proviendrait du fonctionnement des grands décrochements.

- Le toit du granite serait constitué de matériel faiblement métamorphique (faciès schistes verts) et le substratum du granite serait représenté par des gneiss et micaschistes tels que ceux de la région SW mais juvéniles et traversés par des dykes de granite à deux micas.

Tout ceci suggère une structure en lame épaisse de 5 à 10 km, large de 50 km et longue d'au moins 500 km, pluriplutonique et alimentée par un chevelu de dykes.

Place dans l'histoire du Craton Ouest-Africain

La compilation des travaux récents sur le centre du craton et de nos propres conclusions nous amène à proposer le schéma suivant:

- La première étape correspond à la création d'un socle relatif entre 2,2 Ga et 2,15 Ga constitué de ceintures de roches vertes et de TTG issus d'un matériel de type océanique juvénile avec déformation périplutonique.

- La seconde étape débutant aux environs 2,15 Ga correspond à l'histoire du granite de Ferké: extension et création des bassins sédimentaires, fusion d'un mélange de croûte ceinture/TTG/sédiments en "pull-apart", mise en place des cortèges plutoniques, raccourcissement, plissement modéré et décrochements.

La structure marquée par le granite de Ferké ne correspond pas à la fermeture d'un océan tel que conçue actuellement mais plus à un grand rift très fracturé. Elle ne doit donc pas, sur une traverse E-W, séparer des provinces très différentes. Par contre dans le sens NNE-SSW elle montre un basculement du Birimien avec enfoncement vers le NE et rehaussement des racines vers le SW en corrélation avec l'apparition de marqueurs archéens au SW. Ceci suggérerait l'hypothèse que la direction de recherche des transitions avec les noyaux archéens classiquement faites vers la dorsale de Man à l'Ouest ou vers l'Est du Ghana doit se faire aussi et avant tout vers le SW, c'est-à-dire outre-atlantique.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abdel-Rahman A.M.** (1994) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. *J. Petrol.*, 35: 525-541.
- Abouchami W., Boher M., Michard A. & Albarède F.** (1990) A major 2.1 Ga event of mafic magmatism in West Africa: A early stage of crustal accretion. *J. Geophys. Res.*, 95, 11 : 17605-17629.
- Adou M., Delor C., Siméon Y., Zamblé Z.B., Konan G., Yao B.D., Vidal M., Diaby I., Cautru J.P., Chiron J.C., Dommanget A. & Cocherie A.** (1995) Carte géologique de la Côte-d'Ivoire à 1/200 000; feuille Abengourou. *Mémoire de la Direction des Mines et de la Géologie, n°7, Abidjan, Côte-d'Ivoire.*
- Ama-Salah I., Liégeois J.-P. & Pouclet A.** (1996) Evolution d'un arc insulaire océanique birimien précoce au Liptako nigérien (Sirba): géologie, géochronologie et géochimie. *J. Af. Earth Sci.*, 22, 3 : 235-254.
- Amado J.** (1982) Cartographie de l'albédo et du gisement solaire à partir de données du satellite METEOSAT. *Thèse doc. ingénieur, Univ. Paul-Sabatier, Toulouse.*
- Améglio L. & Vignerresse J.L.** (1997) Granite pluton geometry and emplacement mode inferred from combined fabric and gravity data. In: Bouchez *et al.*, 1997, Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics. Kluwer Academic Publishers.
- Amice M.** (1990) Le complexe granitique de Cabeza de Araya (Extremadure, Espagne): zonation, structures magmatiques et magnétiques, géométrie. Discussion du mode de mise en place. *Thèse, Univ. Toulouse, France, 250 p.*
- Amice M., Bouchez J.L., Aranguren A., Alvarez F. & Vignerresse J.L.** (1991) El batolito granito de Cabeza de Araya (Extremadura): comparacion de sus estructuras magmaticas. *Boletín Geologico y Minero*, 102, 3 : 455-471.
- Aranguren A., Tubia J.M., Bouchez J.L. & Vignerresse J.L.** (1996) The Guítriz granite, Variscan belt of the northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic escape. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139 : 165-176.
- Aranguren A.** (1997) Magnetic fabric and 3D geometry of the Hombreiro-Sta. Eulalia pluton: implications for the Variscan structures of eastern Galicia, NW Spain. *Tectonophysics*, 273, 3-4 : 329-344.
- Archanjo C.J., Olivier P. & Bouchez J.L.** (1992) Plutons granitiques du Serido (NE du Brésil): écoulement magmatique parallèle à la chaîne révélé par leur anisotropie magnétique. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 163, 4 : 509-520.
- Archanjo C.J.** (1993) Fabriques de plutons granitiques et déformation crustale du Nord-Est du Brésil: une étude par l'anisotropie de susceptibilité magnétique de granites ferromagnétiques. *Thèse Univ. Paul-Sabatier, Toulouse, 167p.*
- Archanjo C.J., Bouchez J.L., Corsini M. & Vauchez A.** (1994) The Pombal granite pluton: magnetic fabric, emplacement and relationships with the Brasiliano strike-slip setting of the NE Brazil (Paraíba State). *J. Struct. Geol.*, 16 : 323-335.
- Arino O.** (1990) Albédo de surface et bilan radiatif de courtes longueurs d'ondes: Contribution satellitaire. *Thèse de 3ième cycle, Institut National Polytechnique de Toulouse, 23 février 1990, Toulouse, France.*
- Arnould M.** (1959) Compte-rendu des principaux résultats acquis par l'analyse lithologique des séries birimiennes des régions voisines de Bouaké. *Rapport Serv. Géol. Prosp. Dakar, inédit, 10 p.*
- Arnould M.** (1960) Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du nord-est de la Côte-d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale : Cadre géologique - classification - principaux types. *Mémoire BRGM, France - DPGM, Abidjan, 450 p.*
- Arnould M.** (1961) Etude géologiques des migmatites et granites précambriens du Nord de la Côte-d'Ivoire et de la Haute-Volta méridionale. *Mémoire BRGM, France, 174 p.*
- Arzi A.A.** (1978) Critical phenomena in the rheology of partially melted rocks. *Tectonophysics*, 44 : 173-184.
- Aubréville A.** (1950) Flore forestière soudano-guinéenne, A.O.F.-Cameroun-A.E.F. Paris, Société d'éditions géographiques, maritimes et coloniales, 523 p.
- Bailey C.M. & Tollo R.P.** (1998) Late Neoproterozoic extension-related magma emplacement in the Central Appalachians: an example from Polly Wright Cove pluton. *J. Geol.*, 106 : 347-359.
- Bard J.-P.** (1974) Remarques à propos de l'évolution géotectonique du craton Ouest-Africain en Côte-d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 278, D : 2405-2408.
- Bassot J.P. & Caen-Vachette M.** (1984) Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est Sénégal: implications sur l'histoire du Birimien de cette région. In, "Géologie africaine" Klerkx, J. & Michot, J. (éditeurs), Tervuren : 191-209.
- Bateman R.** (1985) Aureole deformation by flattening around a diapir during in situ ballooning: the Cannibal Creek Granite. *J. Geol.*, 93 : 293-310.
- Beckinsale R.D., Gale N.H., Pankhurst R.J., Macfarlane A., Crow M.J., Arthurs J.W. & Wilkinson A.F.** (1980) Discordant Rb-Sr and Pb-Pb whole rock isochron for the archaean basement of Sierra Leone. *Precambrian Res.*, 13: 63-76.

- Benn K., Rochette P., Bouchez J.L. & Hattori K.** (1993) Magnetic susceptibility, magnetic mineralogy and magnetic fabrics in a late Archean granitoid-gneiss belt. *Precambrian Res.*, 63 : 59-81.
- Berthé D., Choukroune P. & Jegouzo P.** (1979) Orthogneiss, mylonite and non-coaxial deformation of granite: the example of the South Armorican Shear Zone. *J. Struct. Geol.*, 1 : 31-42.
- Bertoluzza L. & Perotti C.R.** (1997) A finite-element model of the stress field in strike-slip basins: implications for the Permian tectonics of the Southern Alps (Italy). *Tectonophysics*, 280 : 185-197.
- Bessoles B.** (1977) Géologie de l'Afrique: le Craton Ouest Africain. *Mém. BRGM*, France, 88, 403 p.
- Bodin L.** (1951) Contribution à l'étude des granites birrimiens dans le Précambrien de l'Afrique occidentale. *Bull. Dir. Mines A.O.F.*, Dakar, 12, 113 p.
- Boher M., Abouchami W., Michard A., Albarède F. & Arndt N.T.** (1992) Crustal growth in West Africa at 2.1 Ga. *J. Geophys. Res.*, 97, n° B1 : 345-369.
- Bonhomme M.** (1962) Contribution à l'étude géochronologique de la plate-forme de l'Ouest africain. *Ann. Fac. Sc. Univ. Clermont*, 5, 62 p.
- Bonin B., Chotin P., Giret A. & Lameyre J.** (1979) Formes et structures circulaires sur documents satellites: exemple de la Corse. *Rev. Géol. Dyn. & Géogr. Phys.*, 21, Fasc. 2 : 155-158.
- Bonkougou, I.** (1994) Le Tarkwaein du sillon de Houndé (Burkina faso): un ensemble volcano-détritique acide calco-alcalin à 2,15 Ga. *Doctorat, Université, Nantes*.
- Borel C.C. & Schläpfer D.** (1996) Atmospheric pre-corrected differential absorption techniques to retrieve columnar water vapor: theory and simulations. *Summaries of the 6th, Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, 1, JPL, Pasadena (CA): 13-21.
- Borradaile G.** (1987) Anisotropy of magnetic susceptibility: rock composition versus strain. *Tectonophysics*, 138 : 327-329.
- Borradaile G.** (1991) Correlation of strain with anisotropy of magnetic susceptibility (AMS). *Pure & Appl. Geophys.*, 135: 17-29.
- Bossière G. & Vauchez A.** (1978) Deformation naturelle par cisaillement ductile d'un granite de Grande Kabylie Occidentale (Algerie). *Tectonophysics*, 51 : 57-81.
- Bossière G., Bonkougou I., Peucat J.J. & Pupin J.P.** (1996) Origin and age of Paleoproterozoic conglomerates and sandstones of the Tarkwaian Group in Burkina Faso, West Africa. *Precambrian Res.*, 80 : 153-172.
- Bouchez J.L., Gleizes G., Djouadi T. & Rochette P.** (1990) Microstructure and magnetic susceptibility applied to emplacement kinematics of granites: the example of the Foix pluton (French Pyrenees). *Tectonophysics*, 184 : 157-171.
- Bouchez J.L., Delas Ch., Gleizes G. & Nédélec A.** (1992) Submagmatic microfractures in granites. *Geology*, 20 : 35-38.
- Bouchez J.L. & Gleizes G.** (1995) Two-stage deformation of the Mont-Louis-Andorra granite pluton (Variscan Pyrenees) inferred from magnetic susceptibility anisotropy. *J. Geol. Soc. London*, 152 : 669-679.
- Bouchez J.L., Hutton D.H.W. & Stephens W.E.** (1997) Granite: From Segregation of melt to emplacement fabrics. *Kluwer Acad. Pub.*
- Bouhallier H., Choukroune P. & Ballèvre M.** (1993) Diapirism, bulk homogeneous shortening and transcurrent shearing in the Archean Dharwar craton: the Holenarsipur area, southern India. *Precambrian Res.*, 63 : 43-58.
- Bouhallier H.** (1995) Evolution structurale et métamorphique de la croûte continentale archéenne (Craton du Dharwar, Inde du Sud). *Thèse doc., Univ. Rennes I, Mémoires, n°60*, 227 p.
- Bouillin J.P., Bouchez J.L., Lespinasse P. & Pécher A.** (1993) Granite emplacement in an extensional setting: an AMS study of magmatic structures of Monte Capanne (Elba, Italy). *Earth Planet. Sci. Lett.*, 118 : 263-279.
- Boullier A.M. & Bouchez J.L.** (1978) Le quartz en rubans dans les mylonites. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 20 : 253-262.
- Bonkougou I.** (1994) Le Tarkwaein du sillon de Houndé (Burkina Faso): un exemple volcano-détritique acide calco-alcalin à 2.15 Ga. *Doctorat, Univ. Nantes*, 417 p.
- Brasington J. & Richards K.** (1998) Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL. *Computers & Geosciences*, 24, 9 : 299-314.
- Brun J.P., Gapais D. & Le Theoff B.** (1981a) The mantle gneiss domes of Kuopio (Finland): interfering diapirs. *Tectonophysics*, 74 : 283-304.
- Brun J.P. & Pons J.** (1981b) Strain patterns of pluton emplacement in a crust undergoing non-coaxial deformation, Sierra morena, southern Spain. *J. Struct. Geol.*, 3 : 219-229.
- Brun J.P., Gapais D., Cogné J.P., Ledru P. & Vignerresse J.L.** (1990) The Flamanville granite (northwest France): an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton. *Geol. J.*, 25 : 271-286.
- Bruzon V.** (1990) Les savanes du nord de la Côte d'Ivoire. Mésologie et dynamique: l'herbe, le feu et le pâturage. *Thèse doc., Géomorphologie et dynamiques des milieux naturels, univ. Paris VII*, 301 p.
- Bryon D.N., Atherton M.P. & Hunter R.H.** (1994) The description of the primary textures of "Cordilleran" granitic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 117 : 66-75.

- Bussel M.A.** (1976) Fracture control of high level plutonic contacts in the Coastal Batholith of Peru. *Proc. Geol. Assoc. London*, 87 : 237-246.
- Cabot F.** (1995) Estimation de l'albédo de surface à l'échelle globale, à l'aide de mesures satellitaires. *Thèse doc., Univ. Orsay-Paris Sud*, 119 p. (voir également <http://www.orstom.fr/hapex/thesis/cabot/these.book.html>).
- Caen-Vachette M.** (1986) Apport de la géochronologie isotopique à la connaissance du Protérozoïque Inférieur de l'Afrique de l'Ouest. *Publication CIFEG 1986/10*. Les formations birimiennes en Afrique de l'Ouest : 17-23.
- Cahen L., Snelling N., Delhal J. & Vail J.R.** (1984) The geochronology and evolution of Africa. *Carendon Press, Oxford*: 512 p.
- Camil J., Tempier P. & Pin C.** (1983) Ages Libérien des quartzites à magnétite de la région de Man (Côte-d'Ivoire) et leur place dans l'orogénèse libérienne. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 296 : 149-151.
- Camil J.** (1984) Pétrographie, chronologie des ensembles archéens et formations associées de la région de man (Côte-d'Ivoire): implications pour l'histoire géologique du craton ouest-africain. *Thèse Sc., Univ. Abidjan*, 306 p.
- Carrère V.** (1987). Exploitation de données multisources et traitements d'images en cartographie géologique. Contribution à un problème structural régional: la liaison Pyrénées-Provence. - *Thèse, Université Pierre et Marie Curie, Paris 6*, 263 p.
- Casanova R.** (1973) Géochimie et minéralogie des granitoides éburnéens de Côte-d'Ivoire. *Thèse doc. ès Sciences, Univ. Nice -Univ. Abidjan*, 327 p.
- Castro A.H.** (1987) On granitoid emplacement and related structures. A review. *Geologische Rundschau*, 76/1 : 101-124.
- César J.** (1978) Végétation, flore et valeur pastorale des savanes du parc national de la Comoé. *Bouaké, CRZ*, 13, 54p.
- Chorowicz J.** (1984) Intérêt de la cartographie géologique à petite échelle à partir d'images spatiales dans le sud-est de la France. *Bull. Centre Géomorph., CNRS, Caen*, 28 : 83-85.
- Choukroune P.** (1995) Déformation et déplacements dans la croûte terrestre. *Edn Masson*, 224 p.
- Cohen H.A. & Gibbs A.K.** (1989) Is the equatorial atlantic discordant? *Precambrian Res.*, 42 : 353-369.
- Compston W. & Pidgeon R.T.** (1986) Jack Hills, evidence of more very old detrital zircons in Western Australia. *Nature*, 321 : 766-769.
- Condie K.C. (Editeur)** (1981) Archean greenstones belts. *Developments in Precambrian Geology. Elsevier, Amsterdam*, 3, 434 p.
- Condie K.C.** (1990) Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In D.J. Hughes & R.P. Hall (Editeurs), *Early Precambrian magmatism. Blackie and Son Publ., Glasgow* : 40-55.
- Cooper A.F.** (1972) Progressive metamorphism of metabasic rocks from the Haast schist group of Southern New Zealand. *J. Petrol.*, 13, 3 : 457-492.
- Corry C.E.** (1988) Laccoliths; mechanisms of emplacement and growth - Special paper. *Geol. Soc. Amer., Special Paper*, 220 p.
- Coward M.P.** (1984) Major shear zones in the Precambrian crust: exemples from NW Scotland and southern Africa and their significance. *Precam. Tect. Illustrated* : 207-235.
- Cruden A.R.** (1990) Flow and fabric development during rise of magma. *J. Geol.*, 98 : 681-698.
- Cruden C.R. & Launeau P.** (1994) Structure, magnetic fabric and emplacement of the Archean Lebel Stock, S.W. Abitibi Greenstone belt. *J. Struct. Geol.*, 16 : 677-691.
- Cruden A.R., Koyi H. & Schmeling H.** (1995) Diapiric basal entrainment of mafic into felsic magma. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 131 : 321-340.
- Cunningham W.D., Windley B.F., Owen L.A., Tiffany B., Dorjnamjaa D. & Badamgarav J.** (1997) Geometry and style of partitioned deformation within a late Cenozoic transpressional zone in the eastern Gobi Altai Mountains, Mongolia. *Tectonophysics*, 277 : 285-306.
- D'Lemos R.S., Brown M. & Strachan R.A.** (1992) Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *J. Geol. Soc. London*, 149 : 487-490.
- Daniel T., Gapais D. & Lecorre C.** (1988) Application du traitement de l'image à l'analyse de la déformation des granites. *Sci. Géol., Bull., Strasbourg*, 41, 2 : 143-161.
- Davis D.W., Hirdes W., Schaltegger U. & Nunoo E.A.** (1994) U-Pb age constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precambrian Res.*, 67 : 89-107.
- Davis B.K., Henderson R.A. & Wysoczanski R.** (1998) Timing of granite emplacement under conditions of low strain in the northern Tasman Orogenic Zone, Australia. *Tectonophysics*, 284 : 179-202.
- De Wit M.J., Roering C., Hart R.J., Armstrong R.A., Ronde C.E.J., Green R.W.E., Tredoux M., Peberdy E. & Hart R.A.** (1992) Formation of an Archaean continent. *Nature*, 357 : 553-562.
- Dedieu G., Deschamps P.Y. & Kerr Y.H.** (1984) Satellite estimation for solar irradiance at the surface of the earth and of albedo using a physical model applied to METEOSAT data. *J. Clim. Appli. Meteor.*, 26, (1) : 79-87.
- Deer F.R.S., Howie R.A., Zussman J.** (1966) An introduction to the rock forming minerals. *Longman, Scientific & Technical*, 528 p.

- Deffontaines B. & Chorowicz J.** (1991) Principles of drainage basin analysis from multisource data: application to the structural analysis of the Zaïre basin. *Tectonophysics*, 194, 3 : 237-263.
- Deleris J.** (1995) Plutonisme bimodal en contexte décrochant Panafricain - Etude pétro-structurale du complexe de Toro (Nigéria). *Thèse doc., Univ. Toulouse II*, 215 p.
- Delor C., Ibrahima D., Tastet J.P., Yao B., Siméon Y., Vidal M. & Dommanget A.** (1992) Carte géologique de la Côte-d'Ivoire à 1/200 000, feuille Abidjan, 1ère édition. *Direction de la Géologie*, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Delor C., Siméon Y., Kouamelan A. & Peucat J.J.** (1994) Persistance de processus archaïques de création crustale au Birimien (Paléoproterozoïque) en Côte-d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *15è RST, Nancy, Abstr., Publ. Soc. Géol. Fr.*
- Delor C., Siméon Y. & Vidal M.** (1995a) Peri-plutonic gravity driven deformations and transcurrent tectonics between 2.2 and 2.1 By: a case study from the Birimian Cycle in Ivory Coast.
- Delor C., Yao B.D., Adou M., Kohou P., Doumbia S., Pouclet A., Vidal M., Siméon Y., Deroin J.P., Leduc L. & Diaby I.** (1995b) Carte géologique provisoire de la Côte-d'Ivoire à 1/200 000, feuille de Katiola, *Ministère des Mines et de l'Energie, Direction de la Géologie*, Abidjan, Côte d'Ivoire.
- Delor C., Vidal M., Pouclet A., Siméon Y. & Yao B.D.** (1995c) Chronostratigraphie et évolution du style géodynamique entre 2,2 et 2,0 Ga en Afrique de l'Ouest. *Séance Spéc. Soc. Géol. Fr., "Géodynamique du Paléoproterozoïque"*, Orléans, 17 Nov. 1995 : 14.
- Deroin J.-P.** (1988) Fracturation comparée d'un secteur du Bas-Languedoc à l'aide de données multisources. *12ème RST, Lille*, p 45.
- Deroin J.P., Chorowicz J., Deroin T., Dutartre Ph., Scanvic J.-Y. & Simonin A.** (1990) The landscape-unit approach applied to geology, on SPOT images, in temperate climate zones using a test-area in the Cévennes (Massif Central, France). *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 45 : 382-403.
- Deroin J.P., Becq-Guiraudon J.-Fr. & Prost A.E.** (1990a) Fracturation tardi-hercynienne et détritisme associé: chronologie des événements dans les massifs granitiques cévenols décrochés par la faille de Villefort (Mont Lozère et Borne, Massif Central France). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 12.
- Deroin J.P.** (1992) Méthodologie d'utilisation de l'imagerie satellitaire à haute résolution spatiale en zone tempérée. *Eds BRGM*, 208 p.
- Deroin J.P., Delor C., Siméon Y. & Yao B.D.** (1994) Remote sensing survey applied to synthetical geological mapping in Ivory Coast (West Africa). *Europto*, 2320 : 2-11.
- Deroin J.P., Delor C., Siméon Y. & Yao B.D.** (1995) Contribution of remote sensing and other techniques to the geodynamic setting of the Paleoproterozoic in Ivory Coast (West Africa): comparison to field data. *Séance Spéc. Soc. Géol. Fr., "Géodynamique du Paléoproterozoïque"*, Orléans, 17 Nov. 1995.
- Deroin J.P. & Deroin T.** (1996) The relationships among vegetation, geology and spectral response: a quantitative approach on the European beech (*Fagus sylvatica*, Fagaceae). *Fragm. Flor. Geobot.*, 41, 2 : 791-801.
- Desmet P.J.J. & Govers G.** (1996) Comparison of routing algorithms for Digital Elevation Models and the implications for predicting ephemeral gullies. *International Journal of GIS*, 10, 311-331.
- Devineau J.-L., Fournier A. & Kaloga B.** (1997) Les sols et la végétation de la région de Bondoukui (Ouest burkinabé): Présentation générale et cartographie préliminaire par télédétection satellitaire SPOT). *Orstom Eds*, 117 p.
- Didier J.** (1973) Developments in Petrology. *Granites and their enclaves. Elsevier*, Amsterdam.
- Djouadi M.T., Gleizes G., Ferré E., J.L. Bouchez, Caby R. & Lesquer A.** (1997) Oblique magmatic structures of two epizonal granite plutons, Hoggar, Algeria: late-orogenic emplacement in a transcurrent orogen. *Tectonophysics*, 279, 4 : 351-374.
- Dorais M.J., Lira R., Chen Y. & Tingey D.** (1997) Origin of biotite-apatite-rich enclaves, Achala batholith, Argentina. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 130 : 31-46.
- Dougan T.** (1977) The Imataca Complex near Cerro Bolivar, Venezuela - a calc-alkaline Archean protolith. *Precambrian Res.*, 4 : 237-268.
- Doumbia S.** (1997) Géochimie, géochronologie et géologie structurale des formations birimiennes de la région de Katiola-Marabadiassa (centre-nord de la Côte-d'Ivoire). *Thèse doc., Univ. Orléans*, 214 p.
- Doumbia S., Pouclet A., Kouamelan A., Peucat J.J., Vidal M. & Delor C.** (1998) Petrogenesis of juvenile-type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in Central Côte-d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Res.*, 87, (1-2) : 33-63.
- Droop G.T.R.** (1982) A clinopyroxene paragenesis of albite-epidote-amphibolite facies in meta-syenites from the South-East Tauern Window, Austria. *J. Petrol.*, 23, 2 : 163-185.
- Drummond M.S. & Defant M.J.** (1990) A model for trondhjemite-tonalite-dacite genesis and crustal growth via slab melting: Archean to modern comparisons. *J. Geophys. Res.*, 95 : 21503-21521.
- Dupuis D., Pons J. & Prost A.E.** (1991) Mise en place de pluton et caractérisation de la déformation birimienne au Niger occidental. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 312, 2 : 769-773.

- Euzen T.** (1993) Pétrogénèse des granites de collision post-épaississement: le cas des granites crustaux et mantelliques du complexe de Pontivy-Rostrenen (Massif Armoricain, France). *Thèse doc., Univ. Rennes, Mémoires Géosciences Rennes*, n° 51, 295 p.
- Fabre R. & Fofana M.** (1988) *22nd Intern. Symp. Remote Sens., ERIM, Abidjan, Abstr. P 43, Extends abstr.*, 5 p.
- Fabre R., Ledru P. & Milesi J-P.** (1990) Le Protérozoïque inférieur (Birimien) du centre de la Côte-d'Ivoire: évolution tectonique et corrélations. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II : 971-976.
- Fabre R., Ledru P. & Feybesse J.-L.** (1993a) Proposition d'un nouveau schéma géodynamique pour le magmatisme calco-alcalin d'Afrique de l'Ouest: l'exemple du sillon birimien de Dianfla, Centre de la Côte-d'Ivoire. *Symposium sur le Protérozoïque inférieur*, 25-27 janvier 1993 : 85-89.
- Fabre R. & Morel B.** (1993b) Stratigraphie des unités birimiennes dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *Bull. Soc. géol., Fr.*, 164, (4) : 609-621.
- Feybesse J.L., Milési J.P., Johan V., Dommanget A., Calvez J.-Y., Boher M. & Abouchami W.** (1989) La limite Archéen-Protérozoïque inférieur d'Afrique de l'Ouest: une zone de chevauchement majeure antérieure à l'accident de Sassandra; l'exemple des régions d'Odienné et de Touba (Côte-d'Ivoire). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 309, II : 1847-1853.
- Feybesse J.L. & Milési J.P.** (1994) The Archean/Proterozoic contact zone in West Africa: a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons? *Precambrian Res.*, 69 : 199-227.
- Foucault A. & Raoult J.-F.** (1995) Dictionnaire de géologie, 4^{ème} édition. *Masson*, 324 p.
- Franklin S.E. & Giles P.T.** (1995) Radiometric processing of aerial and satellite imagery. *Computers & Geosciences*, 21, 3 : 413-423.
- Froger J.-L.** (1996) Apport des données géophysiques multi-sources pour l'identification des caldeiras du plateau de Nevsehir, Anatolie Centrale, Turquie: classification texturale des formations volcaniques à partir de l'imagerie satellitaire. *Thèse Doc., Univ. Blaise Pascal*, n°94, 347 p.
- Gapais D.** (1989a) Les orthogneiss: Structure et mécanismes de formation et analyse cinématique. *Mémoires et Documents*, n° 28: 365 p.
- Gapais D.** (1989b) Shear structures within deformed granites: mechanical and thermal indicators. *Geology*, 17 : 1144-1147.
- Gaudette H.E., Hurley P.M., Fairbairn H.W., Espejo A. & Dahlberg E.H.** (1978) Older Guiana basement of the Imataca complex in Venezuela, and in Suriname. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 89 : 1290-1294.
- Gay L.O.** (1956) The geology of the Bui Hydro-electric project. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, 22, 60 p.
- Gilbert G.K.** (1877) Report on the geology of the Henry Mountains. *U.S. Geographical and Geology Survey of the Rocky Mountains Region (Powell)*, 160 p. (In Corry, 1988).
- Gillespie A.R., Kahle A.B. & Walker R.E.** (1986) Colour Enhancement of Highly Correlated Images. Decorrelation and HSI Contrast Stretches. *Remote Sensing of Environment*, 20 : 209-235.
- Gleizes G.** (1992) Structure des granites Hercyniens des Pyrénées de Mont-Louis-Andorre à la Maladeta. *Thèse doc., Univ. Toulouse III*, 259 p.
- Gleizes G., Nédélec A., Bouchez J.L., Autran A. & Rochette P.** (1993) Magnetic susceptibility of the Mont Louis-Andorra il-menite-type granite (Pyrenees): a new tool for the petrographic characterization and regional mapping of zoned granite plutons. *J. Geophys. Res.*, 98 : 4317-4331.
- Gleizes G., Leblanc D. & Bouchez J.L.** (1997) Variscan granites of the Pyrenees revisited: their role as syntectonic markers of the orogen. *Terra Nova*, 9 : 38-41.
- Goodwin A.M.** (1991) Precambrian Geology, 666p.
- Grégoire V., Michel de St. M., Nédélec A. & Bouchez J.L.** (1995) Shape anisotropy versus magnetic interactions of magnetite grains: experiments and application to AMS in granitic rocks. *Geophysical Research Letters*, 22, n° 22 : 2765-2768.
- Gugliermo G.Jr.** (1993a) Magmatic strains and foliation triple points of the Merrimac plutons, northern Sierra Nevada, California: implications for pluton emplacement and timing of subduction. *J. Struct. Geol.*, 15, n° 2 : 177-189.
- Gugliermo G.Jr.** (1993b) Interference between pluton expansion and non-coaxial tectonic deformation: three-dimensional computer model and fields implications. *J. Struct. Geol.*, 15, n° 3-5 : 593-608.
- Guibert Ph. & Vidal M.** (1984) Un modèle d'évolution structurale du Birrimien su Sud-Est de la Côte-d'Ivoire. *Ann. Univ. Abidjan*, 20, (C) : 277-293.
- Guillet Ph., Bouchez J.L. & Vignerresse J.L.** (1985) Le complexe granitique de Plouaret (bretagne): mise en évidence structurale et gravimétrique de diapirs emboîtés. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 8, I, 4 : 503-513.
- Guineberteau B., Bouchez J.L. & Vignerresse J.L.** (1987) The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 99: 763-770.
- Gutman G.** (1988) A simple method for estimating monthly mean albedo of land surfaces from AVHRR data. *J. Applied Meteorology*, 27, (9).

- Handy M.R.** (1994) Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *J. Struct. Geol.*, 3 : 287-301.
- Harris J.R., Bowie C., Renez A.N. & Graham D.** (1994) Computer-enhancement techniques for the integration of remotely sensed geophysical, and thematic data for the geosciences. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 20, 3 : 210-221.
- Harte B. & Graham C.M.** (1975) The graphical analysis of greenschist to amphibolite facies mineral assemblages in metabasites. *J. Petrol.*, 16, 2 : 347-370.
- Haydn R., Dalka G.W., Henkel J. & Bare J.E.** (1982) Application of the IHS colour transform to the processing of multi-sensor data and image enhancement. *Proc. of the International Symposium on Remote Sensing of Arid and Semi-Arid Lands, January* : 599-616.
- Hirdes W., Davis D.W. & Eisenlohr N.N.** (1992) Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precambrian Res.*, 56 : 89-96.
- Hirdes W., Davis D.W., Lüdtke G. & Konan G.** (1996) Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the "Birimian controversy". *Precambrian Res.*, 80 : 173-191.
- Hirth G. & Tullis J.** (1992) Dislocation creep regimes in quartz aggregates. *J. Struct. Geol.*, 14 : 145-160.
- Hottin G. & Ouédraogo O.F.** (1975) Notice explicative de la carte géologique de la République de Haute Volta à 1/1000000. *Géol. des Mines*, Ouagadougou.
- Housen B.A., van der Pluijm B.A. & Essene E.J.** (1995) Plastic behavior of magnetite and high strains obtained from magnetic fabrics in the Parry Sound shear zone, Ontario Grenville Province. *J. Struct. Geol.*, 17 : 265-278.
- Hrouda F.** (1982) Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics. *Geophys. Surv.*, 5 : 37-82.
- Hrouda F.** (1986) The effect of quartz on the magnetic anisotropy of quartzite. *Studia Geophysica et Geodaetica*, Praha, 30 : 39-45.
- Hunt C.B., Averitt P. & Miller R.L.** (1953) Geology and geography of the Henry Mountains region, Utah. *Prof. Pap. US geol. Surv.*, 228, 234 p.
- Hunt G.E., Kandel R. & Mecherrickunnel A.T.** (1986) A history of pre satellite investigations of the Earth's radiation budget. *Rev. Geophys.*, 24 : 351-356.
- Hutton D.H.W.** (1988) Igneous emplacement in a shear-zone termination: the biotite granite at Strotian, Scotland. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 100 : 1392-1399.
- Hutton D.H.W., Dempster T.J., Brown P.E. & Becker S.M.** (1990) A new mechanism of granite emplacement: intrusion in active extensional shear zones. *Nature*, v. 343 : 452-455.
- Hutton D.H.W.** (1996) The "space problem" in the emplacement of granite. *Episodes*, 19, n° 4 : 114-119.
- Ingram G.M. & Hutton D.H.W.** (1994) The Great Tonalite Sill: emplacement into a contractional shear zone and implications for late Cretaceous to early Eocene tectonics in southeastern Alaska. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 106 : 715-720.
- Itten K.I., Meyer P., Kellenberger T., Leu R., Sandmeier St. & Bitter P.** (1992) Radiometric and geometric correction of TM-data of mountainous forested areas. *Proc. of IGARSS'92 Houston, TX* : 1650-1652.
- Jahn B.M., Glickson A.Y., Peucat J.J. & Hickman A.M.** (1981) REE geochemistry and isotopic data of archaean silicic volcanics and granitoids from the Pilbara block western Australia: implications for early crustal evolution. *Geoch. & Cosmochim. Acta*, 45 : 1633-1652.
- Jaujou M.** (1970) Le levé géologique du degré carré de Bouaké. *Rapport de fin de mission, Direction des mines et de la géologie*, Abidjan, Côte-d'Ivoire.
- Johnson A.M.** (1970) Rheological properties of debris, ice and lava. In: *Freeman, Cooper & Company. Physical processes in geology*, San Francisco.
- Jones K.H.** (1998) A comparison of algorithms used to compute hill slope as a property of the DEM. *Computers & Geosciences*, 24, 4 : 315-323.
- Junner N.R.** (1940) Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, n°11, 40 p.
- Karlstrom K.E.** (1989) Towards a syntectonic paradigm for granites. *Eos*, 70 : 762-770.
- Kesse G.O.** (1985) The mineral and rock resources of Ghana. *A.A. Balkema Rotterdam*, 610 p.
- Kinny P.D., Wijbrans J.R., Froude D.O., Williams I.S. & Compston W.** (1990) Age constraints on the geological evolution of the Narryer Gneiss Complex, Western Australia. *Australian J. Earth Sc.*, 37 : 51-69.
- Kitson A.E.** (1928) Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon. *Bull. Gold Coast Geol. Surv.*, 2, 13 p.
- Kouamelan A.N.** (1996) Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïque de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire - Implications pour la transition Archéen-Protérozoïque. *Thèse doc., Univ. Rennes I, Mémoires, Géosciences Rennes*, n° 73, 289 p.
- Kouamelan A.N., Peucat J.J. & Delor C.** (1997) Reliques archéennes (3.15 Ga) au sein du magmatisme birimien (2.1 Ga) de Côte d'Ivoire, craton ouest-africain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 324, Ila : 719-727.

- Koffi G.B.** (1998) Possibilités et limites des images Radar ERS en cartographie géologique; Applications en Côte-d'Ivoire. *Thèse doc., Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, 207 p.
- Kröner A. & Layer P.W.** (1992) Crust deformation and plate motion in the early Archean. *Science*, 256 : 1405-1411.
- La Roche H. de** (1964) Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition minéralogique quantitative des roches cristallines. *Sciences de la Terre*, 9, 3 : 293-337.
- La Roche H. de** (1966) La différenciation structurale du massif de granite à deux micas de la Pierre-qui-vire est-elle accompagnée de variations chimiques? *C.R. Soc. Géol. France*, fasc. 9, 370 p.
- Lagarde J.L., Brun J.P. & Gapais D.** (1990) Formation des plutons granitiques par injection expansion latérale dans leur site de mise en place: une alternative au diapirisme en domaine épizonal. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 310 : 1114.
- Lapique F., Champenois M. & Cheilletz A.** (1988) Un analyseur vidéographique interactif: description et applications. *Bull. Minéral.*, 111 : 679-687.
- Le Fort P., Cuney M., Deniel C., France-Lanord C., Sheppard S.M.F., Upreti B.N. & Vidal Ph.** (1987) Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics*, 137 : 39-57.
- Leake B.E.** (1971) On aluminous and edenitic hornblendes. *Mineral. Mag.*, 38 : 389-407.
- Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith J.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. & Youzhi G.** (1997) Nomenclature of amphiboles - Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Eur. J. Mineral.*, 9 : 623-651.
- Ledru P., Pons J., Milési J.P., Feybesse J.L. & Johan V.** (1991) Transcurrent tectonics and polycycled evolution in the Lower Proterozoic of Senegal-Mali. *Precambrian Res.*, 50 : 337-354.
- Legoux P.** (1939) Le massif de Man (Côte-d'Ivoire). Essai de géologie pétrographique. *Bull. Serv. Min., A.O.F.*, Dakar, 92 p.
- Leiss I.A., Sandmeier St., Itten K.I. & Kellenberger T.W.** (1995) Improving land use classification in rugged terrain using radiometric corrections and a possibility based classification approach. *Proc. of IGARSS'95, Firenze, Italy : 1924-1926.*
- Lemoine S.** (1982) Le décrochement ductile de Brobo, un linéament éburnéen majeur, son rôle possible dans l'orogénèse éburnéenne de Côte d'Ivoire. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 295, II : 601-606.
- Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Wenmenga U. & Touré S.** (1985) The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa. *13th Colloq. Afr. Geol., St Andrews, Scotland.*
- Lemoine S.** (1986) Histoire précambrienne de la région de Dabakala (Nord-Est de la Côte d'Ivoire). *Compte rendu de conférences, CIFEG*, 10 : 71-75.
- Lemoine S.** (1988) Evolution géologique de la région de Dabakala (NE de la Côte-d'Ivoire) au Protérozoïque. Possibilités d'extension au reste de la Côte-d'Ivoire et au Burkina Faso: similitudes et différences; les linéaments de Greenville-Ferkessédougou et Grand Cess-Niakaramandougou. *Thèse ès Sciences, Univ. Cl.-Ferrand*, 388 p.
- Lemoine S.** (1990) Le faisceau Greenville-Ferkessédougou-Bobodioulasso (Liberia, Côte d'Ivoire, Burkina Faso), témoin d'une collision oblique éburnéenne? *15ème Coll. Géologie Africaine, septembre 1990, Nancy, Publ. occ. CIFEG 1990/20*, 29.
- Leube A., Hirdes W., Mauer R. & Kesse G.O.** (1990) The early Proterozoic Birimian Supergroup of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. *Precambrian Res.*, 46 : 139-165.
- Lichtentahler H.K.** (1990) Possibilities for the application of laser-induced chlorophyll fluorescence in stress physiology and remote sensing of plants. *10th Symp. EARSel/CNES, Toulouse, 5-8 juin 1990, résumés* : 74-75.
- Liégeois J.P., Claessens W., Camara D. & Klerk J.** (1991) Short-lived Eburnian orogeny in southern Mali. Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. *Precambrian Res.*, 50 : 111-136.
- Liou J.G., Kuniyoshi S. & Ito K.** (1974) Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Science*, 274 : 613-632.
- Lister G.S. & Snoke A.W.** (1984) S-C mylonites. *J. Struct. Geol.*, 6 : 617-638.
- Lompo M., Bourges F., Debat P., Lespinasse P. & Bouchez J.L.** (1995) Mise en place d'un pluton granitique dans la croûte birimienne fragile: fabrique magnétique du massif de Tenkodogo (Burkina Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 320, IIa : 1211-1218.
- London J.** (1957) A study of the atmospheric heat balance. Final Report. *AFCRC-TR-57-287 (NTIS PB 115626)*. New York Univ. Coll. of Engineering.
- Lonka H., Schulmann K. & Venera Z.** (1998) Ductile deformation of tonalite in the Suomusjärvi shear zone, southwestern Finland. *J. Struct. Geol.*, 20, 6 : 783-798.
- Macfarlane A., Crown M.J., Arthurs J.W. & Wilkinson A.F.** (1980) The geology and mineral resources of northern Sierra Leone. *Overseas Mem. Inst. Geol. Sci.*, 7, 134 p.
- Mahon K.I., Harrison T.M. & Drew D.A.** (1988) Ascent of a granitoid diapir in a temperature varying medium. *J. Geophys. Res.*, 93 : 1174-1188.

- Marcellin J.** (1971) Notice explicative de la carte géologique à 1/200000 Goua-Batié. *Dir. Mines Haute-Volta*, 31 p.
- Marignac C.** (1995) Les minéralisations filoniennes d'Aïn-Barbar (Algérie): un exemple d'hydrothermalisme lié à l'activité géothermique alpine en Afrique du Nord. *Doctorat ès Sciences, Univ. Nancy*, 3 vol., 1135 p.
- Marmö V.** (1955) The Petrochemistry of some precambrian granite of West Africa and Petrochemical comparison with the svecofennide granites of Finlande. *Am. J. Sci.*, 253 : 391-417.
- Marschallinger R.** (1997) Automatic mineral classification in the macroscopic scale. *Computers & Geosciences*, 23, 1 : 119-126.
- Marsh B.D.** (1982) On the mechanics of igneous diapirism, stopping, and zone melting. *Am. J. Sci.*, 282 : 808-855.
- Martin H., Chauvel C. & Jahn B.M.** (1983b) Major and trace elements geochemistry and crustal evolution of archean granodioritic rocks from eastern Finland. *Precambrian Res.*, 21 : 159-180.
- Martin H.** (1985) Nature, origine et évolution d'un segment de croûte continentale archéenne: contraintes chimiques et isotopiques. Exemple de la Finlande orientale. *Thèse d'Etat Rennes*.
- Martin H.** (1986) Effect of speeter Archean geothermal gradient on geochemistry of subduction-zone magmas. *Geology*, 14 : 753-756.
- Martin H.** (1987) Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites, and granodiorites from Eastern Finland: major and trace element geochemistry. *J. Petrol.*, 28, Part 5 : 921-953.
- Martin H.** (1993) The mechanisms of petrogenesis of the Archean continental crust-Comparison with modern processes. *Lithos*, 30 : 373-388.
- Martin H.** (1994) The Archean grey gneiss and the genesis of continental crust. In: K. C. CONDIE (Editeur), *Developments in Precambrian Geology. Elsevier*, 11 : 205-259.
- Maruyama S., Suzuki K. & Liou G.** (1983) Greenschist-Amphibolite Transition Equilibra at Low Pressures. *J. Petrol.*, 24, 4 : 583-604.
- Mattern F.** (1996) The Elbe zone at Dresden: a late Proterozoic pull-apart intrude shear zone. *Z. dt. geol. Ges., Stuttgart*, 147 : 57-80.
- Matthews E.** (1983) Global vegetation and land use: new high resolution data for climate studies. *J. Clim. Appli. Meteor.*, 22 : 474-487.
- McCaffrey K.J.W.** (1992) Igneous emplacement in a transpressive shear zone: Ox Mountains igneous complex. *J. Geol. Soc. London*, 149 : 221-235.
- Meyer P., Itten K.L., Kellenberger T., Sandmeier St. & Sandmeier R.** (1993) Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 48, (4) : 17-28.
- Milési J.P., Feybesse J.L., Ledru P., Dommanget A., Ouédraogo M.F., Marcoux E., Prost A.E., Vinchon C., Sylvain J.P., Johan V., Tegvey M., Calvez J.Y. & Lagny Ph.** (1989) Les minéralisations aurifères de l'Afrique de l'Ouest. Leur évolution lithostructurale au Protérozoïque inférieur. *Chron. Rech. min., Fr.*, 497 : 3-98.
- Miller C.F., Sttdart E.F., Bradfish L.J. & Dollase W.** (1981) Composition of plutonic muscovite: genetic implications. *Canadian Mineral.*, 19 : 25-34.
- Miller R.B. & Paterson S.R.** (1994) The transition from magmatic to high-temperature solid-state deformation: implications from the Mount Stuart batholith, Washington. *J. Struct. Geol.*, 16, n°6 : 853-865.
- Miyashiro A.** (1960) Thermodynamics of reaction of rock-forming minerals with silica. Part. IV, Decomposition reaction of muscovite. *Japan J. Geol. Geog.*, 41 : 113-120.
- Morand V.J.** (1992) Pluton emplacement in a strike-slip fault zone: the Doctors flat pluton, Victoria, Australia. *J. Struct. Geol.*, 14, n° 2 : 205-213.
- Mortimer J.** (1990) Evolution of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group and associated rocks, Ivory Coast. (*Unpublished PHD Thesis, Portsmouth Polytechnic*), 244 p.
- Mortimer J.** (1992) Lithostratigraphy of the early Proterozoic Toumodi Volcanic Group in Central Côte-d'Ivoire: implications for Birimian stratigraphy models. *J. Af. Earth Sci.*, 14 : 81-91.
- Murray R.J.** (1960) The geology of the "Zuarugu" 1/2 fields. *Ghana Geol Surv Bull*, n°25.
- Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Carron J.P.** (1985) Compositions chimiques des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301 : 813-818.
- Nachit H.** (1994) Contribution à la typologie des granitoïdes: pétrogenèse et pétrologie structurale du batholite Panafricain du cercle de Tafraoute (Boutonnière de Kerdous, Anti-Atlas Occidental, Maroc). *Thèse doc. ès Sciences, Univ. Ibnou Zohr, Faculté des Sc. Agadir*, 465 p.
- Nacke G.** (1991) Surface albedo derived from METEOSAT imagery with an application to Africa. *J. Geophys. Res.*, 96, D10 : 18581-18601.
- Nelson B.K. & DePaolo D.J.** (1985) Rapid production of continental crust 1.7 to 1.9 b.y. ago: Nd isotope evidence from basement of the North America Mid continent. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 96 : 746-754.
- Neugebauer H.J. & Reuther C.** (1987) Intrusion of igneous rocks: Physical aspects. *Geologische Rundschau*, 76/1 : 89-99.

- Neumann E.-R.** (1974) The distribution of Mn²⁺ and Fe²⁺ between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 274 : 1074-1088.
- Neves S.P., Vauchez A. & Archanjo C.J.** (1996) Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil. *Tectonophysics*, 262, 1-4 : 349-364.
- Newhouse W.H., Thayer T.P. & Butler A.P.** (1945) Report of the Geological mission to Liberia, December 1943-May 1944. *geol. Surv. open file rept*, Washington, 193 p.
- Nikiéma S., Benkhelil J., Corsini M., Bourges F., Dia A. & Maurin J.-C.** (1993) Tectonique transcurrente éburnéenne au sein du craton ouest-africain: exemple du sillon de Djibo (Burkina Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II : 661-668.
- Obermuller A.** (1941) Description pétrographique et étude géologique de la région forestière de la Guinée française. *Bull. Serv. Min. AOF*, 207 p.
- Obermuller A. & Roques M.** (1946) Discordance de la série antécambrienne du Simandou sur les gneiss de Guinée (AOF). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 223 : 1163-1164.
- Olivon P.** (1977) Cartographie de la bathymétrie et des formes sous-marines des lagunes méditerranéennes à partir des données numériques LANDSAT. *Rev. Phy. Int.*, 75, 5/5.
- Olson J.S., Watts J.A. & Allison L.J.** (1985) Major world ecosystem complexes ranked by carbon in live vegetation: a database. *NDP-017. Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, Oak Ridge, Tennessee.*
- Onstott T.C. & Hargraves R.B.** (1981) Proterozoic transcurrent tectonics: paleomagnetic evidence from Venezuela and Africa. *Nature*, 289 : 131-136.
- Onstott T.C., Hargraves R.B., York D. & Hall C.** (1984) Constraints on the motions of South American and African shields during the Proterozoic: I. ⁴⁰Ar/³⁹Ar and paleomagnetic correlations between Venezuela and Liberia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 95 : 1045-1054.
- Ouattara G., Delor C., Pouclet A. & Vidal M.** (1995) Synthèse cartographique à l'aide de l'imagerie satellitaire SPOT sur le centre de la Côte-d'Ivoire. *Séance Spéc. Soc. Géol. Fr., "Géodynamique du Paléoprotérozoïque"*, Orléans, 17 Nov. 1995, p 28.
- Ouattara G., Vidal M., Pouclet A. & Doumbia S.** (1998) Interprétation structurale de l'ensemble granitique de Ferkessédougou (Côte-d'Ivoire). *17ème RST BREST-FRANCE, Poster.*
- Ouédraogo M.F. & Prost A.E.** (1986) Mise en évidence des relations entre schistosités et plissements dans la ceinture volcanique birrimienne de Yako-Batié (Burkina Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 303, II : 1713-1718.
- Papon A.** (1973) Géologie et minéralisations du Sud-Ouest de la Côte-d'Ivoire. *Mém. BRGM, France*, 80, BRGM, 284p.
- Park R.G.** (1983) Foundation of structural geology. *Chapman & Hall*, New York.
- Parry M., Stipska P., Schulmann K., Hrouda F., Jezek J. & Kröner A.** (1997) Tonalite sill emplacement at an oblique plate boundary: northeastern margin of the Bohemian Massif. *Tectonophysics*, 280 : 61-81.
- Paterson S.R., Vernon R.H. & Tobisch O.T.** (1989) A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *J. Struct. Geol.*, 11, n° 3 : 349-363.
- Paterson S.R., Vernon R.H. & Fowler T.K.Jr.** (1991) Aureole tectonics. In *Contact Metamorphism*, ed. D.M. Kerrick. *Min. Soc. Am. Rev. in Mineralogy*, 26 : 673-722.
- Paterson S.R. & Tobisch O.** (1992) Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *J. Struct. Geol.*, 14 : 291-300.
- Paterson S.R. & Vernon R.H.** (1995) Bursting the bubble of ballooning plutons: a return to nested diapirs emplaced by multiple processes. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 107 : 1356-1380.
- Pe-Piper G., Koukouvelas I. & Piper D.J.W.** (1998) Synkinematic granite emplacement in a shear zone: The Pleasant Hills pluton, Canadian Appalachians. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 110, 4 : 523-536.
- Petford N., Kerr R.C. & Lister J.R.** (1993) Dyke transport of granitoid magmas. *Geology*, 21 : 845-848.
- Petford N.** (1996) Dykes or diapirs. *Trans. Roy. Soc. Edinburg: Earth Sci.*, 87 : 105-114.
- Pinker R.T. & Razgaitis J.A.** (1983) Estimating the solar zenith dependence of the clear-sky planetary albedo for land surfaces from the GOES satellite. *J. Geophys. Res.*, C10, 6007-6011.
- Pitcher, W.S.** (1979) The nature, ascent and emplacement of granitic magmas. *J. Geol. Soc. London*, 136 : 627-662.
- Plumb K.A.** (1991) New Precambrian Time scale. *Episodes*, 14, 2 : 139-140.
- Pothin K. & Tahua A.** (1987) Etude de la fracturation de la région d'Odienné par une exploration combinée des photographies aériennes, des images satellitaires, des cartes aéromagnétique et radiométrique. *Actes du colloque Int. De Télédétection*, Yamoussoukro, Côte-d'Ivoire.
- Pons J., Debat P. & Oudin C.** (1991) Emplacement kinematics of the syntectonic Saraya granite (Senegal, West Africa). *Bull. Soc. géol., Fr.*, 162, n° 6 : 1075-1082.
- Pons J., Oudin C. & Valero J.** (1992) Kinematics of large syn-orogenic intrusions: example of the Lower Proterozoic Saraya batholith (Eastern Senegal). *Geologische Rundschau*, 81/2, 473-486.
- Pons J., Barbey P., Dupuis D. & Léger J.M.** (1995) Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of 2.1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southwestern Niger. *Precambrian Res.*, 70 : 281-301.

- Pouclet A., Prost A.E., Ama-Salah I. & Lapierre H.** (1990) Les ceintures birimiennes du Niger occidental (Protérozoïque inférieur), nouvelles données pétrologiques et structurales des formations métavolcaniques. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 311, II : 33-340.
- Pouclet A., Vidal M., Delor C., Siméon Y. & Alric G.** (1996) Le volcanisme birimien du nord-est de la Côte-d'Ivoire, mise en évidence de deux phases volcano-tectoniques distinctes dans l'évolution géodynamique du Paléoprotérozoïque. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 167, 4 : 529-541.
- Pryer L.L. & Robin P.-Y.** (1995) Retrograde metamorphic reactions in deforming granites and the origin of flame perthite. *J. metamorphic Geol.*, 13 : 645-658.
- Quinn P.F., Beven K.J. & Lamb R.** (1995) The $\ln(a/\tan b)$ index; how to calculate it and how to use it in the TOPMODEL framework. *Hydrological Processes*, 9 : 161-182.
- Rahman H. & Dedieu G.** (1994) SMAC: a simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum. *Int. J. Remote Sensing*, 15, (1) : 123-143.
- Ramsay J.G.** (1989) Emplacement kinematics of a granite diapir; the Chindamora batholith, Zimbabwe. *J. Struct. Geol.*, 11, n° 1/2 : 191-209.
- Randen T.** (1997) Filter and filter bank design for Image texture recognition. *Doktor Ingeniør Norwegian University of Science and Technology, Stavanger, College Stavanger, Norway*, 130 p.
- Ratomaharo S., Demange M., Fontelles M. & Treuil M.** (1988) La série Birrimienne de Perkoa (Burkina Faso). Géochimie et minéralogie. Interprétation lithostratigraphique. Conséquences sur l'interprétation géodynamique du Birrimien. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 307 : 2033-2040.
- Richter C., Ratschbacher L. & Frisch W.** (1993) Magnetic fabrics, crystallographic preferred orientation, and strain of progressively metamorphosed pelites in the Helvetic Zone of the Central Alps (Quartenschiefer Formation). *J. Geophys. Res.*, 98 : 9557-9570.
- Riller U., Cruden A.R. & Schwerdtner W.M.** (1994) Microstructural and magnetic fabric analysis of the Murray Pluton, Eastern Penokean Orogen. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.*, 26 : 7.
- Riller U., Cruden A.R. & Schwerdtner V.M.** (1996) Magnetic fabric and microstructural evidence for a tectono-thermal overprint of the Murray pluton, central Ontario, Canada. *J. Struct. Geol.*, 18 : 1005-1016.
- Riller U., Schwerdtner W.M. & Robin P.-Y.F.** (1998) Low-temperature deformation mechanisms at a lithotectonic interface near the Sudbury basin, Eastern Penokean orogen, Canada. *Tectonophysics*, 287 : 59-75.
- Rochette P.** (1987) Magnetic susceptibility of the matrix related to magnetic fabric studies. *J. Struct. Geol.*, 9, n° 8 : 1015-1020.
- Rochette P., Scaillet B., Guillot S., Le Fort L. & Pécher A.** (1994) Magnetic properties of the High Himalayan Leucogranites: Structural implications. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 126 : 217-234.
- Rockwood A.A. & Cox S.K.** (1978) Satellite inferred surface albedo for land surfaces from GOES satellite. *J. Geophys. Res.*, 88 : 6007-6011.
- Rolet J., Yesou H. & Besnus Y.** (1993) Structures circulaires et réseaux de fractures en pays granitique. Analyse de données SPOT, Landsat TM et Seasat sur le Massif armoricain. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 164, n° 2 : 199-214.
- Rollinson H.R. & Cliff R.A.** (1982) New Rb-Sr age determinations on the Archean basement of Eastern Sierra Leone. *Precambrian Res.*, 17 : 63-72.
- Roman-Berdiel M.T.** (1995a) Mécanismes d'intrusion des granites supracrustaux: modèles analogiques et exemples naturels. *Thèse doc., Université de Rennes I*.
- Roman-Berdiel M.T., Gapais D. & Brun J.P.** (1995b) Analogue models of laccolith formation. *J. Struct. Geol.*, 17, 9 : 1337-1346.
- Rossi P. & Chèvremont P.** (1987) Classification des associations granitoides. *Géochronique*, 21 : 225-237.
- Sandmeier St., Meyer K.I. & Itten K.I.** (1994) A shortwave radiation model for radiometric correction of optical satellite data in rugged terrain. *Proc. of IGARSS'94, Pasadena, CA*, 53-57.
- Sandmeier St.** (1995) A physically-based radiometric correction model - correction of atmospheric and illumination effects in optical satellite data of rugged terrain. *Ph.D. thesis, Remote Sensing Series, Dept. of Geography, University of Zurich*, 26, 140 p.
- Sandmeier St. & Itten K.I.** (1997) A physically-based model to correct atmospheric and illumination effects in optical satellite data of rugged terrain. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 35, (3) : 708-717.
- Scanvic J.Y.** (1983) Utilisation de la Télédétection dans les Sciences de la Terre. *Coll. Manuels et Méthodes, BRGM Eds. Orléans*, 7, 159 p.
- Scanvic J.Y., Dutartre Ph. & King Ch.** (1984) Correlations between spatial remote sensing, geochemical and geophysical data in the western France: an integrative and orientation technique for geological mapping and ore exploration. In: *Teleki P. And Weber C Eds., Remote sensing for geological mapping, IUGS*, 18 : 57-78.
- Schläpfer D., Borel C.C., Keller J. & Itten K.I.** (1996) Atmospheric pre-corrected differential absorption techniques to retrieve columnar water vapor: Application to AVIRIS 91/95 Data. *Summaries of the 6th, Annual JPL Airborne Earth Science Workshop*, 1, JPL, Pasadena (CA) : 209-217.

- Schmeling H., Cruden A.R. & Marquart G.** (1988) Finite deformation in and around a fluid sphere moving through a viscous medium: implications for diapiric ascent. *Tectonophysics*, 149 : 17-34.
- Schmidt D., Schmidt S.Th, Mullis J., Mählmann R.F. & Frey M.** (1997) Very low metamorphism of the Taveyanne formation of western Switzerland. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 129 : 385-403.
- Schofield D.I. & D'Lemos R.S.** (1998) Relationships between syn-tectonic granite fabrics and regional PTtd paths: an example from the Gander-Avalon boundary of NE Newfoundland. *J. Struct. Geol.*, 20, 4 : 459-471.
- Sedes** (1965) Région de Korhogo. Etude de développement socio-économique. *Société d'étude pour le développement Economique et Social, Paris*, 263 p.
- Sharma A.** (1996) Experimentally derived thermochemical data for pargasite and reinvestigation of its stability with quartz in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 125 : 263-275.
- Siméon Y., Delor C., Vidal M., Chiron J.C. & Zéade J.** (1992) Mise en évidence d'un épisode tectonique tardi-ébournéen en Côte-d'Ivoire. *13ème RST, Toulouse, Abstr. Publ. Soc. Géol. Fr.*, p 142.
- Siméon Y., Delor C., Vidal M., Adou M. & Cocherie A.** (1994) Contraintes régionales sur le régime thermo-tectonique au cycle birimien (Nord de la Côte d'Ivoire). *Comptes Rendus de la 15ième R.S.T., Nancy, 26-28 Avril 1995*.
- Siméon Y., Delor C., Vidal M. & Cocherie A.** (1995) The "Birimian" Cycle of West Africa: new structural and isotopic constraints from Eastern Ivory Coast terrains. *EUG 8, Strasbourg, 9-13 avril 1995*.
- Simpson C.** (1985) Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. *J. Struct. Geol.*, 7 : 503-511.
- Smith T.P., Zhan C. & Gao P.** (1990) A knowledge-based, two-step procedure for extracting channel networks from noisy DEM data. *Computers & Geosciences*, 16, 6 : 777-786.
- Solar G.S.** (1996) Relationship between ductile deformation and granite magma transfer, Tumbledown mountain area, west-central Maine. in *New England intercollegiate geologic conference, 88th annual meeting*.
- Soule de Lafont D.** (1956) Le Précambrien moyen et supérieur de Bondoukou (Côte-d'Ivoire). *Bull. Dir. Féd. Mines-Géol. Dakar*, n°18, 163 p.
- Stussi J.M. & M. Cuney.** (1996) Nature of biotite from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M, Abdel-Rahman AM: a comment. *J. Petrol.*, 37 : 1025-1029.
- Sylvester P.J. & Attoh K.** (1992) Lithostratigraphy and composition of 2.1 Ga greenstone belts of the West African Craton and their bearing on crustal evolution and the Archean-Proterozoic boundary. *J. Geol.*, 100 : 377-393.
- Tagini B.** (1960) Hypothèses nouvelles pour une esquisse structurale du Sud-Est de la Côte-d'Ivoire. *DGPM, Abidjan, Rapp. Sodemi*, n° 180, 24 p.
- Tagini B.** (1971) Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. *Thèse, Univ. Lausanne, SODEMI, Abidjan, Côte d'Ivoire*, 5, 302 p.
- Tanré D., Deuze J.L., Herman M., Santer R. & Vermonte E.** (1990) Seconde simulation of the satellite signal in the solar spectrum - 6S code. *IGARSS'90, Washington D. C.*, p187.
- Taylor S.R. & McLennan S.M.** (1985) The continental crust: its composition and evolution. *Blackwell, Oxford*, 312p.
- Taylor P.N., Moorbath S., Leube A. & Hirdes W.** (1992) Early Proterozoic crustal evolution in the Birimian of Ghana: constraints from geochronology and isotope geochemistry. *Precambrian Res.*, 56 : 97-111.
- Tempier P.** (1986) Le Burkinien: cycle orogénique majeur du protérozoïque inférieur en Afrique de l'Ouest. *Pub. Occas. CIFEG "Les formations birimiennes en Afrique de l'Ouest"* : 17-23.
- Tempier P.** (1987) Les granites de "type Bondoukou", leur signification et leur répartition dans l'Ouest African. *2ème Coll. Géol. Afr., 112è Congrès Nat. Soc. savantes, Lyon, Section des Sciences* : 317-328.
- Torquato J.R. & Cordani U.G.** (1981) Brazil-Africa, geological links. *Earth-Science Reviews*, 17 : 155-176.
- Touré S., Caen-Vachette M. & Tempier P.** (1987) Nouvelles données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques du massif "granitique" de Bondoukou (Côte d'Ivoire): mise en évidence d'un âge Burkinien, par isochrone Rb/Sr sur roches totales. *J. Af. Earth Sci.*, 6, n° 3 : 269-274.
- Tribe I.R. & D'Lemos R.S.** (1996) Significance of hiatus in decreasing-temperature fabric development within syn-tectonic quartz diorite complexes, Channel Islands, U.K. *J. Geol. Soc., London*, 153 : 127-138.
- Triboulet C. & Feybesse J.-L.** (1998) Les metabasites birimiennes et archéennes de la région de Toulepleu-Ity (Côte-d'Ivoire): des roches portées à 8 kbar (~24 km) et 14 kbar (42 km) au Paléoprotérozoïque. *C. R. Acad. Sci. Paris*, 327 : 61-66.
- Tullis J.** (1983) Deformation of feldspars. In: *Feldspar Mineralogy* (2nd edn) (edited by Ribbe, P. H.). *Miner. Soc. Rev. Mineral*, 2 : 297-323.
- Tullis J. & Yund R.A.** (1985) Dynamic recrystallization of feldspar: a mechanism for ductile shear zone formation. *Geology*, 13 : 238.
- Van der Brug G.J. & Rosenfeld A.** (1978) Linear feature mapping: *IEEE Trans. Systems, Man and Cybernetic*. 8, 10 : 768-774.
- Van der Molen I. & Paterson S.** (1979) Experimental deformation of partially-melted granite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70 : 299-318.

- Veizer J. & Jansen S.L.** (1979) Basement and sedimentary recycling and continental evolution. *J. Geol.*, 87 : 341.
- Velde B.** (1977) A proposed phase diagram for illite, expanding chlorite, coresite and illite-montmorillonite mixed layered minerals. *Clay and clay minerals*, 25 : 264-270.
- Vsegei** (1988) Automated analysis of the natural lineament sets: VSEGEI (All-Union Scientific-Research Geological Institute), Leningrad, Technical Report, 131 p.
- Vidal M.** (1987) Les déformations éburnéennes de l'Unité birimienne de la Comoé (Côte d'Ivoire)? *J. Af. Earth Sci.*, 6: 141-152.
- Vidal M.** (1988) Carte géologique conventionnelle image de la Haute-Comoé. Poster. 22^{ème} *Symposium International de Télédétection (ERIM), DCGTX, Abidjan, Côte-d'Ivoire, 20-26 octobre 1988.*
- Vidal M., Prost A.E., Alric G. & Lemoine S.** (1992) Présence d'un socle antérieur à une suture océanique du Birimien inférieur en Côte-d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 315, II : 193-200.
- Vidal M. & Alric G.** (1994) The Paleoproterozoic (Birimian) of Haute-Comoé, in the West African Craton in Côte d'Ivoire: a transtensional back-arc basin. *Precambrian Res.*, 65 : 207-229.
- Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y. & Vaumoron C.** (1995) Relations entre granitoïdes, ceintures de roches vertes et bassins sédimentaires entre 2,2 Ga et 2,0 Ga dans l'Est de la Côte-d'Ivoire: cartographie des trajectoires se surfaces principales. *Séance Spéc. Soc. Géol. Fr., "Géodynamique du Paléoprotérozoïque", Orléans, 17 Nov. 1995.*
- Vidal M., Delor C., Pouclet A., Siméon Y. & Alric G.** (1996) Evolution géodynamique de l'Afrique de l'Ouest entre 2.2 Ga et 2 Ga: le style "archéen" des ceintures vertes et des ensembles sédimentaires birimiens du nord-est de la Côte d'Ivoire. *Bull. Soc. géol., Fr.*, 167, 3 : 307-319.
- Vignerresse J.L.** (1990) Use and misuse of geophysical data to determine the shape at depth of granitic intrusions. *Geol. J.*, 25 : 248-260.
- Viljoen M.J. & Viljoen R.P.** (1969) Evidence for the existence of a mobile extrusive peridotitic magma from the Komati formation of the Onverwacht group. *Geological Society of South Africa, Spec. Publ.*, 2 : 87-112.
- Wareham C.D., Millar I.L. & Vaughan A.P.M.** (1997) The generation of sodic granite magmas, western Palmer Land, Antarctic Peninsula. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 128, 1 : 81-96.
- White R.W. & Leo G.W.** (1969) Geologic reconnaissance in western Liberia. *Liberia Geol. Surv. Spec. paper*, 18 p.
- White F.** (1986) La végétation de l'Afrique. *Orstom-Unesco*, 384 p.
- Wilson M.F. & Henderson-Sellers A.** (1985) A global archive of land cover and soil data for use in General Circulation Models. *J. Climatology*, 5 : 119-143.
- Windley B.F.** (1977) The evolving continents. *Wiley, New-York*, 385 p.
- Winkler H.G.F.** (1979) Petrogenesis of metamorphic rocks. *Spring Verlag, Berlin*, 320 p.
- Wones D.R. & Eugster H.P.** (1965) Stability of biotite: experiment, theory and application. *American Mineralogist*, 50 : 1228-1272.
- Wood R.** (1972) Early Precambrian Kambui schist Belt, Southern Sierra Leone and the surrounding basement. *Nat. Phys. Sci.*, 236: 14.
- Wright J.B., Hastings D.A., Jones W.B. & Williams H.R.** (1985) Geology and mineral resources of West Africa. In: Allen & Unwin (Editeurs). *London*, 187 p.
- Wyllie P.J.** (1979) Magma and volatile components. *Am. Mineral.*, 64 : 469-500.
- Wyllie P.J.** (1983) Experimental and thermal constraints on the deep seated parentage of some granitoid magma in subduction zones. In: M.P. Atherton and C.D. Gribble, eds., *Migmatites Melting and metamorphism*. Nantwich, 37-51.
- Wynn J.C., Cox D.P., Gray F. & Schruben P.G.** (1993) Geologic and tectonic map of the Venezuelan Guyana shield. *US Department of the interior, US Geol. Survey, Bulletin 2062, Plate 2.*
- Yao B.D.** (1998) Lithostratigraphie et pétrologie des formations birimiennes de Toumodi-Fettekro (Côte-d'Ivoire): implication pour l'évolution pour l'évolution crustale du Paléoprotéroïque du craton Ouest-Africain. *Thèse doc., Univ. Orléans*, 191 p.
- Yobou R.** (1993) Pétrologie des granitoïdes du protérozoïque inférieur du centre-nord de la Côte-d'Ivoire (Ferkessedougou-Marabadiassa): Evolution magmatique et contexte géodynamique. *Thèse doctorat, Université Paris-Sud, centre d'Orsay*, 309 p.
- Zéadé Z., Delor C., Siméon Y., Yao B.D., Vidal M., Sonnendrücker Ph., Diaby I. & Cautru J.P.** (1995) Carte géologique de la Côte d'Ivoire à 1:200 000, feuille de Bondoukou., *Mémoire n°10, Ministère des Mines et de l'Energie, Direction de la Géologie, Abidjan, Côte d'Ivoire.*
- Zlatopolsky A.A.** (1992) Programm LESSA (Lineament Extraction and Stripe Statistical Analysis): automated linear image features analysis-experimental results. *Computers & Geosciences*, 18, 9 : 1121-1126.
- Zlatopolsky A.A.** (1997) Description of texture orientation in remote sensing data using computer program LESSA. *Computers & Geosciences*, 23, 1 : 25-62.
- Zonou S., Karche J.P., Lemoine S. & Rossy M.** (1985) Volcanisme tholéiitique et calco-alcalin dans les formations du Birrimien supérieur de Bouroum (N-E du Burkina-Faso). *C. R. Acad. Sci. Paris*, 301, II : 309-314.

QUELQUES ADRESSES INTERNET

TEXTURE ANALYSIS

<http://www.ux.his.no/~tranden/>

LINEAMENTS

<http://esuvn.emporia.edu/~creight1/es775/>

COMPUTERS & GEOSCIENCES

<http://oxford.elsevier.com/cgi-bin/JAO/X-/pass?a=CAGEO2OL&j=CAGEO2&c=waissearch>

REMOTE SENSING NOTE

<http://www.star.ait.ac.th/star/rsnotes/contents.htm#12>

SPOT

<http://www.spotimage.fr/>

LANDSAT

http://www.eurimage.it/Products/LS_menu.html

<http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/lpsum.html>

LEUCOGRANITE

<http://www.geology.uiowa.edu/~mike/>

<http://pangea.stanford.edu/~yizhaq/hkt11b.html>

<http://www.geol.umd.edu/~solar/>

ASM

<http://earth.agu.org/revgeophys/kodama01/kodama01.html>

http://emerald.ucsc.edu/~jglen/et_ams.html

<http://flash.lakeheadu.ca/~gborrada/gbhome.html>

EMPLACEMENT OF GRANITIC ROCKS

<http://uts.cc.utexas.edu/~rnr/Research.html#Abstracts>

<http://www.science.uottawa.ca/users/kbenn/GeologyExp/>

LACCOLITH

<http://greenwood.cr.usgs.gov/pub/bulletins/b2158/b2158.html>

PULL-APART

<http://gamma.is.tcu.edu/~ntrenc/pull.html>

Annexe 1

RAPPELS SUR LES CAPTEURS
SPOT ET LANDSAT TM
& METHODOLOGIE DE BASE

Plan

Rappels sur les capteurs SPOT et LANDSAT TM

- * le capteur SPOT
- * le capteur LANDSAT TM

- * la physique du rayonnement et corrections préliminaires

Méthodologie de traitement

- * analyse spectrale analogique et texturale
 - * analyse spectrale numérique
-

I. RAPPELS SUR LES CAPTEURS SPOT ET LANDSAT TM

I - 1 : LE CAPTEUR SPOT

I-1-1: A propos du satellite SPOT

Les **satellites SPOT** (Satellite Probatoire d'Observation de la Terre) sont conçus par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) basé à Toulouse. Ils sont placés à une altitude moyenne de 832 km sur une orbite quasi polaire, circulaire, héliosynchrone (un point donné de la surface de la terre est survolé à la même heure solaire locale) et phasée par rapport à la terre (fig. 1). Chaque satellite observe une zone donnée tous les 26 jours et le nombre de révolutions par cycle est de 369 jours. Son passage au-dessus d'une région est maintenu à ± 15 minutes autour de sa valeur nominale quelle que soit la période de l'année. Le satellite se retrouve sur sa trace précédente avec une précision de ± 3 km à l'équateur.

Les satellites sont équipés de deux instruments optiques appelés capteurs ou HRV (*Haute Résolution Visible*). La source de rayonnement électromagnétique est le soleil. Les capteurs enregistrent le rayonnement réfléchi par la surface du sol dans une ou plusieurs bandes du spectre électromagnétique (fig. 2). La quantité d'énergie réfléchie dans une bande spectrale définie est appelée réflectance.

Deux prises de vue peuvent être réalisées: le mode panchromatique (P) ou le mode multispectral (XS). Dans le premier cas, l'observation est réalisée dans une seule bande spectrale, correspondant à la partie visible du spectre dont la longueur d'onde est comprise entre 0,51 et 0,73 μm (fig. 2). Les images obtenues sont en noir et blanc et la résolution au sol de 10 m. Dans le second cas, l'observation est réalisée dans trois bandes qui s'étendent de 0,50 à 0,59 μm (vert) pour la bande 1 (ou XS1), de 0,61 à 0,68 μm (rouge) pour la bande XS2 et de 0,79 à 0,89 μm (proche infra-rouge) pour la bande XS3 (fig. 2). La résolution au sol est de 20 m.

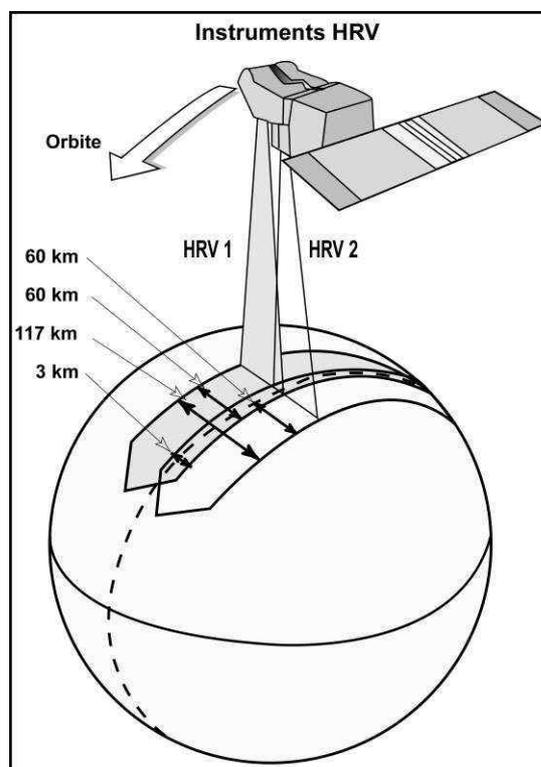


Figure 1: *Orbite des satellites SPOT et instruments de prise de vue (Document Spot image).*

Lors du déplacement du satellite, les deux capteurs couvrent ensemble une zone de 117 km de large en visée verticale. Deux scènes de 60 km x 60 km obtenues ont une partie commune de 3 km de large (fig. 3). Les capteurs peuvent également effectuer des prises de vue obliques jusqu'à $\pm 27^\circ$ de la verticale et la largeur de la zone observée peut atteindre 80 km (visée oblique extrême).

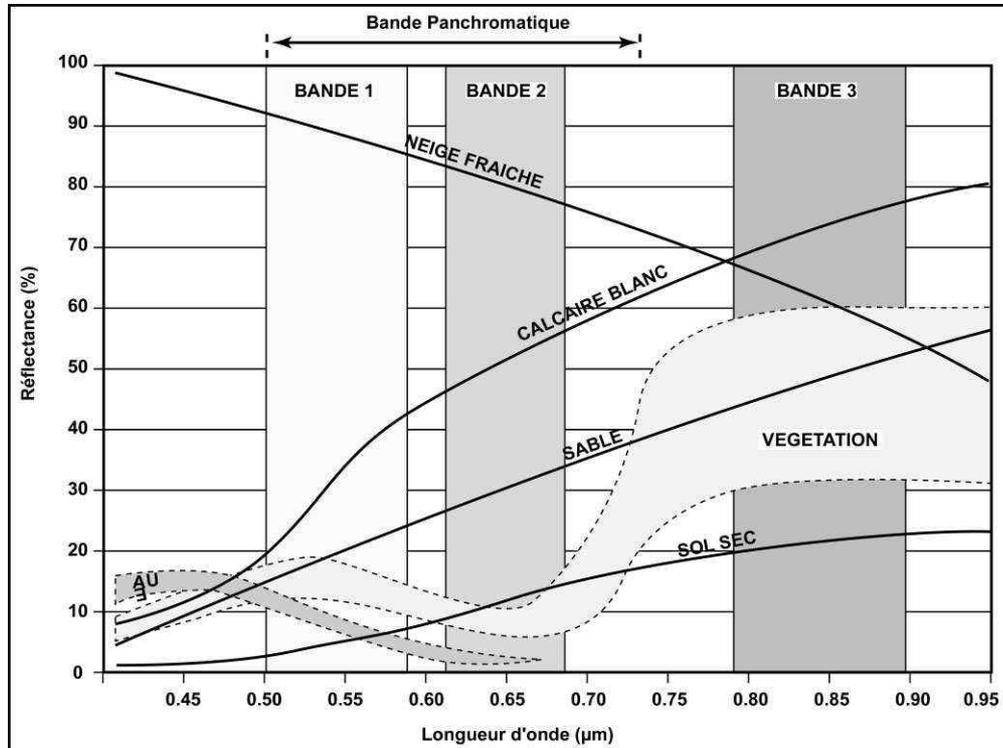


Figure 2: Signatures spectrales des bandes multispectrales de SPOT (Document Spot image).

Le système de repérage géographique des images est le GRS (Grille de Référence SPOT). Il consiste à attribuer à chaque scène deux repères (K, J) auxquels correspondent des coordonnées géographiques. La grille est composée de noeuds à l'intersection de colonnes K et de lignes J. Ces noeuds correspondent au centre de la scène (fig. 3).

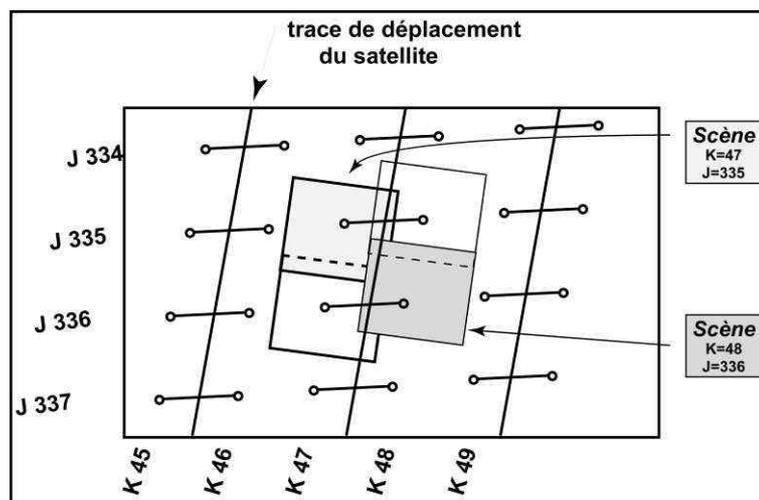


Figure 3: Représentation de la Grille de Référence SPOT (Modifié d'après Spot image).

Le satellite SPOT a la capacité de faire des visées obliques. Ces visées obliques permettent de réaliser des couples stéréoscopiques, par combinaison de deux prises de vue d'une même zone sous deux angles différents, grâce à la parallaxe ainsi créée. Au moyen de filtres de corrélation, les points homologues sur le couple d'images sont repérés et permettent de calculer les altitudes. Ceci permet de reconstituer le relief d'une région donnée. Le produit obtenu est très adapté à la cartographie de grande précision au 1/200 000, 1/100 000 et au 1/50 000. Les modèles numériques de terrain (MNT ou DEM pour Digital Elevation Model) sont établis à partir de ce procédé, sans avoir recours à des documents cartographiques et pour la perception du relief sous stéréoscope.

L'indice topographique ("topographic index") peut être obtenu directement des MNT par différentes méthodes (voir Franklin et Giles, 1995; Quinn *et al.*, 1995; Desmet et Govers, 1996; Froger, 1996; Brasington et Richards, 1998; Jones, 1998).

Après les satellites SPOT1,2&3, le dernier (SPOT4) a été mis en service le 24 Mars 1998. SPOT4 a été équipé, comme les précédents, de deux capteurs appelés cette fois-ci HRV-IR (*Haute Résolution Visible-InfraRouge*). En plus des trois bandes (XS1, XS2, XS3), une bande spectrale dans le Moyen Infra-Rouge (ou MIR:1,58-1,75 μm) a été ajoutée en mode multispectral. La bande panchromatique a été conservée.

Selon les informations obtenues de Spot Image (<http://www.spotimage.fr/>), la bande Mir répondra aux besoins des utilisateurs dans le domaine de l'agriculture, de l'environnement et des ressources humaines. Le Mir améliorera le contraste de l'image car peu sensible aux phénomènes de diffusion dus à la vapeur d'eau atmosphérique. Un instrument appelé "VEGETATION" embarqué sur SPOT4 fonctionne de manière indépendante. Il comprend un radiomètre qui opère dans les quatre bandes spectrales de SPOT4 (XS1, XS2, XS3 et MIR). Vegetation est destiné à étudier les couverts végétaux et peut fournir des informations quasi-quotidiennes sur la biosphère continentale et les cultures. Les images générées par HRV-IR et Vegetation seront strictement superposables. Le tableau 1 résume les caractéristiques générales des instruments HRV-IR et Vegetation.

BANDES SPECTRALES		HRV-IR		VEGETATION	
	en μm	Résolution	Zone de couverture	Résolution	Zone de couverture
B0 (<i>bande expérimentale</i>) (bleu)	0,43 - 0,47			1 km	2250 km
B1 (vert)	0,50 - 0,59	20 m	60 km		
B2 (rouge)	0,61 - 0,68	20 m	60 km	1 km	2250 km
B3 (proche infra-rouge)	0,79 - 0,89	20 m	60 km	1 km	2250 km
MIR (moyen infra-rouge)	1,58 - 1,75	20 m	60 km	1 km	2250 km
Panchromatique (rouge)	0,61 - 0,68	10 m	60 km		
Couverture terrestre globale		26 jours		1 jour	

Document SPOT IMAGE © CNES, 1998

Tableau 1: Quelques caractéristiques des instruments de SPOT4.

II-1-2: Données SPOT utilisées pour la région de Zuénoula

La région de Zuénoula est couverte par deux scènes SPOT dont les caractéristiques sont consignées dans le tableau 2.

	Scène 1	Scène 2
KJ	47-335*	47-336
Capteur	HRV 1	HRV 1
Date	28-02-1990	28-02-1990
Azimut	121° 18'	121° 18'
Élévation	60° 24'	60° 47'
Orientation	8° 48'	8° 48'
Incidence	2° 1'	2° 1'
Traitement	1B**	1B**

d'après SPOT IMAGE © CNES 1990

Tableau 2: Caractéristiques des scènes SPOT utilisées. (47-335* = fig. 9; 1B = corrections radiométriques et géométriques); voir également la figure 8 pour les corrections.**

Les deux scènes ont été prises à la même date (tableau 2). Ceci évite d'avoir des "doublages" au niveau des teintes. Les scènes sont de bonne qualité radiométriques avec peu ou pas de couverture nuageuse. Le couvert végétal s'intensifie du nord vers le sud. On y distingue:

- la savane arborée au Nord;
- les forêts galeries surtout en bordure des grands cours d'eau comme la Marahoué;
- les plantations de canne-à-sucre au Nord-Ouest de Zuénoula marquées par leur forme parcellaire;
- les grands champs de coton;
- les véritables forêts (Parc National de la Marahoué).

I - 2 : LE CAPTEUR LANDSAT TM

I-2-1: A propos du satellite Landsat TM

L'idée du "**Programme Landsat**" a été conçue par le Ministère de l'intérieur des Etats-Unis dans le milieu des années 60. C'est la NASA (*National Aeronautics and Space Administration*) qui a été chargée de développer ce programme et de lancer le premier satellite pour résoudre les besoins des chercheurs. Au début des années 70, l'USGS (*U. S. Geological Survey*) entra en association avec la NASA pour gérer l'archivage et la distribution des données Landsat. Le 23 Juillet 1972, la NASA lança le premier d'une série de satellites. De 1975 à 1984, quatre autres satellites furent lancés (Landsat 2, 3, 4 et 5). C'est à partir d'Octobre 1985 que le système Landsat fut commercialisé.

Les satellites Landsat 4 et 5 portent tous les deux des capteurs MSS (*MultiSpectral Scanner*) et TM (*Thematic Mapper*) et sont placés à une altitude d'environ 705 km. Ils fournissent des données d'une même zone tous les 16 jours et le nombre de révolutions par cycle est de 233 jours. La zone de recouvrement entre deux orbites varie de 7% à l'équateur à 84% aux latitudes 81° N ou 81° S (fig. 4).

Tous les satellites ont des orbites héliosynchrones. Le passage à l'équateur est à 8:30 min pour Landsat 1, à 9:00 min pour Landsat 2 et à 9:45 ± 15 min pour Landsat 4-5.

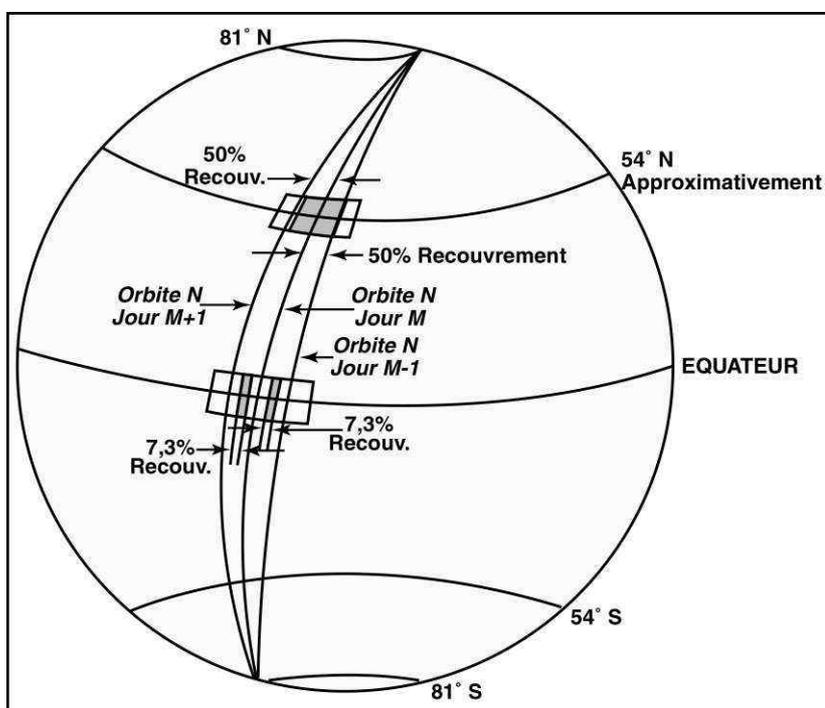


Figure 4: Orbites des satellites Landsat 4 et 5, et zones de recouvrement des traces.

Les capteurs MSS et TM détectent des radiations provenant de la surface de la Terre dans les bandes spectrales du visible et du proche infra-rouge; mais le capteur TM fournit plus d'informations radiométriques (du visible = bleu à l'infra-rouge thermique du spectre électromagnétique, fig. 5).

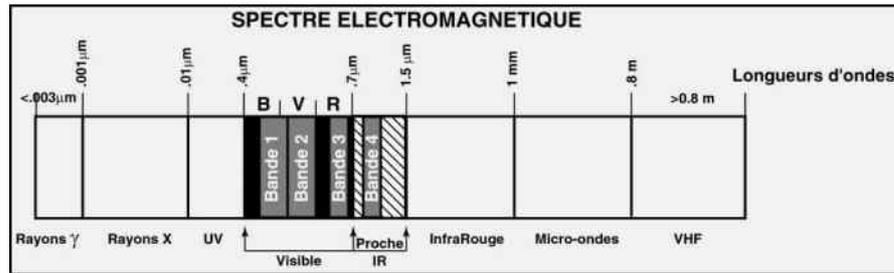


Figure 5: Spectre électromagnétique et localisation des quatre premières bandes des satellites Landsat 4 et 5. Les trois autres canaux n'ont pas été représentés compte tenu de l'échelle de cette figure.

Le capteur TM est équipé de 16 détecteurs pour la bande du visible au moyen infra-rouge et 4 détecteurs pour la bande de l'infra-rouge thermique. Sa résolution spatiale est de 30 m pour le visible, le proche infra-rouge et le moyen infra-rouge, et une résolution de 120 m pour la bande de l'infra-rouge thermique. (tableau 3).

LANDSAT 4 - 5	Bandes spectrales (μm)	Résolution au sol (m)
Bande 1	0,45 - 0,52	30
Bande 2	0,52 - 0,60	30
Bande 3	0,63 - 0,69	30
Bande 4	0,76 - 0,90	30
Bande 5	1,55 - 1,75	30
Bande 6 (InfraRouge Thermique)	10,40 - 12,50	120
Bande 7	2,08 - 2,35	30

Tableau 3: Bandes spectrales et résolution au sol des différents canaux des satellites Landsat 4 et 5.

Comme le système SPOT, Landsat possède un système de notation globale des données: le WRS (*Worldwide Reference System*). Le centre d'une scène est donné par les nombres des PATHs (colonnes) et des ROWs (lignes). Pour Landsat 4 et 5 le nombre de paths est de 233 numérotés de 001 à 233 d'Est en Ouest avec le path 001 qui recoupe l'équateur à la longitude 64,60° W. Les scènes sont prises à intervalle de 23,92 secondes pour créer 248 rows par orbite complète. L'ensemble des caractéristiques des différents satellites Landsat sont résumées dans le tableau qui suit.

SYSTEMES	(fin de service)	I (s)	(Mètres)	(Km)	(jours)
Landsat 1	23/07/72	RVB	80	917	18
	(6/01/78)	MSS	80		
Landsat 2	22/01/75	RVB	80	917	18
	(25/02/82)	MSS	80		
Landsat 3	5/03/78	RVB	80	917	18
	31/03/83	MSS	80		
Landsat 4	16/07/82	MSS	80	705	16
		TM	30		
Landsat 5	1/03/84	MSS	80	705	16
		TM	30		
Landsat 6	5/10/93 (5/10/93)	ETM	15 (PAN)	705	16
			30 (MS)		
Landsat 7	Décembre 98 (est.)	ETM+	15 (PAN) 30 (MS)	705	16

Document <http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/lpsum.html>

Tableau 4: Caractéristiques générales des satellites Landsat (MSS=MultiSpectral Sensor; PAN=Panchromatique; MS=MultiSpectral; TM=Thematic Mapper; ETM=Enhanced Thematic Mapper [qui est une réplique du TM]; est.=estimation; I(s)=Instrument(s)).

I-2-2: Les données Landsat TM utilisées pour le secteur nord-est du batholite de Ferkessédougou et pour la Guinée Orientale:

En 1993, le projet TALISMAN a été initié pour la cartographie lithologique et structurale au 1/200 000 dans le Nord de la Côte-d'Ivoire, plus particulièrement sur la partie nord-est du batholite de Ferkessédougou. Les travaux (non

publiés) ont été menés par une équipe de l'UMR 6530 de l'université d'Orléans, par Lionel Leduc de l'Université de la Réunion alors enseignant en Côte-d'Ivoire, et par le BRGM. Différentes études télésanalytiques sur des scènes Landsat TM ont été menées et nous présenterons en partie les résultats de ces travaux. Les traitements ont été effectués sur le quart de scène Landsat TM 197 54 Q4 acquise le 15 Janvier 1988.

Dans le cadre d'une collaboration au Projet de cartographie 1/200 000 du Nord-Est et du Sud-Est de la Guinée avec le BRGM et de la Direction Géologique et des Hydrocarbures de Guinée, nous disposons de scènes Landsat TM. Notre travail consistait dans un premier temps à réaliser l'analyse complète des linéaments et dans un deuxième temps à une vérification terrain. Ayant remarqué de fortes similitudes au niveau des structures linéamentaires, nous avons décidé d'étudier quelques unes des scènes et de faire des comparaisons avec les données SPOT du centre de la Côte-d'Ivoire.

Nous avons travaillé à partir de scènes mosaïquées et corrigées à 1/200 000 (sur papier) par le BRGM dont quatre en numérique. Les caractéristiques des quatre scènes numériques sont les suivantes:

Canaux	TM1	TM2	TM3	TM4	TM5	TM6	TM7	CARACTERISTIQUES (mosaïques)	
Longueur d'onde (µm)	0,45-0,52	0,52-0,60	0,63-0,69	0,76-0,90	1,55-1,75	10,40-12,50	2,08-2,35	Paths/Rows	Date
canaux disponibles (X)									
Scène 1 : DAMARO		X		X	X			199 / 53 199 / 54	06 Mars 90 24 Fév. 92
Scène 2 : KEROUANE		X		X	X			199 / 53 199 / 54 199 / 53-54	06 Mars 90 24 Fév. 92 04 Nov. 86
Scène 3 : BEYLA		X		X	X			199 / 54 198 / 54	24 Fév. 92 28 Déc. 90
Scène 4 : N'ZEREKORE		X		X	X			199 / 54 199 / 55	24 Fév. 92 04 Janv. 91

Tableau 5: Caractéristiques des scènes numériques Landsat TM utilisées pour la Guinée.

I - 3 : LA PHYSIQUE DE RAYONNEMENT ET CORRECTIONS PRELIMINAIRES

I-3-1: Notions de base de la physique de rayonnement

Le rayonnement électromagnétique est le champ de force le plus utilisé en télédétection car il constitue le lien de communication le plus rapide entre un capteur et des objets éloignés. Les changements observés dans la quantité et les propriétés de ce rayonnement deviennent un bon moyen d'interprétation des propriétés du milieu avec lequel il interfère.

Ainsi, une onde électromagnétique résulte de la propagation simultanée dans l'espace d'un champ électrique **E** et d'un champ magnétique **B**. Lorsque cette onde intercepte un milieu donné, sa propagation dépendra à la fois des propriétés (électriques et magnétiques) de ce milieu, ainsi que de la fréquence de l'onde. Toute onde électromagnétique véhicule une quantité d'énergie fonction de la fréquence f de l'onde: $E=h.f$ (où h est la constante de Planck= 6.625×10^{-34} J.s).

Le signal électromagnétique détecté par le capteur d'un satellite ne parvient à celui-ci qu'après traversée des couches atmosphériques; ceci constitue les *interactions du rayonnement et de l'atmosphère*.

L'énergie émise par les objets au sol ou (*luminance*) peut être perturbée par plusieurs facteurs liés:

- soit au capteur lui-même: sensibilité des détecteurs du capteur qui ne donne que des valeurs approximatives (Olivon, 1977);

- soit aux phénomènes externes liés à l'atmosphère.

Ces facteurs provoquent des distorsions radiométriques incluant les distorsions atmosphériques et chromiques.

Les propriétés optiques de l'atmosphère varient considérablement dans le temps et dans l'espace. Elles concernent principalement le contenu en vapeur d'eau et la quantité d'aérosols.

Le signal capté par le satellite est modifié, d'une part, par des phénomènes de **diffusion**, de réflexion et d'absorption (fig. 6) et, d'autre part, par les rapports géométriques entre le satellite, la cible et le soleil (angles et azimuts). Ces derniers, plus sensibles dans les régions à fort relief, entraînent les phénomènes d'**ombrage**. Dans le cas des régions étudiées, les principaux phénomènes qui perturbent l'énergie émise par les objets sont **atmosphériques**. Ces phénomènes atmosphériques sont constitués de **poussières** diverses dont l'intensité dépend du type de climat. En effet, dans ces régions deux types principaux de climat sont notés: le climat équatorial humide (au Sud) et climat tropical (au Nord). Dans le premier type les vents sont gorgés d'**humidité** (la mousson) provoquant de fortes précipitations. La forte végétation qui est liée à ce climat engendre à son tour des variations d'hygrométrie entre les **différentes canopées**. Dans

le second type, les poussières engendrées par les alizés du Nord appelés **Harmattan** (pendant la saison sèche) engendrent de fortes distorsions dans les réponses spectrales. Les fumées des **feux de brousse**, ajoutées à ces poussières, ne font qu'augmenter les distorsions (avec noircissement des images).

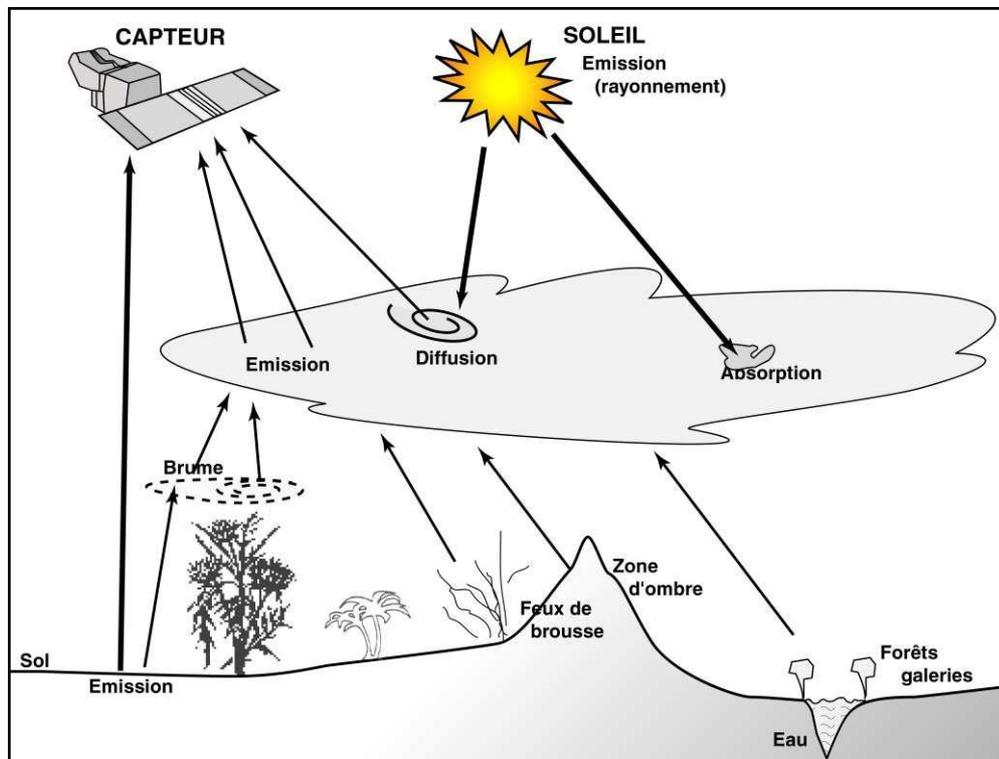


Figure 6: Perturbations du rayonnement capté par le satellite.

II-3-2: Corrections radiométriques et géométriques

Les données acquises par les capteurs sont affectées par plusieurs facteurs: (1) intensité de l'irradiance solaire; (2) effets atmosphériques sur la radiation depuis le sol vers le capteur dont certains ont été cités plus haut; (3) réponses spectrales spécifiques à une bande donnée; (4) rotation de la Terre pendant l'acquisition de l'image, variation de l'altitude, et de la vitesse du satellite, (5) influence de la topographie.

Pour devenir des produits utilisables, les données brutes doivent être corrigées afin de minimiser ces différents facteurs. On parle alors de *corrections ou rectifications radiométriques et géométriques*.

A) CORRECTIONS RADIOMETRIQUES

La réflectance mesurée par le satellite est différente de celle de la surface terrestre en raison de la présence d'aérosols, de particules,... dans l'atmosphère. Plusieurs auteurs ont développé des modèles de **corrections radiométriques** et/ou **atmosphériques** pour prendre en compte ces paramètres (Tanré *et al.*, 1990; Rahman et Dedieu, 1994; Cabot, 1995; Franklin et Giles, 1995; Borel et Schläpfer, 1996; Schläpfer *et al.*, 1996). Certaines méthodes utilisent les Modèles Numériques de Terrain pour les corrections radiométriques, qui peuvent inclure des corrections géométriques (Itten *et al.*, 1992; Meyer *et al.*, 1993; Leiss *et al.*, 1995; Sandmeier *et al.*, 1994; Sandmeier, 1995; Sandmeier et Itten, 1997).

Les principales données d'entrée de ces modèles sont le contenu en vapeur d'eau, l'épaisseur optique (présence d'aérosols) et le contenu en ozone de l'atmosphère. Cependant la quantification de ces paramètres est complexe, notamment en l'absence de données atmosphériques précises pour tout point du globe.

Les images brutes (non étalées dynamiquement) de Landsat sont de teinte bleutée ou vert-brun et ces couleurs dominantes sont dues à la couche atmosphérique. La restitution des couleurs naturelles (appelée correction chromique) se fait en jouant sur les intensités des trois couleurs de base (Rouge, Vert, Bleu) qui correspondent aux radiométries visibles du spectre de la lumière. Ces radiations résultent principalement de la réflexion de la lumière du soleil plutôt

que d'une émission propre, nettement plus importante dans les longueurs d'onde infra-rouge. Un des problèmes majeurs de la correction chromique est l'homogénéisation des teintes de deux images voisines prises à des dates différentes. Lorsqu'on arrive à rendre les sutures invisibles, on a l'impression de ne voir qu'une seule image. Cependant cette opération est quasiment impossible si les dates sont très différentes (modification de l'occupation des sols).

L'un des phénomènes les plus connus influençant les réponses spectrales mesurées est l'**albédo**. Il est défini comme étant le *rapport de l'énergie réfléchie à l'énergie incidente*, pour tout l'ensemble du spectre solaire entre 0,3 et 0,4 μm .

La première estimation de l'albédo planétaire a vu le jour en 1908. Abbot (dans Hunt *et al.*, 1986) estime alors la moyenne globale à 0,37. En 1922, il révisé cette valeur, grâce à de nouvelles mesures de réflectances des nuages. En 1936, l'astronome André Danjon évalue directement l'albédo planétaire (entre 0,29 et 0,39) en mesurant la lumière réfléchie sur la surface de la Lune quand elle est presque pleine. En 1957, London publie la dernière valeur sans instruments satellitaires de 0,35. Les premières mesures spatiales de l'albédo planétaire permettent de fixer cette valeur autour de 0,3. Il restait alors à déterminer les caractéristiques spatiales et temporelles de l'albédo, ainsi qu'à déterminer la part de la surface dans cet albédo planétaire. Diverses méthodes ont vu le jour, utilisant directement ou non l'instrumentation satellitaire, mais aussi des mesures de terrain, des données cartographiques ou des mesures d'instruments aéroportés (Rockwood et Cox, 1978; Amado, 1982; Pinker et Razgaitis, 1983; Dedieu *et al.*, 1984; Arino, 1990; Gutman, 1988; Nacke, 1991).

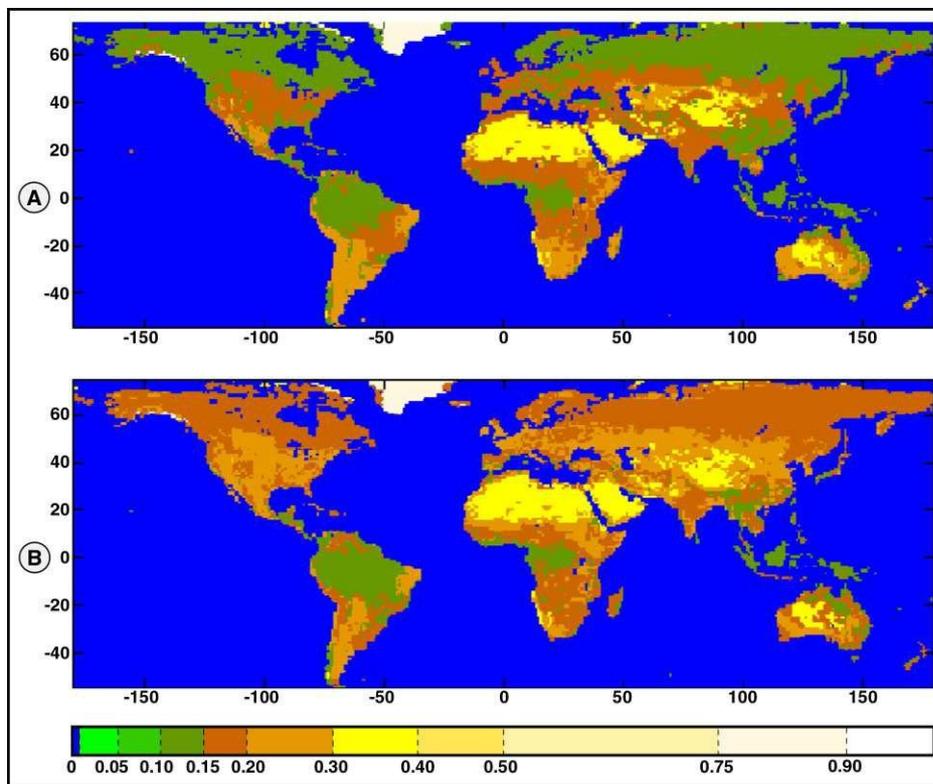


Figure 7: Carte de l'albédo planétaire de Matthews (1983) - A: hiver; B: été. On remarque sur cette figure le gradient nord-sud sur l'Afrique de l'Ouest où la distribution des zones d'albédo faibles correspondent en général à des zones fortement végétalisées.

Plusieurs méthodes de calculs de l'albédo planétaire ont été développées:

- *méthode de Matthews, 1983*: elle consiste en un archivage global de l'utilisation des sols et de la végétation naturelle. Ses estimations sont indiquées dans la fig. 7;

- *méthode de Wilson et Henderson-Sellers, 1985*: qui consiste en un archivage global de la couverture végétale;

- *méthode de Olson et al., 1985*: qui est basée sur les principaux écosystèmes.

L'interprétation des scènes exige donc la prise en compte de toutes ces perturbations qui entraînent souvent une diminution du contraste et surtout une irrégularité des réponses radiométriques pour les mêmes objets dans une même scène.

B) CORRECTIONS GEOMETRIQUES

La déformation géométrique des images brutes est due à la rotondité de la terre, à la position du satellite dans l'espace, aux variations d'altitude du satellite, à la différence d'angle entre un point situé au bord de la scène et un point situé à l'aplomb du satellite (temps d'acquisition à l'enregistrement par scanner). Il en résulte une altération de l'aspect géométrique global des images. Ainsi, celles-ci changent de forme, de dimension et d'orientation d'une image à l'autre. L'objectif est de rendre les images superposables afin de les comparer et de pouvoir les superposer à d'autres données. Il est indispensable de trouver une standardisation des produits à travers une procédure de correction ou rectification géométrique. Celle-ci est indispensable si l'on veut réaliser des études multitemporelles à partir de l'imagerie satellitaire.

Dans le cas des satellites SPOT, quatre niveaux de prétraitements sont proposés par SPOT IMAGE. Les opérations de prétraitement sont effectuées par *les Centres de Rectification des Images Spatiales (CRIS)* associés aux deux stations de réceptions principales situées à Toulouse (France) et Kiruna (Suède). Les niveaux de ces traitements sont:

- le **niveau 1A**: destiné à recevoir des traitements ultérieurs, ce niveau n'a reçu que les corrections radiométriques d'égalisation des détecteurs;
- le **niveau 1B**: niveau de base, avec corrections radiométriques et géométriques standard suivant les paramètres du système satellite/Terre. C'est le niveau de traitement des scènes de la région de Zuénoula;
- le **niveau 2**: est un niveau de précision destiné aux utilisateurs recherchant la précision cartographique ou désirant croiser des données provenant de sources différentes;
- le **niveau S**: C'est un niveau permettant de superposer, de façon rigoureuse, sur un même site, des images acquises à des dates différentes (avec le logiciel SPOTView®).

La fig. 8 montre quelques niveaux de traitements d'images panchromatiques du golfe de Morbihan (France).

Dans le cas des satellites Landsat (voir plus loin) des corrections géométriques sont également effectuées. Les scènes de Guinée utilisées dans cette étude présentent des distorsions liées au mosaïquage des images prises à des périodes différentes (voir tableau 5). Il convient de recalibrer les différentes scènes et de les superposer ensuite à la carte topographique. Cette opération a été réalisée par le service de télédétection du BRGM.

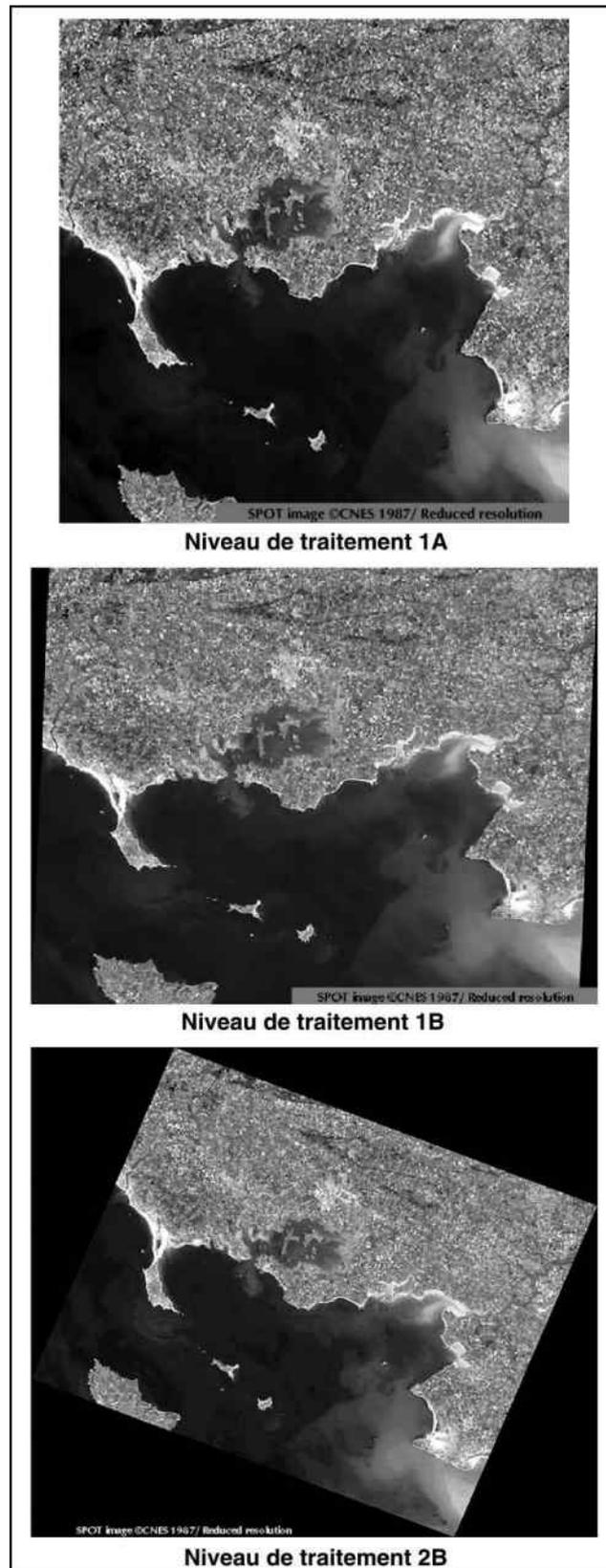


Figure 8: Corrections géométriques effectuées par Spot Image sur une scène panchromatique du Golfe de Morbihan (France). On remarque que les corrections géométriques appliquées ont pour but essentiel de "déformer" la scène afin de la ramener à la bonne échelle et l'orienter par rapport au Nord géographique (niveau 2B).

II. MÉTHODOLOGIE DE TRAITEMENT

II - 1: ANALYSE SPECTRALE ANALOGIQUE ET TEXTURALE

• Définitions et méthodologie

L'analyse analogique est l'analyse d'une image sur support papier. Elle est fondée sur:

- l'analyse des textures incluant les linéaments,
- l'analyse des formes et organisations de linéaments,
- l'analyse des teintes.

Les traitements s'effectuent en deux dimensions (2D), à la main sur du papier calque. La chaîne des traitements est résumée dans la fig. 10. Elle consiste:

- à relever les ensembles linéamentaires puis à définir, par leur signature texturale, des unités lithostratigraphiques,
- à cerner les limites d'ensembles à signature spectrale particulière et là encore, définir des ensembles géologiques.

La combinaison de ces deux opérations permet de proposer pour le secteur de Zuénoula et à partir de SPOT, un certain nombre de photofaciès.

Par définition, un **linéament** est un alignement (structural) long de plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres, correspondant à un accident de l'écorce terrestre dont l'influence se fait sentir pendant une très longue période de temps, au cours de phases tectoniques successives (*in* Foucault et Raoult, 1995). Cette définition structurale inclut en télanalyse tout autre élément linéaire et/ou circulaire lié au diaclasage, à la stratification, à la schistosité, à la foliation, au rubanement, aux enclaves, aux filons,... lorsque ceux-ci sont visibles sur la scène (définition de Hobbs, 1904 *in* Scanvic, 1983).

Un élément linéaire ou circulaire prend de l'importance lorsque, de part et d'autre, de celui-ci la tonalité est différente (ou spécifique). Un agencement en différentes classes (ou organisations texturales) fait ressortir la texture ou le réseau textural des différents ensembles.

II - 2: ANALYSE SPECTRALE NUMERIQUE

II-2-1: Matériel utilisé

La manipulation des données numériques exige des machines à grande capacité de traitement. Nous avons travaillé sur du matériel qui comprend principalement un ordinateur PC PENTIUM 133 Mhz. Cette machine fonctionne sous le système Windows95, munie de 32 Mo de RAM, d'une carte écran Millénium 4 Mo et d'un écran 15 pouces de haute résolution. La mémoire disque est de 2.1 Go. Nous disposons également d'un lecteur de CD-ROM, d'un lecteur de disque externe Ioméga Zip100 Mo. Les autres périphériques sont: un scanner couleur HP ScanJet 4p, deux imprimantes couleur (Epson Stylus ProXL pour papier A₃ et HP DeskJet 870 Cxi pour papier A₄) et d'une imprimante laser (LaserJet 5M).

Les traitements des données ont été possibles grâce à certains logiciels. Ce sont TitusWindowsTM, Ximages PCTM, Adobe Illustrator[®], Adobe Photoshop[®] pour le traitement des images et Microsoft Excel 5.0TM pour la récupération et les calculs statistiques des données.



Figure 9: Extrait d'une scène SPOT en composition colorée (XS3-XS2-XS1) de la région de Zuénoula (KJ 47-335)

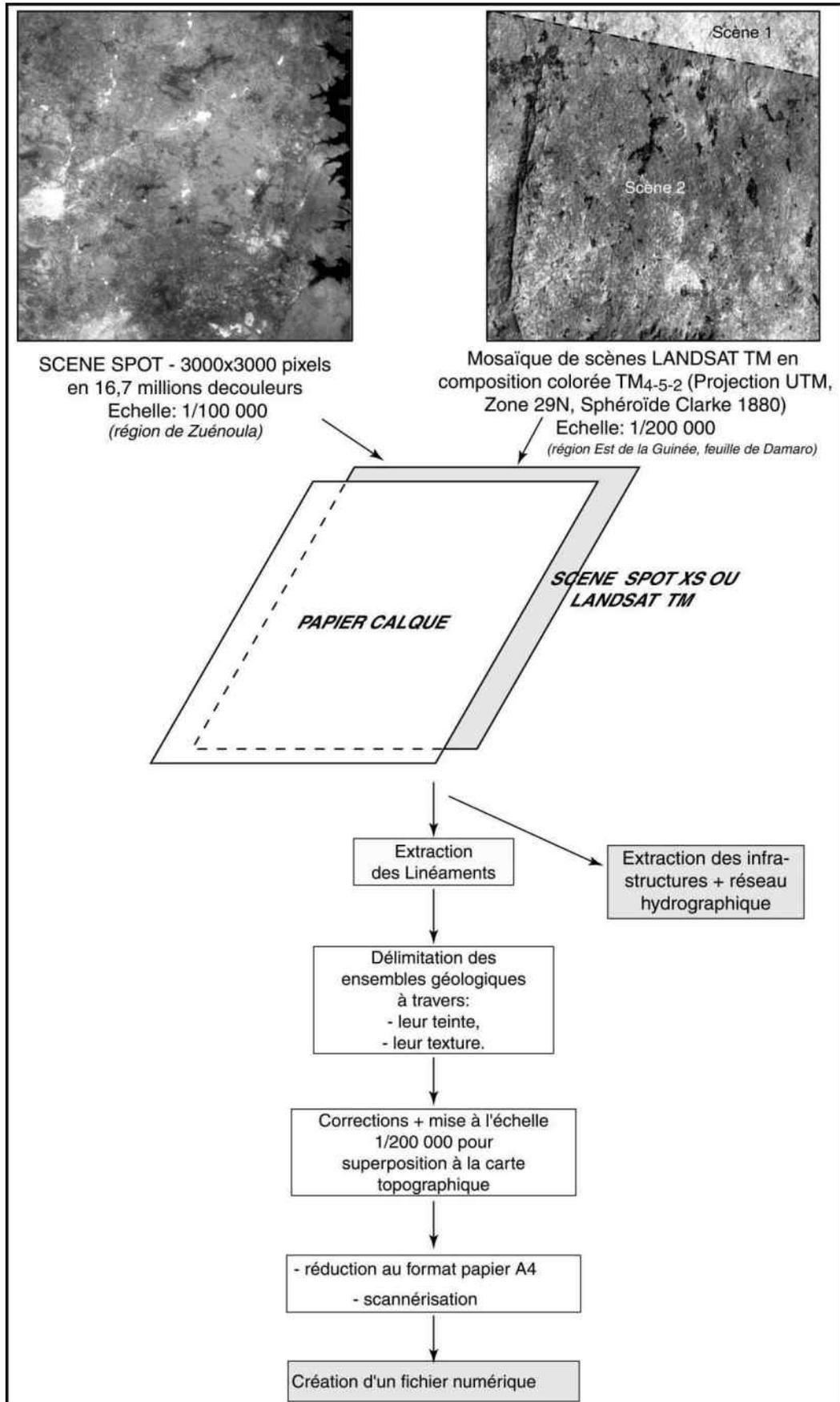


Figure 10: Chaîne de traitements d'une scène satellitale par analyse analogique et texturale.

II-2-2: Définitions et Méthodes de Traitement:

Une image numérique de télédétection est caractérisée par ses coordonnées spatiales (X,Y) et par la valeur de gris du point A(X_i,Y_i) correspondant. Cette valeur de gris (ou valeur numérique) est l'expression de la quantité de lumière (réflectance) au point A. Rappelons que la réflectance est parfois perturbée par les aérosols, les feux de brousse, les poussières, l'harmattan et les variations d'hygrométrie de la canopée.

Le fichier numérique est un ensemble de chiffres. Il est codé en 8 bits soit sur 256 niveaux de gris de 0 (noir) à 255 (blanc). La fig. 11 montre la représentation spatiale d'une image quelconque avec ces valeurs numériques correspondant à chaque pixel-image.

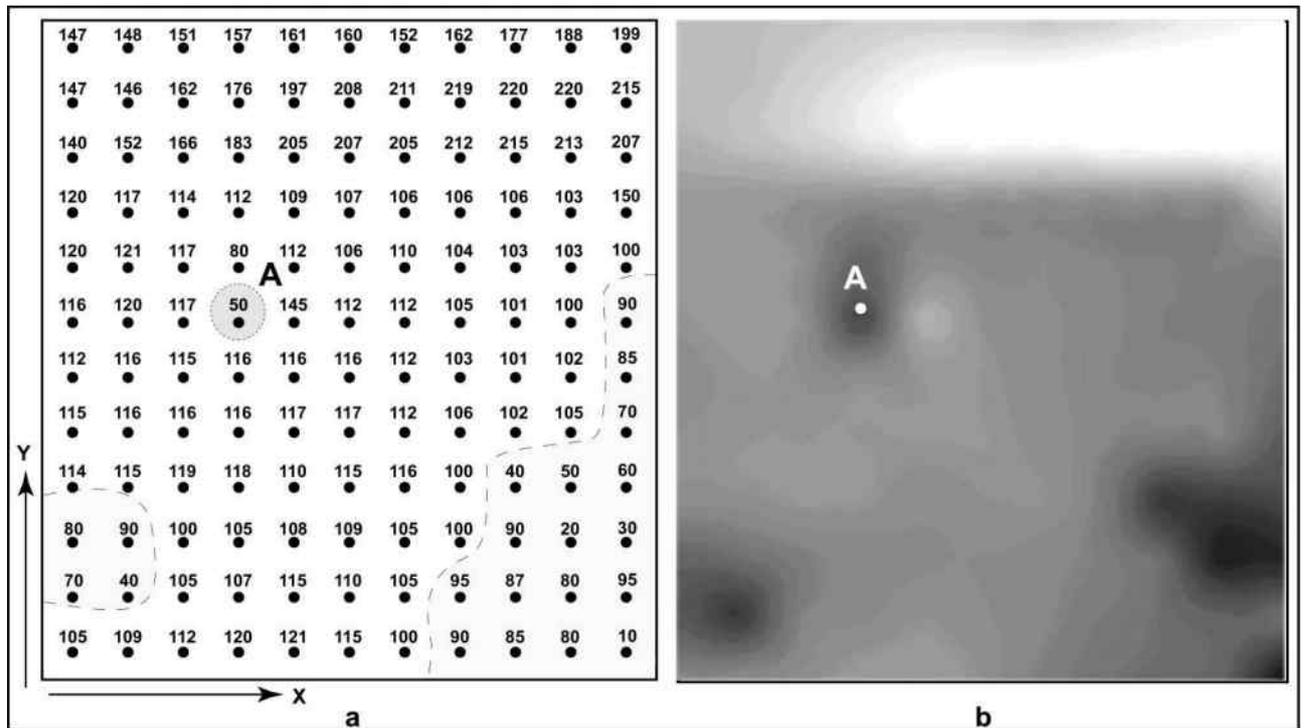


Figure 11: a: Représentation d'une image avec les valeurs de niveaux de gris de chaque pixel (petits points); b: vue de l'image en a en 256 niveaux de gris.

Les traitements des images numériques satellitales ont pour but d'améliorer la visualisation des canaux ou la transformation de l'image d'origine par calcul de néocanaux. Les traitements les plus courants sont:

A) OPERATIONS DE TRANSFORMATION DE L'IMAGE D'ORIGINE

• L'étalement dynamique de l'histogramme

Toute image numérique a, à l'origine, un histogramme qui traduit la fréquence d'occurrence de chaque niveau de gris dans l'image. La répartition des valeurs de gris ne se fait pas toujours de façon homogène. Il s'agit donc d'aplanir l'histogramme de façon à utiliser toute la gamme de teinte. L'image finale est contrastée, avec moins de bruits. Comme on travaille sur un nombre fini de pixels, tous les niveaux de gris après transformation n'ont plus la même valeur. De plus, certains niveaux de gris présents dans l'histogramme original peuvent avoir disparu dans l'histogramme transformé et inversement.

L'étalement dynamique est défini par la formule (Carrère, 1987):

$$L = \frac{L_A - L_{\min}}{L_{\max} - L_{\min}} \times C$$

avec L_A = luminance ou valeur du pixel au point A

C = gamme de teinte (0 à 255).

• Filtres (ou masques)

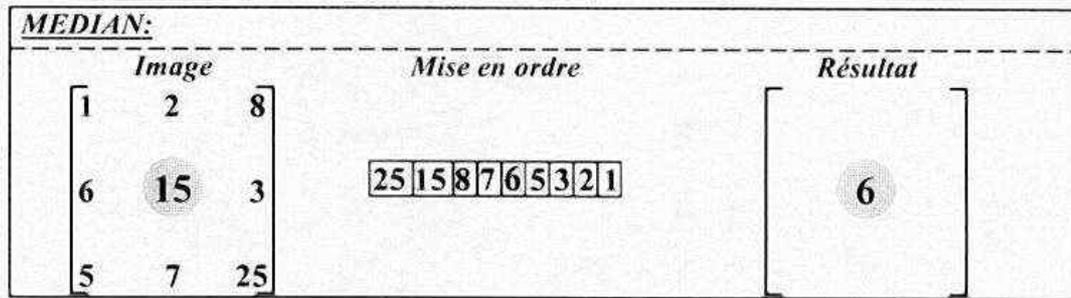
Le filtrage consiste à changer la valeur d'un pixel en fonction de celle de ses voisins. Le type de filtre utilisé dépend des résultats recherchés. Nous avons par exemple les *filtres passe-bas* qui correspondent à un lissage de l'image par élimination des hautes fréquences. On a également les *filtres passe-haut* qui ont pour rôle d'éliminer les basses fréquences et permettent une détection des contours. Plusieurs modes de calcul sont utilisés. Deux grandes catégories de filtres sont utilisées:

- les *filtres linéaires*: ils consistent en l'application d'une fenêtre glissante par l'intermédiaire d'une fonction de voisinage représentée par une petite matrice. Les filtres linéaires peuvent être des passe-bas comme la *Moyenne* (fig. 12b) ou des passe-haut comme le *Laplacien* (fig. 12c) ou le *Sobel*. On aura par exemple:

MOYENNE: diminution du bruit, atténuation des contrastes et l'image semble flou		
Image	Masque	Résultat
$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 8 \\ 6 & 15 & 3 \\ 5 & 7 & 25 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \\ 1 & 1 & 1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \\ \\ 8 \end{bmatrix}$

LAPLACIEN: c'est une dérivation seconde de l'image; il permet l'extraction de contour d'une grande finesse (1 pixel). Mais est très sensible au bruit de fond. Seul le passage à 0 du Laplacien est pris en compte		
Image	Masque 1	Résultat 1
$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 8 \\ 6 & 15 & 3 \\ 5 & 7 & 25 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} 0 & -1 & 0 \\ -1 & 4 & -1 \\ 0 & -1 & 0 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \\ \\ 42 \end{bmatrix}$
Image	Masque 2	Résultat 2
$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 8 \\ 6 & 15 & 3 \\ 5 & 7 & 25 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -1 & -1 & -1 \\ -1 & 8 & -1 \\ -1 & -1 & -1 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} \\ \\ 63 \end{bmatrix}$

SOBEL: il permet de rehausser les contours mais entraîne un bruitage important		
Image	Masque 1	Résultat 1
$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 8 \\ 6 & 15 & 3 \\ 5 & 7 & 25 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -1 & 0 & 1 \\ -2 & 0 & 2 \\ -1 & 0 & 1 \end{bmatrix} / 4$	$R_1 = \begin{bmatrix} \\ \\ 5 \end{bmatrix}$
Image	Masque 2	Résultat 2
$\begin{bmatrix} 1 & 2 & 8 \\ 6 & 15 & 3 \\ 5 & 7 & 25 \end{bmatrix}$	$\begin{bmatrix} -1 & -2 & -1 \\ 0 & 0 & 0 \\ 1 & 2 & 1 \end{bmatrix} / 4$	$R_2 = \begin{bmatrix} \\ \\ 11 \end{bmatrix}$
Sobel = int ($\sqrt{5^2+11^2}$)=12		



- *les filtres non linéaires*: ils fonctionnent en statistique locale. On a, par exemple, le *Médian* (mise en ordre des pixels au voisinage du pixel central par ordre croissant ou décroissant et la valeur médiane est retenue pour le pixel central) ou le *Gaussien* (le pixel central est corrigé par une loi gaussienne prenant en compte la moyenne, la variance et l'écart-type des pixels du voisinage), (fig. 12d).

- *la Transformée de Fourier*: elle consiste à éliminer certaines composantes fréquentielles d'un signal. On passe du domaine spatial ou local au domaine fréquentiel global. La Transformée de Fourier est définie par la formule:

$$F_n = \sum_{n=0}^{N-1} f_n \cdot e^{-2\pi i \Delta x n / N}$$

où N = nombre d'échantillons; $f_n = f(n \cdot \Delta x)$;
 Δx = intervalle d'échantillonnage;
 n = nombre entier supérieur ou égal à zéro; $i = \sqrt{-1}$

Dans le cas d'une image satellitale de dimension 3 (x, y, z), l'amplitude et la phase de la valeur numérique (z) peuvent être considérées comme une fonction de la fréquence. La Transformée de Fourier est représentée sous forme d'une image (Fig. 13) où l'intensité du pixel sera fonction de l'amplitude et de la phase d'un couple de fréquences (f_i, f_j). Il est possible de reconstituer par la suite l'image numérique (filtrée) au moyen de la Transformée de Fourier *inverse* qui se définit par la formule:

$$f_n = \frac{1}{N} \sum_{n=0}^{N-1} F_n \cdot e^{2\pi i \Delta x n / N}$$

N.B. Voir chapitre II pour voir quelques filtres utilisés dont nous nous sommes servis pour améliorer nos images.

• Combinaison de canaux

Elle permet d'obtenir de nouveaux canaux. Les traitements les plus utilisés avec SPOT XS sont:

- *l'indice de végétation*: $(XS3 - XS2) / (XS3 + XS2)$ ou $(IR - R) / (IR + R)$, utilisé pour un meilleur contraste de végétation. Selon Lichtenthaler (1990) l'information de la chlorophylle-a n'est pas prise en compte et l'on ne retrouve que les types principaux d'occupation du sol (Fig. 14b).

- *l'indice de brillance*: $[(XS3)^2 + (XS2)^2] / 2$ ou $1/3[(XS1)^2 + (XS2)^2 + (XS3)^2]^{1/2}$, pour la densité des matériaux (Fig. 14c).

- *l'indice de pigmentation*: $XS1 / XS2$, indice de couverture végétale (Fig. 14f).

- *l'indice de transparence*: $(XS1)^2 / XS2$, pour l'estimation végétale du couvert immergé.

- *le ratio* et la différence** de deux canaux*: est le rapport (*) et la différence (**) entre deux canaux (Fig. 14 e**, d*).

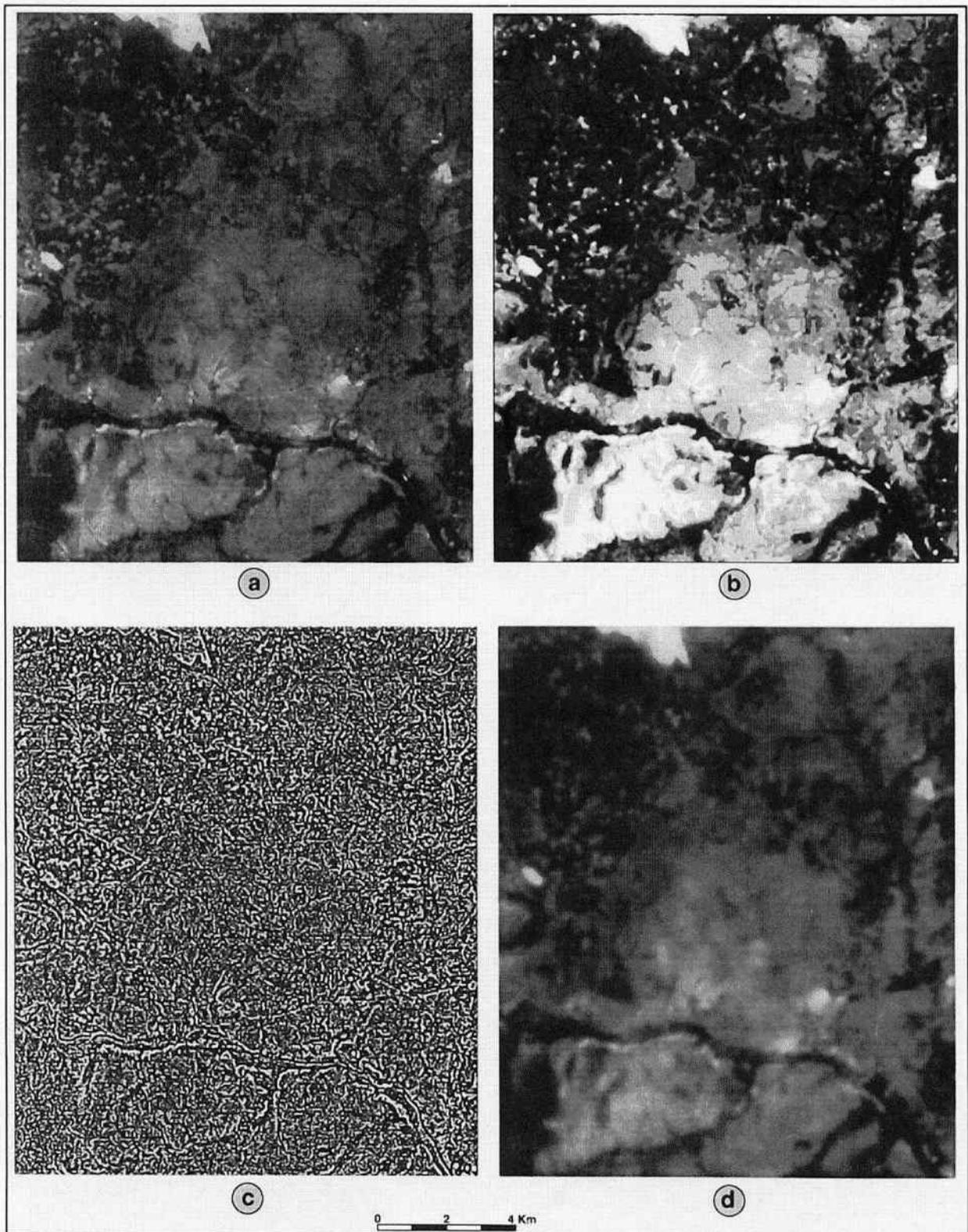


Figure 12: Quelques exemples de filtres appliqués à une portion de scène (Granodiorite de Dianfla). - a: image composition colorée d'origine; b: filtre linéaire "Moyenne"; c: filtre linéaire "Laplacien"; d: filtre non linéaire "Gaussien".

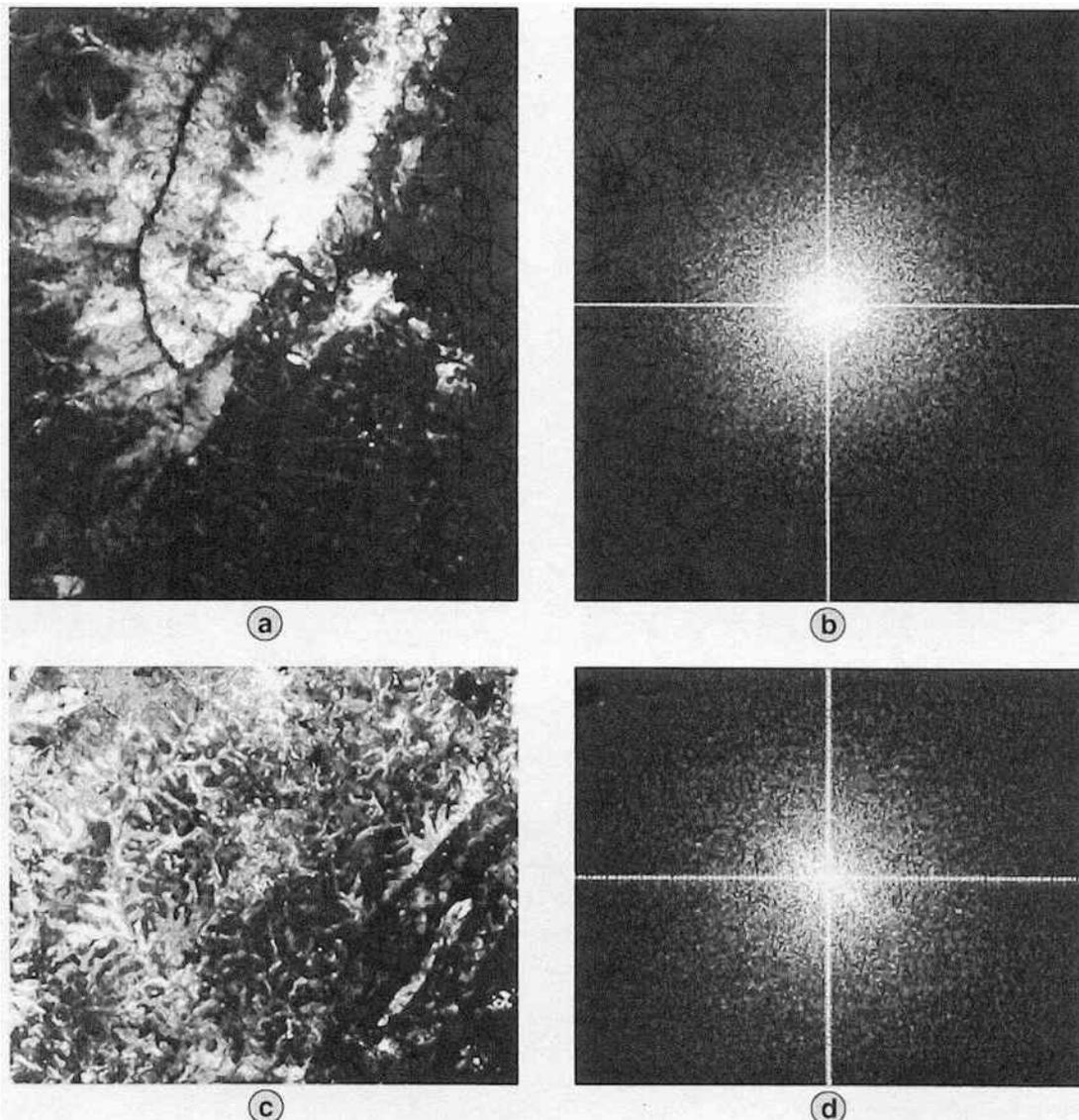


Figure 13: Application de la Transformée de Fourier à des images numériques (partie nord-est du batholite de Ferkessédougou). A droite on a l'image du spectre de la Transformée; a et b = secteur de Niakaramandougou; c et d = secteur de Tiéningboué (respectivement nord de Zuénoula et NW de Katiola-Marabadiassa).

- l'analyse en composantes principales (ACP) est la recherche du maximum d'information (variance) pour un minimum de corrélation entre deux canaux. Le coefficient de corrélation entre les bandes est linéaire. Il s'agit de condenser dans une nouvelle image les données originelles spécifiques aux différents canaux. Ce calcul statistique est relativement lourd.

- l'Espace de couleur Intensité, Teinte, et Saturation (ITS ou IHS pour Intensity Hue Saturation) est une façon de produire une image couleur adaptée à la vision humaine. L'intensité est la brillance de la couleur, la teinte est la couleur et la saturation représente la pureté de la couleur. L'espace ITS peut être représenté par un cône (fig. 14). L'intensité se mesure le long de l'axe vertical ou hauteur du cône où 0% correspond au noir à l'apex du cône et 100% correspond au blanc, au centre de la base du cône. La teinte est mesurée sur la circonférence de la base du cône en unité de degré. Sur la circonférence, le Rouge est à 0°, le Jaune à 60°, le Vert à 120°, le Cyan à 180°, le Bleu à 240° et le Magenta à 300°. La saturation est mesurée le long de l'axe horizontal, le rayon du cône. Aucune couleur (ou 0%) est un point sur l'axe du cône et la pleine couleur (ou 100%) est un point à la circonférence du cône.

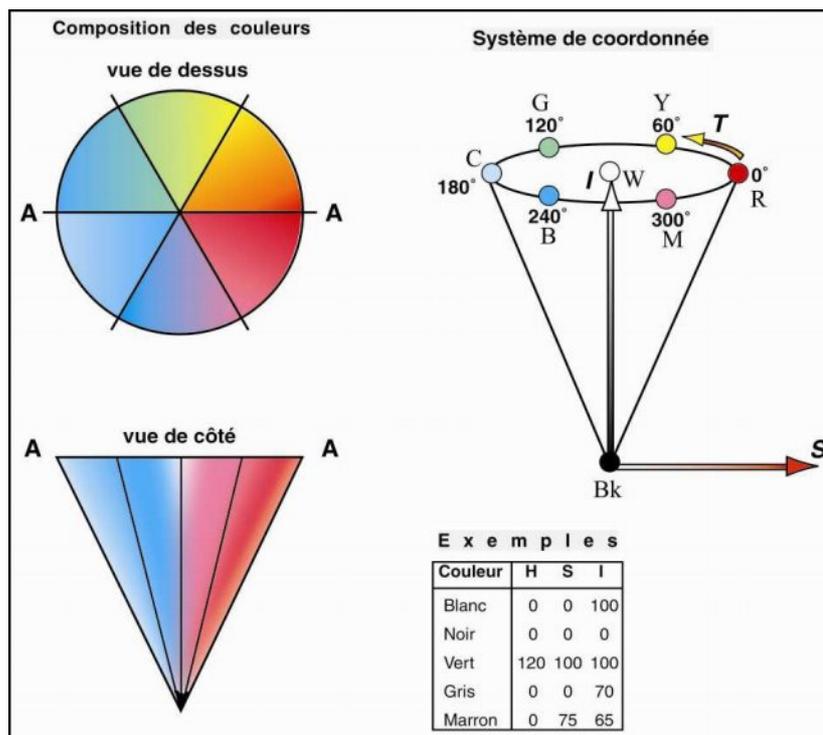


Figure 14: Principe de la visualisation dans l'espace ITS. - R=rouge; Y=jaune; G=vert; C=cyan; B=bleu; M=magenta; Bk=noir; W=blanc; (Voir <http://gis.nrcan.gc.ca/~don/jwz/pages/hsv/hsvcone.html>).

L'avantage principal à utiliser cet espace de couleur ITS est la facilité avec laquelle les composants peuvent être séparés de façon visuelle (Haydn *et al.*, 1982; Gillespie *et al.*, 1986). L'ITS est souvent utilisée par les géophysiciens pour visualiser le champ magnétique total (Harris *et al.*, 1994). Elle peut être également utilisée pour une thématique en géologie (polygones, contours de formations).

B) OPERATIONS DE CLASSIFICATION D'UNE IMAGE

C'est la répartition en classes des valeurs de pixel. A chaque classe est affectée une nouvelle couleur. De façon générale, une classification commence par l'étude de zones (ou sites) "tests".

• Choix des zones "tests"

Première étape

Pour la région de Zuénoula, les sites étudiés ont été sélectionnés en évitant au maximum les zones de végétation. Nous avons basé notre étude sur des sols nus (ou des surfaces à couvert végétal très bas) ou sur des massifs dont nous connaissons la position exacte sur l'image (après vérification terrain).

Ceci parce que la végétation tend à créer un fort contraste entre le canal proche infrarouge (XS3) et les canaux rouge (XS2) et vert (XS1) de SPOT.

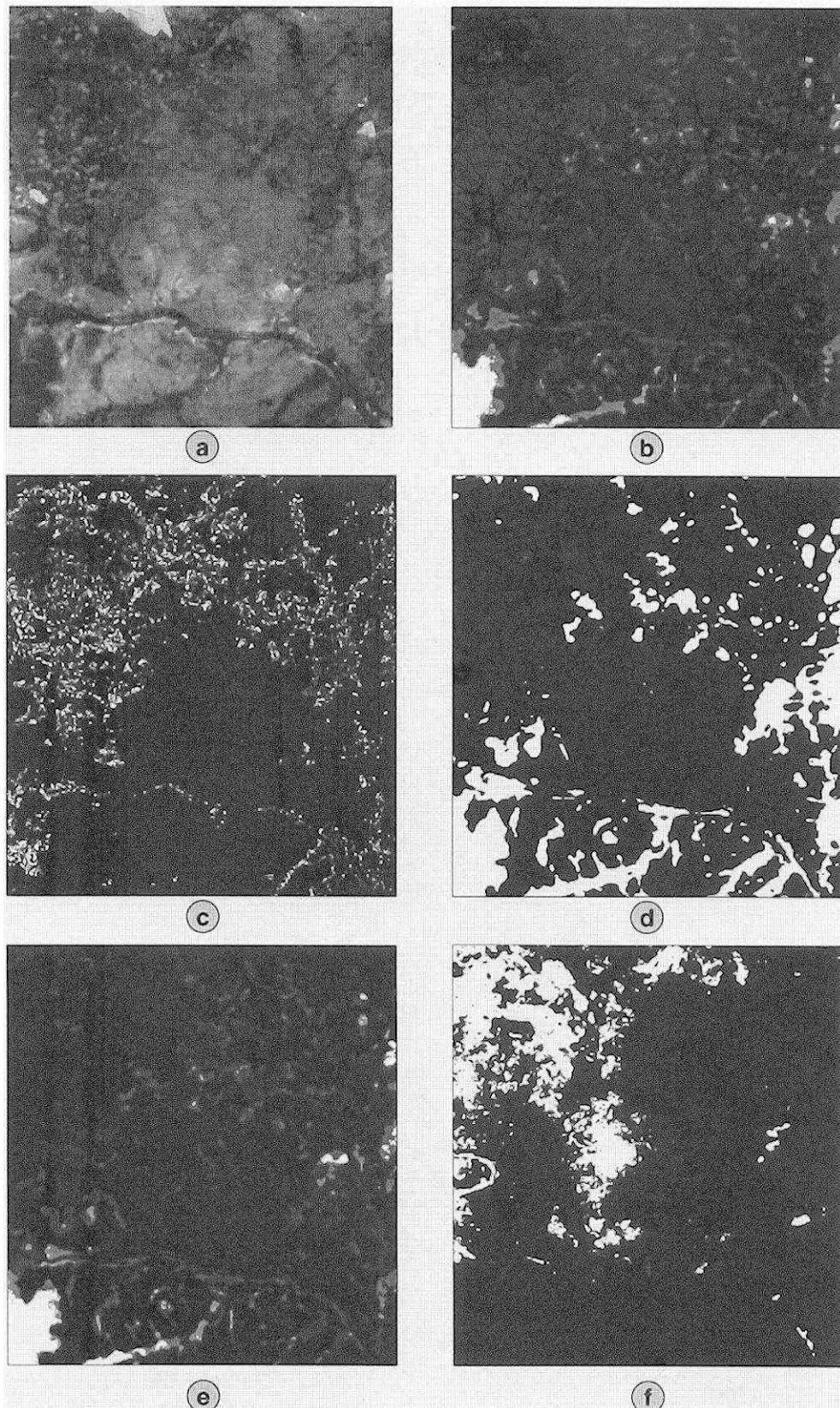


Figure 15: *Quelques combinaisons de canaux appliquées à une portion de scène (Granodiorite de Dianfla). a: composition colorée RVB d'origine; b: indice de végétation; c: indice de brillance; d: ratio entre les canaux XS3 et XS1 (XS3/XS1); e: Différence entre les canaux XS3 et XS1 (XS3-XS1); f: indice pigmentaire.*

Deuxième étape

Nous essayons de déterminer si les réponses spectrales à travers la végétation peuvent véritablement permettre d'identifier le substratum.

Les sites utilisés sont carrés (3×3 pixels) à rectangulaires (3×4 à 10 pixels) selon leur homogénéité. La bonne résolution au sol des capteurs SPOT permet d'analyser des surfaces de 50×50 m à l'affleurement.

Nos traitements ont été effectués essentiellement sur le logiciel de télédétection TITUSWindows fonctionnant sur le système Windows. Il est commercialisé par le GDTA (*Groupement pour le Développement de la Télédétection Aérospatiale*) basé à Toulouse.

La chaîne complète de traitement des images numériques est indiquée dans la fig. 17. Pour chaque site nous déterminons, dans les trois canaux (XS1, XS2 et XS3) les valeurs de pixels. Des mesures statistiques sont également faites (moyenne, mode, écart-type,...; Exemple d'une fenêtre d'analyse d'un site (fig. 16). Nous ne retenons les sites que lorsque certaines conditions sont remplies:

- l'histogramme du site doit être unimodal dans les trois canaux. Ce qui implique effectivement qu'il n'y ait probablement qu'un seul type objet (ou thème) analysé;
- une homogénéité des réponses pour un massif donné.

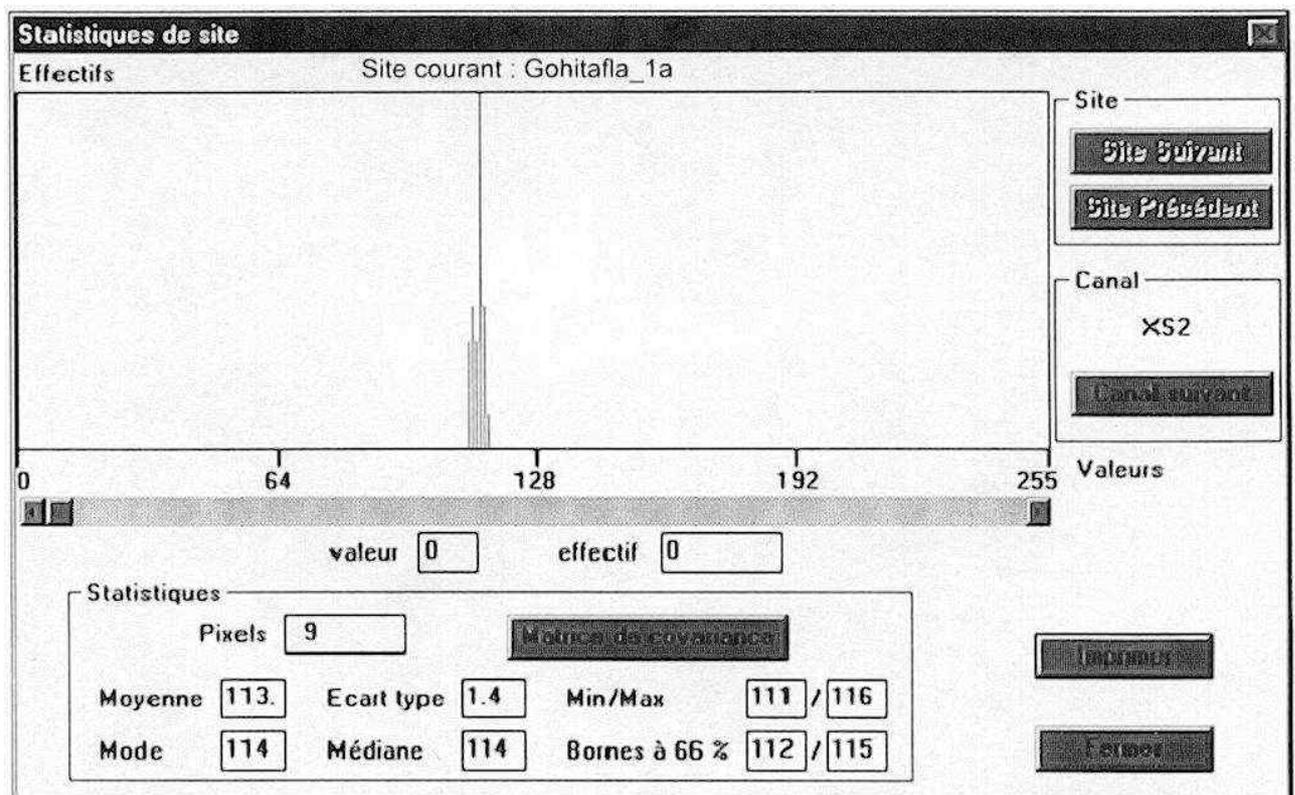
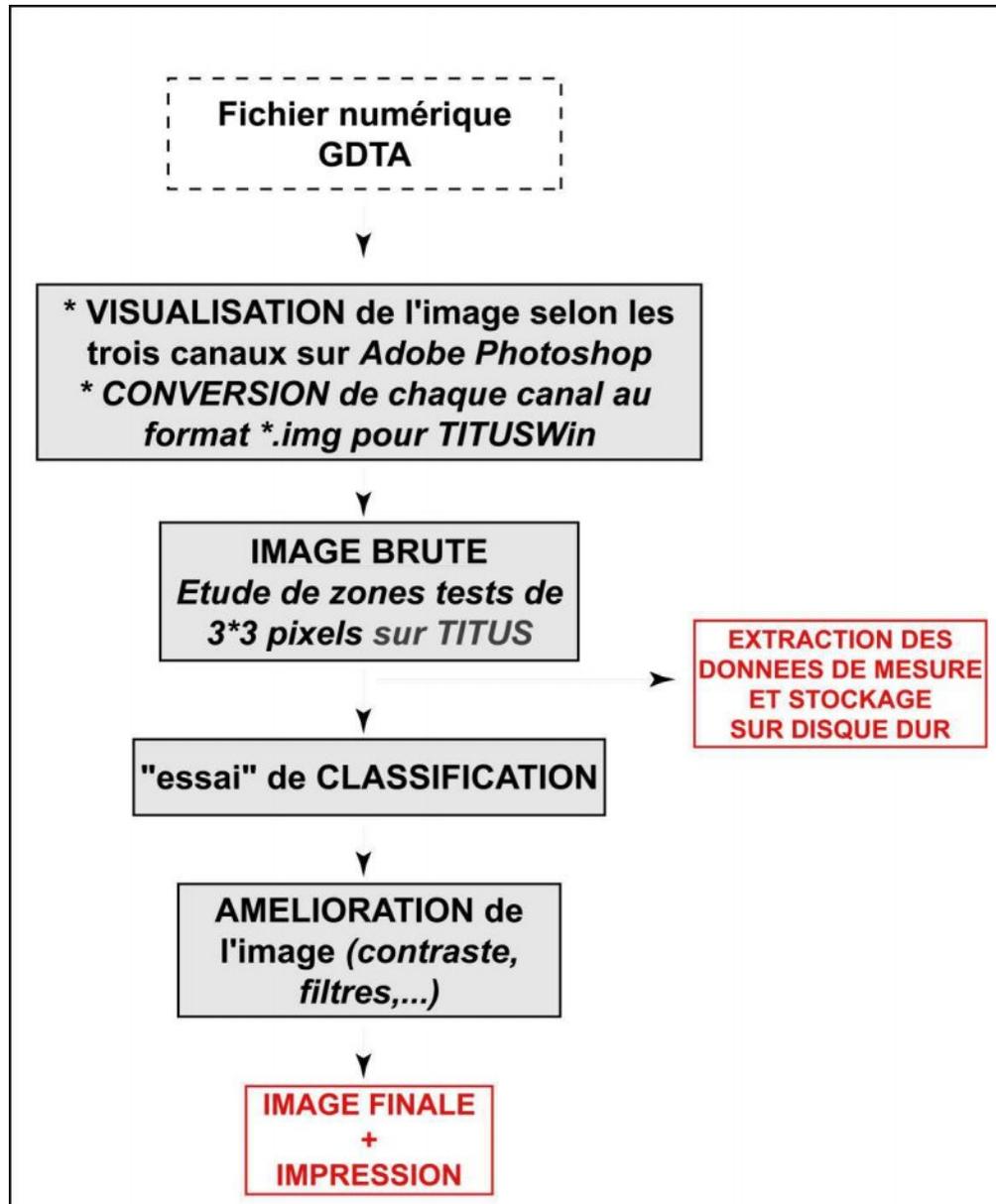


Figure 16: Aperçu de la fenêtre 'statistiques' sur TITUSWindows. On a dans la partie supérieure un histogramme du site «test». Juste à droite, on a le type de canal visualisé. Tout à fait en bas, on a les mesures statistiques (Moyenne, Ecart-type de la moyenne, Mode, Médiane,...).



*Figure 17: Chaîne de traitement d'une image numérique SPOT. L'extraction des données peut se faire sous plusieurs formats: *.dat ou *.txt (pour exportation sous Microsoft Excel 5.0™ ou un logiciel d'analyse statistique), *.bmp en format image.*

STATISTIQUES SUR LES SITES TESTS

REGION DE ZUENOULA

Tableau 6:

ENSEMBLE GRANITIQUE DE FERKE					
<i>GOHITAFLA</i>	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	127				
Minimum	122,4	127,9	138,0	388,7	1,0
Maximum	164,8	167,1	195,3	521,8	1,4
Moyenne	145,4	151,3	163,7	460,3	1,1
Ecart-type	1,62	1,49	2,30	4,78	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,18	2,93	4,51	9,38	0,03
<i>BONGOFLA (Coeur)</i>	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	135				
Minimum	136,4	145,4	129,8	414,7	0,9
Maximum	164,9	167,3	157,2	475,2	1,1
Moyenne	148,8	157,7	143,8	450,2	1,0
Ecart-type	1,77	1,38	1,54	4,05	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,47	2,70	3,01	7,93	0,02
<i>BONGOFLA (Bordure)</i>	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	144				
Minimum	92,7	106,3	100,3	302,8	0,9
Maximum	130,6	139,6	144,6	403,7	1,2
Moyenne	117,4	127,2	122,1	366,7	1,0
Ecart-type	1,90	1,82	2,21	5,55	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,73	3,57	4,33	10,88	0,03
<i>KOUERA</i>	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	161				
Minimum	172,8	161,3	165,9	502,7	0,8
Maximum	211,2	200,8	192,6	600,9	1,0
Moyenne	187,3	175,3	180,1	542,7	1,0
Ecart-type	1,86	2,08	1,26	4,54	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,64	4,08	2,47	8,89	0,02
<i>VILLAGE MOSSI</i>	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	109				
Minimum	146,9	157,8	137,6	454,5	0,9
Maximum	187,3	193,7	194,1	575,1	1,1
Moyenne	163,8	169,8	160,3	494,0	1,0
Ecart-type	2,19	2,31	3,56	7,66	0,02
Niveau de confiance (95%)	4,30	4,54	6,97	15,01	0,03

AUTRES GRANITOÏDES

BEZIAKA	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	95				
Minimum	164,3	142,3	113,8	420,4	0,6
Maximum	203,4	182,7	150,7	534,6	0,8
Moyenne	192,4	170,6	136,3	499,3	0,7
Ecart-type	1,80	2,07	2,10	5,82	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,54	4,05	4,11	11,42	0,01
SUD BEZIAKA	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	86				
Minimum	169,6	144,5	112,5	428,4	0,6
Maximum	203,9	178,4	137,5	519,8	0,7
Moyenne	181,6	155,9	121,4	458,8	0,7
Ecart-type	2,06	2,02	1,32	5,27	0,00
Niveau de confiance (95%)	4,04	3,95	2,58	10,33	0,01
DIANFLA	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	146				
Minimum	142,7	146,8	109,9	406,3	0,7
Maximum	232,3	218,9	182,9	620,8	1,0
Moyenne	180,1	179,8	145,4	505,3	0,8
Ecart-type	1,89	1,70	1,65	5,06	0,01
Niveau de confiance (95%)	3,70	3,33	3,23	9,92	0,01
GOHITRE	<i>XS1</i>	<i>XS2</i>	<i>XS3</i>	<i>XS1+XS2+XS3</i>	<i>XS3/XS1</i>
Nombre d'échantillons	67				
Minimum	117,7	121,6	107,9	347,2	0,9
Maximum	151,5	161,9	145,3	458,7	1,0
Moyenne	131,8	138,4	126,8	397,0	1,0
Ecart-type	1,26	1,25	1,22	3,59	0,01
Niveau de confiance (95%)	2,47	2,45	2,38	7,03	0,01

METAVOLCANITES + METASEDIMENTS					
SE BONGOFLA	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	11				
Minimum	101,6	109,6	110,8	322,0	1,1
Maximum	118,4	125,4	127,4	371,2	1,2
Moyenne	110,5	118,7	120,7	349,8	1,1
Ecart-type	2,42	2,09	2,56	6,82	0,01
Niveau de confiance (95%)	4,75	4,09	5,02	13,36	0,02
SUD BONGOFLA (MSB)	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	95				
Minimum	110,1	129,8	135,6	382,2	1,1
Maximum	143,5	171,2	194,3	508,0	1,5
Moyenne	122,9	146,4	163,6	432,9	1,3
Ecart-type	1,39	1,99	2,79	5,87	0,02
Niveau de confiance (95%)	2,73	3,90	5,47	11,51	0,03
NORD BONGOFLA (MNB)	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	126				
Minimum	109,3	132,0	128,5	386,0	0,9
Maximum	155,4	176,1	213,7	534,2	1,7
Moyenne	126,9	148,8	165,5	441,1	1,3
Ecart-type	0,86	0,81	2,40	3,09	0,02
Niveau de confiance (95%)	1,70	1,59	4,71	6,05	0,04
METASEDIMENTS	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	53				
Minimum	141,4	158,6	164,6	465,1	0,8
Maximum	243,3	250,3	209,3	702,2	1,2
Moyenne	202,9	217,8	188,9	609,6	0,9
Ecart-type	5,52	4,97	2,70	12,94	0,02
Niveau de confiance (95%)	10,82	9,75	5,28	25,36	0,03

COUVERT VEGETAL FORETS

BEZIAKA	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	75				
Minimum	96,6	112,5	198,6	409,7	1,9
Maximum	119,9	139,9	241,4	489,0	2,4
Moyenne	105,4	121,5	225,8	452,7	2,1
Ecart-type	1,34	1,35	2,65	4,24	0,03
Niveau de confiance (95%)	2,63	2,64	5,18	8,32	0,06

SE GOHITAFLA	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	122				
Minimum	72,2	102,2	232,1	415,7	2,5
Maximum	101,2	122,8	255,0	479,0	3,4
Moyenne	82,0	111,9	249,7	443,6	3,1
Ecart-type	1,86	1,38	1,80	4,28	0,06
Niveau de confiance (95%)	3,64	2,70	3,52	8,38	0,12

Bordure GOHITRE	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	78				
Minimum	73,4	94,1	137,6	305,3	1,8
Maximum	114,3	141,6	255,0	510,6	3,1
Moyenne	87,5	114,1	201,5	403,1	2,3
Ecart-type	1,71	1,85	5,76	8,75	0,05
Niveau de confiance (95%)	3,36	3,62	11,28	17,14	0,10

NORD DIANFLA	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	135				
Minimum	91,5	109,2	141,2	347,0	1,5
Maximum	108,9	129,1	191,4	427,5	1,8
Moyenne	99,9	116,9	161,1	378,0	1,6
Ecart-type	1,43	1,78	3,78	6,65	0,03
Niveau de confiance (95%)	2,81	3,48	7,40	13,03	0,05

SE METAVOLCANITES	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	107				
Minimum	71,4	102,8	146,8	339,0	1,2
Maximum	141,2	163,7	255,0	519,9	3,0
Moyenne	101,3	128,8	203,0	433,1	2,1
Ecart-type	4,80	4,19	8,69	11,94	0,13
Niveau de confiance (95%)	9,40	8,21	17,03	23,40	0,26

COURS D'EAU

MARAHOUÉ	XS1	XS2	XS3	XS1+XS2+XS3	XS3/XS1
Nombre d'échantillons	35				
Minimum	107,9	95,6	91,5	301,8	0,7
Maximum	130,7	107,6	100,1	331,5	0,9
Moyenne	123,1	103,9	97,1	324,1	0,8
Ecart-type	4,22	2,16	1,47	5,62	0,04
Niveau de confiance (95%)	8,26	4,23	2,88	11,01	0,07

REGION EST DE GUINEE

Tableau 7:

SECTEUR DE DAMARO					
<i>Zones MIGMATITIQUES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	129				
Minimum	47,7	88,8	84,5	250,0	0,4
Maximum	154,0	184,7	240,7	551,3	1,5
Moyenne	104,2	123,1	150,1	377,4	0,9
Ecart-type	2,22	1,37	2,86	4,56	0,02
Niveau de confiance (95%)	4,35	2,69	5,60	8,95	0,04
<i>GRANITOÏDES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	70				
Minimum	84,9	132,7	113,4	368,1	0,6
Maximum	170,3	194,0	214,4	543,4	1,2
Moyenne	138,2	150,9	151,5	440,6	0,9
Ecart-type	2,17	1,41	2,21	4,16	0,02
Niveau de confiance (95%)	4,25	2,75	4,33	8,15	0,03
<i>VOLCANITES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	10				
Minimum	148,3	122,7	81,2	362,0	1,1
Maximum	173,8	150,3	131,2	453,7	1,3
Moyenne	157,6	137,5	108,6	403,7	1,1
Ecart-type	2,17	2,98	5,34	9,20	0,02
Niveau de confiance (95%)	4,26	5,85	10,46	18,02	0,05
<i>OMBRAGES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	12				
Minimum	3,1	33,7	0,0	50,5	0,1
Maximum	47,9	81,4	50,2	170,4	1,3
Moyenne	33,1	57,0	21,8	111,9	0,6
Ecart-type	3,86	4,51	4,60	10,89	0,09
Niveau de confiance (95%)	7,56	8,84	9,02	21,34	0,18
<i>VOLCANITES (W de l'ombre)</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	15				
Minimum	66,2	90,7	76,0	284,2	0,7
Maximum	228,8	133,7	177,7	523,4	2,1
Moyenne	183,4	115,6	149,0	448,0	1,6
Ecart-type	10,43	3,10	6,29	15,51	0,09
Niveau de confiance (95%)	20,43	6,07	12,33	30,39	0,18
<i>FORET SUR VOLCANITES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	19				
Minimum	126,1	82,9	34,1	243,1	1,5
Maximum	223,6	107,7	81,8	413,1	2,2
Moyenne	181,2	97,3	67,2	345,7	1,9
Ecart-type	4,32	1,49	2,49	7,61	0,03
Niveau de confiance (95%)	8,46	2,92	4,88	14,92	0,07

SECTEUR DE KEROUANE

<i>Zones MIGMATITIQUES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	31				
Minimum	51,20	12,40	118,20	194,90	1,40
Maximum	153,00	84,20	240,80	478,00	4,99
Moyenne	102,95	44,44	172,26	319,65	2,66
Ecart-type	4,89	3,60	4,39	11,58	0,18
Niveau de confiance (95%)	9,58	7,06	8,60	22,70	0,36

<i>GRANITE Type 1</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	47				
Minimum	12,40	51,20	118,20	194,90	0,20
Maximum	94,90	153,00	240,80	478,00	0,82
Moyenne	50,56	104,81	168,74	324,11	0,47
Ecart-type	3,45	3,30	3,18	8,13	0,03
Niveau de confiance (95%)	6,76	6,46	6,24	15,94	0,05

<i>GRANITE Type 2</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	42				
Minimum	46,80	57,90	38,90	188,60	0,41
Maximum	160,90	130,50	207,30	447,90	2,02
Moyenne	120,45	95,66	87,54	303,65	1,29
Ecart-type	4,46	2,61	5,74	7,51	0,05
Niveau de confiance (95%)	8,74	5,12	11,24	14,71	0,10

<i>VOLCANISME Mésozoïque</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	12				
Minimum	137,50	107,00	93,30	338,00	1,22
Maximum	181,80	135,70	155,90	457,30	1,70
Moyenne	160,26	114,90	125,10	400,26	1,40
Ecart-type	8,97	5,40	10,05	19,84	0,09
Niveau de confiance (95%)	17,58	10,59	19,69	38,88	0,18

<i>VOLCANISME Birimien</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	5				
Minimum	69,80	35,60	1,20	113,20	1,45
Maximum	85,00	48,30	10,80	135,00	2,38
Moyenne	76,84	40,26	5,52	122,62	1,94
Ecart-type	3,32	2,78	1,54	4,21	0,15
Niveau de confiance (95%)	6,51	5,45	3,03	8,25	0,30

SECTEUR DE N'ZEREKORE

<i>VEGETATION sur Granite1</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	17				
Minimum	216,00	22,90	15,00	269,70	5,20
Maximum	252,80	41,50	50,80	336,00	9,72
Moyenne	233,76	32,11	27,86	293,72	7,42
Ecart-type	2,68	1,11	2,12	4,30	0,27
Niveau de confiance (95%)	5,25	2,17	4,15	8,43	0,52

<i>VEGETATION sur Granite2</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	20				
Minimum	166,00	34,30	16,10	249,20	1,93
Maximum	231,90	95,00	68,60	374,20	6,76
Moyenne	189,52	64,00	37,41	290,93	3,09
Ecart-type	3,94	2,71	3,27	6,76	0,21
Niveau de confiance (95%)	7,73	5,32	6,41	13,25	0,41

<i>VEGETATION sur volc. Mésoz.</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	10				
Minimum	176,20	26,70	4,70	236,00	3,42
Maximum	228,80	53,00	33,30	278,20	8,57
Moyenne	190,40	45,94	18,19	254,53	4,36
Ecart-type	4,69	2,33	2,97	4,68	0,48
Niveau de confiance (95%)	9,20	4,57	5,81	9,18	0,94

<i>CULTURES CEREALIERES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	10				
Minimum	108,50	78,10	206,80	404,60	1,27
Maximum	137,80	94,60	222,30	454,40	1,48
Moyenne	122,93	88,47	215,65	427,05	1,39
Ecart-type	5,20	2,86	2,34	9,09	0,04
Niveau de confiance (95%)	10,20	5,61	4,58	17,82	0,07

SECTEUR DE BEYLA (Mt NIMBA)

<i>MARECAGES</i>	<i>TM4</i>	<i>TM2</i>	<i>TM5</i>	<i>TM4+TM2+TM5</i>	<i>TM4/TM2</i>
Nombre d'échantillons	20				
Minimum	0,00	33,90	0,10	35,40	0,00
Maximum	25,20	130,40	35,20	180,50	0,39
Moyenne	7,20	66,38	12,24	85,81	0,10
Ecart-type	1,76	7,24	2,81	11,35	0,02
Niveau de confiance (95%)	3,46	14,19	5,50	22,25	0,04

Annexe 2

OUTILS D'ANALYSE PETRO-STRUCTURALE
DEFINITION DES OBJETS
DEFINITION DES TERMES USUELS

I. OUTILS D'ANALYSE PETRO-STRUCTURALE ET DEFINITION DES OBJETS D'ETUDE

Nous avons utilisé les méthodes les plus courantes d'analyse structurale (observations et mesures de terrain, analyse de fabrique et de cinématique sur sections précises). L'analyse d'image nous a permis de déterminer statistiquement, dans les cas délicats, l'orientation de certains minéraux colorés tels que la biotite. Enfin nous avons comparé l'ensemble des résultats précédents avec les mesures par anisotropie de susceptibilité magnétique (ASM). Ce sont ces deux dernières techniques que nous décrivons brièvement.

Notons que l'utilisation de la goniométrie de texture s'est avérée négative notamment en ce qui concerne l'identification des phases minérales.

I-1: L'ANALYSE D'IMAGE APPLIQUEE A LA MESURE DES ORIENTATIONS DES MINERAUX

La technique de l'analyse d'images est souvent utilisée en géologie: mesure de la taille et de la répartition des grains, mesure de déformation finie, mesure des orientations d'objets, etc (Daniel *et al.*, 1988; Lapique *et al.*, 1988). Nous l'utilisons pour déterminer l'orientation, dans différents plans, de minéraux colorés tels que la biotite, qui constitue le minéral ferromagnésien coloré du granite de Ferké. La biotite est utilisée parce que c'est un minéral beaucoup plus séparable par rapport aux autres minéraux et un bon marqueur de l'orientation minérale.

I-1-1: Méthode

A partir d'échantillons orientés, nous avons réalisé des sections selon les plans XZ (plan perpendiculaire à la foliation et parallèle à la linéation) et YZ (plan perpendiculaire à la foliation et perpendiculaire à la linéation), (fig. 1).

Ces sections sont ensuite scannérisées (échelle 1) pour créer un fichier numérique image en 256 niveaux de gris (fichier *.TIF). Grâce aux logiciels d'analyse d'images (Ximages PC™ et Image Tool™), nous réalisons certaines opérations (binarisation, morphologie mathématique et mesures) afin d'atteindre les objectifs fixés. Nous avons représenté dans la figure 2 les différents traitements effectués. Les mesures de surface, de longueurs et d'orientations ont été effectuées à partir du rectangle circonscrit à chaque objet. Nous avons représenté un exemple de traitement effectué à une section de roche et les résultats des mesures (voir fig. 3).

Cette méthode permet également de quantifier les minéraux colorés et d'estimer les variations de faciès dans les sections en complément à l'analyse pétrographique (Lapique *et al.*, 1988).

I-1-2: Inconvénients et limites de la méthode

Si cette méthode est adaptée à la mesure d'orientations de la biotite, plusieurs inconvénients peuvent être notés, notamment lorsque la roche présente une texture très fine. En effet, compte tenu de l'échelle à laquelle nous travaillons (taille maximum des cristaux de biotite souvent inférieure 4 mm), la précision de l'extraction est alors insuffisante (Marschallinger, 1997).. Il convient donc d'effectuer plusieurs mesures et d'en dégager une moyenne. Un autre inconvénient réside quelquefois dans la confusion entre la biotite et certains oxydes. Même si cette confusion ne présente pas toujours d'obstacles à la mesure d'orientations, elle peut par contre entraîner une mauvaise estimation de la quantité de biotite.

Les données obtenues sont présentées lors de l'étude des structures des massifs granitiques.

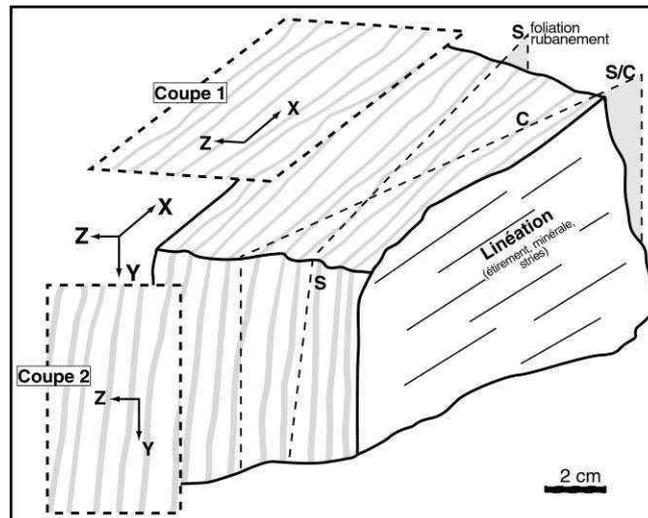


Figure 1: Schéma représentant les différentes coupes dans un échantillon orienté.

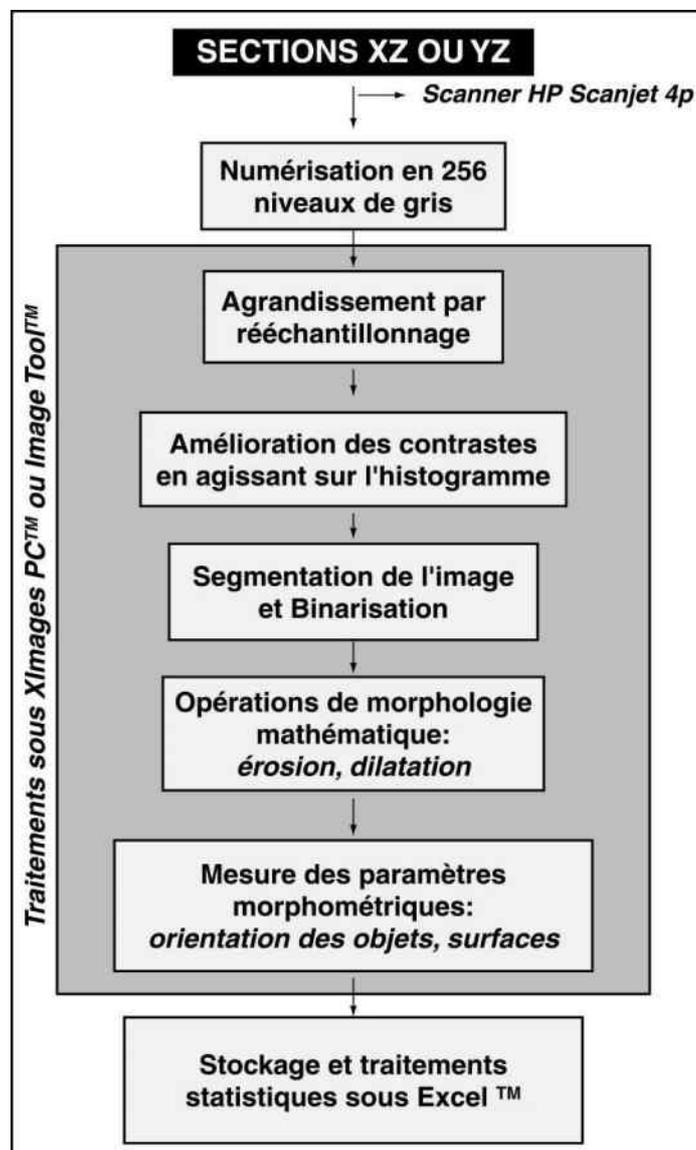


Figure 2: Organigramme du traitement de section quelconque d'un échantillon orienté en analyse d'image.

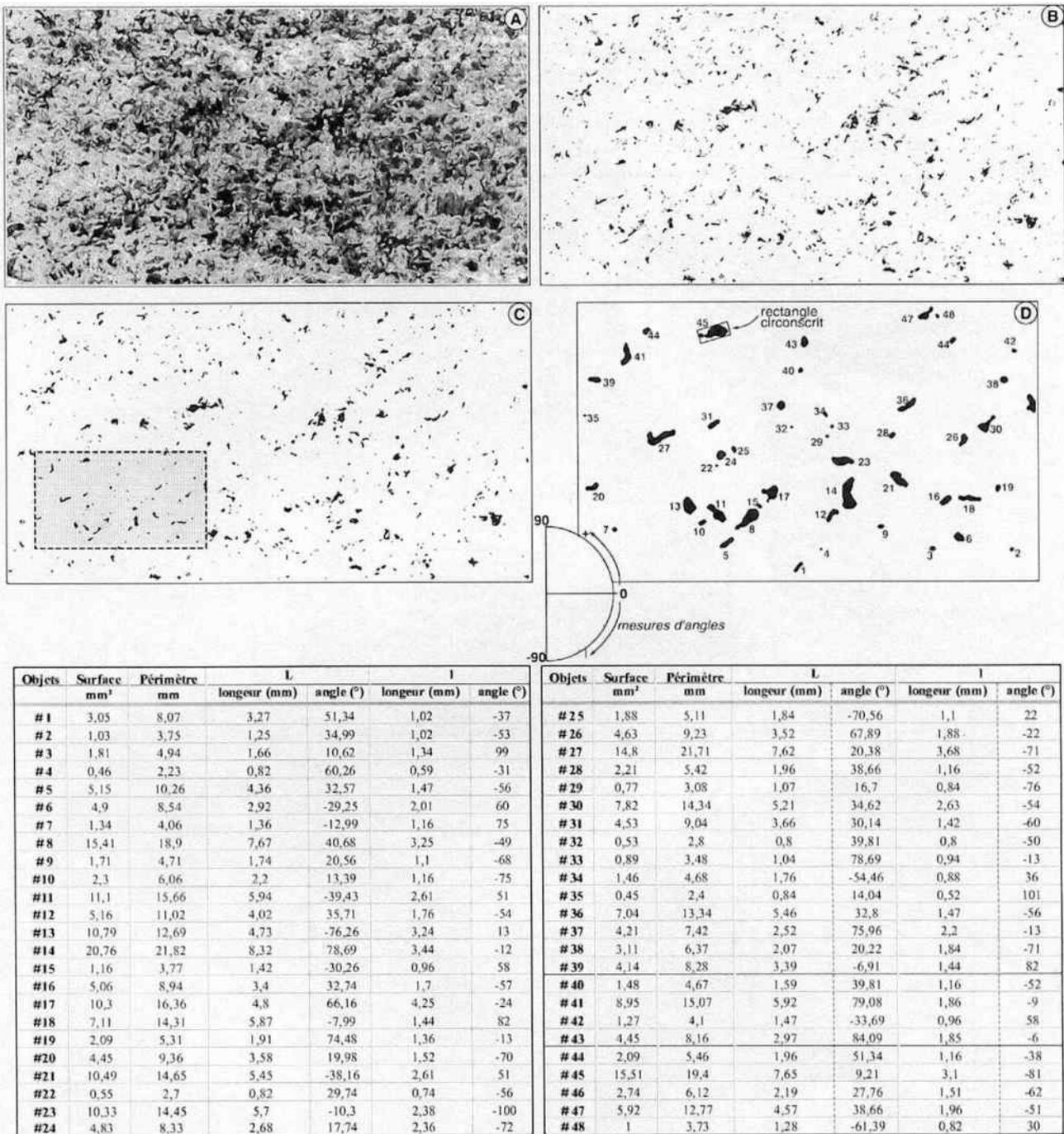


Figure 3: Application de l'analyse d'image aux mesures d'orientations de minéraux ferromagnésiens. - Décomposition de l'information contenue dans l'image; A: image d'origine en niveaux de gris 8 bits; B: seuillage et binarisation; C: érosion et dilatation; D: agrandissement d'une partie de l'image C et indexation des objets. La méthode de mesures quantitatives de l'orientation des minéraux est basée sur le rectangle circonscrit à chaque objet. Le tableau représente ces mesures quantitatives. L=grand axe, l=petit axe.

I-2: L'ANISOTROPIE DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE**I-2-1: Généralités**

L'Anisotropie de Susceptibilité Magnétique (ASM) est utilisée en analyse structurale des granitoïdes comme outil:

- d'indication de la déformation (Borradaile, 1991; Housen *et al.*, 1995);
- de complément à l'analyse de la fabrique (Richter *et al.*, 1993);
- de reconnaissance de phases multiples de la déformation (Benn *et al.*, 1993; Bouchez et Gleizes, 1995; Riller *et al.*, 1996);
- d'analyse quantitative de la fabrique magmatique (Bouchez *et al.*, 1990; Archanjo *et al.*, 1994; Cruden et Launeau, 1994).

La difficulté d'évaluer la linéation ainsi que les directions variables de la foliation (magmatique, sub-magmatique ou post-magmatique) dans le batholite de Ferké et son encaissant nous ont poussé à utiliser la technique de l'anisotropie de la susceptibilité magnétique qui permet, en plus de l'aspect directionnel, une approche semi-quantitative de la déformation. En effet, la plupart des travaux récents ont prouvé le lien étroit entre les cartes ASM et les cartes structurales classiques, entre la fabrique magnétique et la fabrique magmatique (Amice, 1990; Bouchez *et al.*, 1990; Gleizes, 1992; Archanjo, 1993), entre le gradient de métamorphisme et la susceptibilité magnétique (Riller *et al.*, 1996). Cette méthode (en plus de l'aspect structural) nous permettra de déterminer éventuellement les variations de types pétrographiques dans le batholite de Ferké.

I-2-2: Définition de la susceptibilité

La susceptibilité magnétique **k**, correspond au rapport entre la magnétisation appliquée **M** et la valeur du champ inducteur **H** telle que: **M=k.H**.

Certains minéraux présentent une anisotropie de susceptibilité magnétique, c'est-à-dire que leur intensité d'aimantation sous l'action d'un champ externe, varie dans l'espace. On distingue quatre grands groupes de matériaux:

Matériaux	Magnétisation (M)	Susceptibilité (k)	Exemples
Diamagnétiques	inverse du champ externe	< 0; indépendante de la température	Quartz: $k_{\text{dia}} = -1,4 \cdot 10^{-5}$ SI (Hrouda, 1986; Rochette, 1987)
Paramagnétiques	même direction que le champ externe	> 0; varie en fonction de la température; Fe^{2+} , Fe^{3+} et Mn^{2+} sont responsables du comportement paramagnétique des silicates tels que les micas, les amphiboles, les pyroxènes, les grenats,...	Roche plutonique: $k_{\text{para}} < 50 \cdot 10^{-5}$ SI (Archanjo <i>et al.</i> , 1992)
Ferromagnétiques	même direction que le champ externe avec le même sens (ferromagnétisme) ou de sens inverse (ferrimagnétisme)	> 0; et dépend de la valeur du champ externe initial non nul (remanence)	Pyrite: $k_{\text{ferro}} = 0,001$ SI Magnétite: $k_{\text{ferro}} = 6,2$ SI
Antiferromagnétiques	même direction que le champ externe mais de sens opposé	dépend de la température $k_{\text{af}} > 0$ et k_{para}	ilménite, hématite, goéthite

Tableau 1: Caractéristiques générales de certains matériaux magnétiques.

L'ASM traduisant la variation de la propriété physique, \mathbf{k} , varie suivant les directions du champ magnétique appliqué. Cette anisotropie est représentée par les trois axes majeurs de l'ellipsoïde de la susceptibilité magnétique: $\mathbf{K}_1, \mathbf{K}_2, \mathbf{K}_3$ avec $K_1 > K_2 > K_3$.

L'orientation de K_1 dépend tantôt de son anisotropie de forme, tantôt de son réseau cristallographique. L'*anisotropie de forme* provient de l'inégalité de l'aimantation selon les différentes directions; la susceptibilité est maximale dans la direction d'allongement du grain (cas des minéraux ferromagnétiques). Dans le cas des granites à magnétite, l'anisotropie est contrôlée à la fois par l'anisotropie de forme des minéraux magnétiques et par l'orientation du grand axe des grains (Archanjo, 1993), (fig. 4). L'*anisotropie du réseau cristallographique ou anisotropie magnéto-cristalline* provient de l'orientation préférentielle de l'aimantation suivant les axes privilégiés du réseau cristallin des minéraux (cas des silicates ferrières tels que l'amphibole et la biotite). Lorsque K_1 est orienté suivant le grand axe de l'ellipsoïde de forme ou le grand axe cristallographique $\langle c \rangle$, la fabrique magnétique est alors *normale* (cas de la biotite). Dans d'autres cas, K_1 peut coïncider avec le petit axe de l'ellipsoïde de forme, on parle alors de fabrique magnétique *inverse* (cas de la tourmaline). Les concentrations des différents intervenants magnétiques dans une roche conditionnent la susceptibilité.

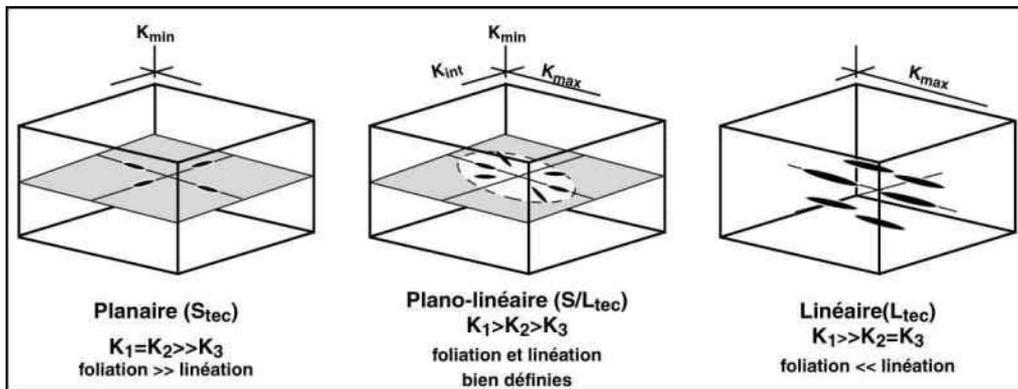


Figure 4: Fabrique magnétique induite par la distribution de grains allongés de minéraux magnétiques. - d'après Archanjo (1993).

I-2-3: Minéraux porteurs

De façon générale, des expériences sont menées afin de déterminer les minéraux magnétiques intervenant dans la fabrique: analyse de poudre d'échantillons et/ou de minéraux. Ces minéraux sont, pour les granites, les feldspaths potassiques, les plagioclases, les amphiboles, les phyllosilicates (muscovite et surtout la biotite) et les minéraux ferromagnétiques. La susceptibilité magnétique est également influencée par la présence ou non de minéraux ferromagnétiques (magnétite, pyrite et autres oxydes).

I-2-4 Appareillage de mesure et données

Nous avons utilisé 306 cubes ($2 \times 2 \times 2 \text{ cm}^3$) extraits d'échantillons. Le prélèvement des échantillons orientés, sur le terrain, dépend des conditions d'affleurement. La figure 5 indique les différents sites étudiés. Toutes les mesures de susceptibilité ont été effectuées au Laboratoire de Magnétisme des Roches d'Orléans avec un appareil Kappabridge KLY-3S. Les données statistiques ont été évaluées avec le programme ANISOSOFT. Les résultats des mesures sont consignés dans le tableau 2. Plusieurs paramètres sont utilisés pour caractériser l'ASM:

- susceptibilité moyenne: $\mathbf{K}_m = (K_1 + K_2 + K_3) / 3$,
- intensité de la fabrique linéaire: $\mathbf{L} = K_1 * K_2$,
- intensité de la fabrique planaire: $\mathbf{F} = K_2 / K_3$,
- degré d'anisotropie corrigé: $\mathbf{P}_j = \exp 2[(y_1 - y_m)^2 + (y_2 - y_m)^2 + (y_3 - y_m)^2]$
avec $y_{i=1,2,3} = \ln(K_i)$
et $y_m = (n_1 + n_2 + n_3) / 3$,
- pourcentage d'anisotropie: $\mathbf{P}\% = [(K_1 / K_3) - 1] * 100$,
- la forme de l'ellipsoïde (ou paramètre de Flinn): $\mathbf{T} = 2(n_2 - n_3)(n_1 - n_3) - 1$.

- si $1 \geq T > 0$, la fabrique dominante est planaire; si $-1 \leq T < 0$; la fabrique dominante est linéaire. Les diagrammes $T=f(P_i)$ et $L=f(F)$ sont couramment utilisés pour traiter les caractères généraux de l'ASM.

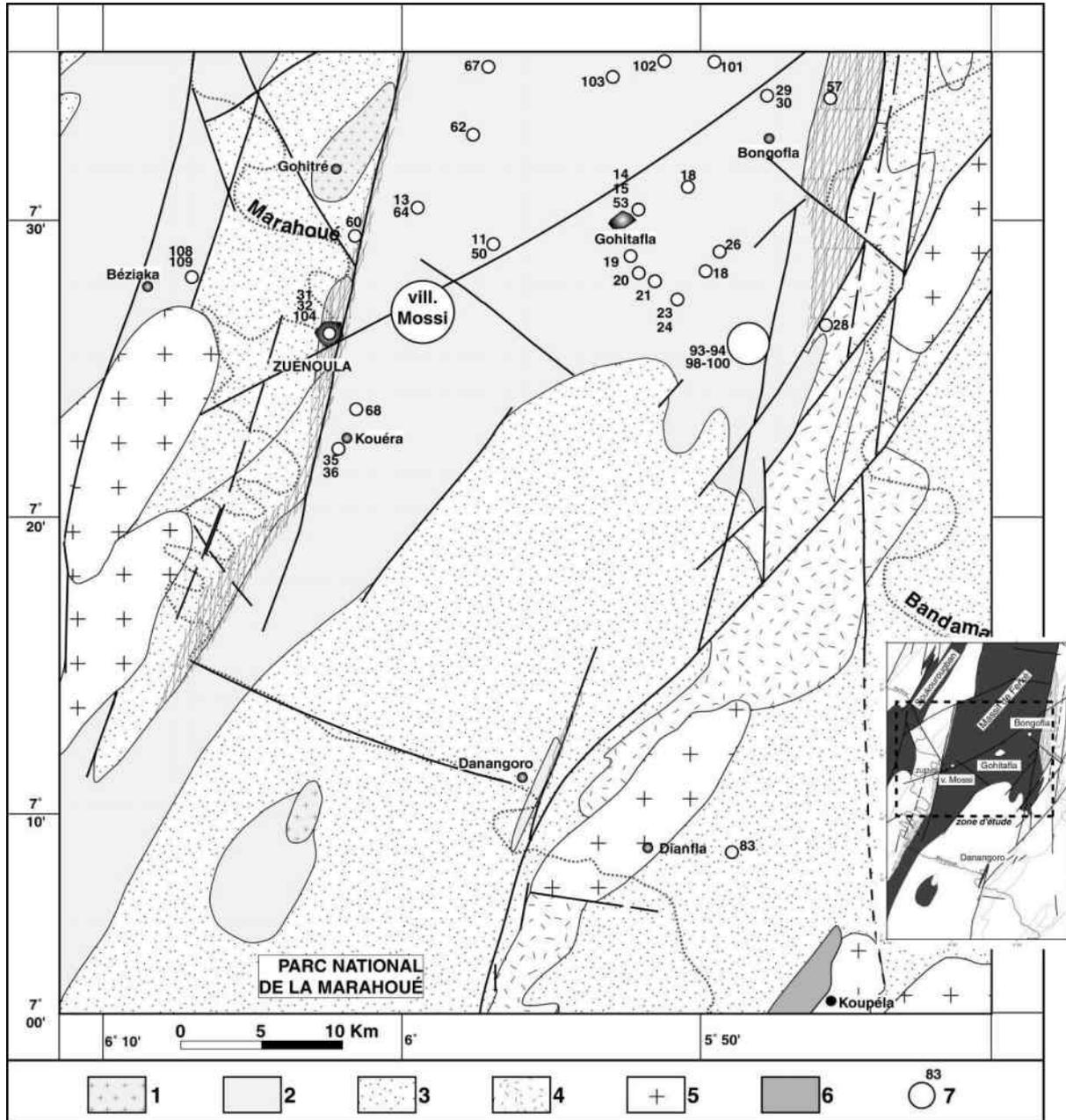


Figure 5: Carte géologique simplifiée de la région de Zuénoula et sites d'études ASM. - 1: Granites circonscrits des bassins; 2: batholite de Ferké; 3: Bassins sédimentaires et métavolcanosédiments; 4: Ensemble volcanique indifférencié (méta-andésites, méta-dacites, pyroclastites); 5: Granitoïdes des ceintures; 6: Volcanites tholéïtiques des ceintures de roches vertes; 7: Localisation et numéro du site.

Echantillon	Localité	Nbre échts	Km (10-5) SI		L	F	Pj	P%	Flinn L/F	T	Directions			
			movenne	ecart-type							l magn.	f magn.	l terrain	f terrain
GRANITES à DEUX MICAS														
<i>Massif du Village MOSSI</i>														
Zu 01		4	23,26	0,36	1,02	1,05	1,07	6,8	0,97	0,36		N165-65W		N175-65W
Zu 02		5	116,90	11,31	1,03	1,05	1,08	7,8	0,98	0,39	25/N275	N60-40N_N105-70S		
Zu 05		7	21,86	0,94	1,03	1,06	1,09	9,2	0,97	0,33	15/N50	N35-30E	20/N235	N55-65W
Zu 06		8	68,39	2,24	1,03	1,09	1,13	12	0,94	0,48	20/N210	N40-40W	20/N200	N55-20W
Zu 07		5	5,72	0,04	1,04	1,03	1,06	6,2	1,01	-0,17	20/N40		30/N35	N140-10N
Zu 08		6	5,62	1,18	1,06	1,01	1,07	6,4	1,05	-0,82	10/N340_20/N35		10/N35	
Zu 09		3	8,41	0,18	1,02	1,13	1,17	15	0,90	0,72		N45/10N		N80-20N
Zu 37		2	29,54	1,48	1,03	1,06	1,09	8,8	0,97	0,32		N30-45E	15/N210	N130-15S
Zu 38	Village	2	53,26	2,86	1,06	1,01	1,08	7,2	1,05	-0,73	25/N145		10/N130	N130-20S
Zu 39	Mossi	2	80,97	3,17	1,05	1,05	1,10	10	1,00	0,07	05/N300	N120-45N	05/N110	N115-10W
Zu 40		4	155,53	5,06	1,04	1,07	1,12	12	0,97	0,26	15/N28	N40-50W_N70-25W	10/N110	N150-60W
Zu 41		6	50,23	2,86	1,03	1,02	1,05	5,1	1,01	-0,31	70/N110			N120-05N
Zu 44		4	53,18	1,66	1,03	1,06	1,09	8,7	0,97	0,33		N65-40W		N65-10W
Zu 45		3	31,84	1,11	1,08	1,15	1,24	24	0,94	0,32		N40-75W	05/N60	N60-80W
Zu 46		6	6,63	0,83	1,03	1,04	1,08	7,8	0,99	0,08	10/N260	N65-50W	10/N245	N65-10W
Zu 47		2	46,12	4,92	1,02	1,07	1,09	8,6	0,95	0,57		N60-55W	20/N245	N65-70W
Zu 48		2	5,82	0,35	1,01	1,03	1,05	4,7	0,98	0,41		N10-60W		N65-85W
Zu 49		4	24,45	2,19	1,03	1,12	1,16	15	0,92	0,56		N35-20NW		N40-20W
<i>Massifs de Gohitafla + campement Sénoufo+Guériafla</i>														
Zu 14	Gohitafla	4	99,08	7,50	1,34	1,13	1,54	55	1,19	-0,41	20/N55	N55-70E		N70-60E
Zu 15	"	7	47,68	0,10	1,15	1,12	1,30	47	1,03	0,01	15/N35	N35-65W		N45-70W
Zu 53b	"	3	14,37	1,20	1,18	1,07	1,27	26	1,10	-0,37	10/N45	N55-40W_N35-70E		N50-25E
Zu 53c	"	3	21,56	3,23	1,15	1,12	1,29	28	1,03	-0,08	"	"		"
Zu 17	Ouréitafla	6	42,28	2,50	1,04	1,15	1,22	24	0,90	0,57		N105-50N		N130-40N
Zu 18	"	4	266,25	2,10	1,38	1,13	1,59	56	1,22	-0,45	10/N235	N40-65W		N50-25E
Zu 19	"	6	549,78	21,12	1,61	1,20	1,99	98	1,34	-0,51	20/N235	N60-50E		N30-70W
Zu 20	C. sénoufo	3	164,30	10,10	1,42	1,19	1,70	67	1,19	-0,34	10/N230			
Zu 21	"	2	6,66	0,10	1,04	1,08	1,12	12	0,96	0,36		N110-25S	30/N220	N80-30S
Zu 23	"	5	46,34	1,80	1,06	1,15	1,22	22	0,92	0,40		N150-20E		N110-15E
Zu 24	"	8	29,37	2,60	1,04	1,05	1,09	8,7	0,99	-0,05	25/N50	N65-70W		
Zu 26	"	10	437,80	21,50	1,13	1,10	1,26	26	1,03	-0,14	05/N65	N50-15SE	30/N65	N65-30SE
Zu 58	"	6	101,40	7,53	1,08	1,05	1,14	14	1,03	-0,19	07/N233	N35-25W	10/N210	N40-25W
Zu 59a	"	4	7,98	0,10	1,03	1,07	1,11	11	0,96	0,35	20/N210	N30-85W	10/N40	N130-10N
Zu 59b	"	4	337,00	8,05	1,21	1,09	1,32	31,0	1,11	-0,38	05/N50	N95-05N	10/N40	N130-10N
Zu 93	Guériafla	6	2,19	0,30	1,04	1,02	1,06	6,3	1,02	-0,19	05/N215	N35-20W	10/N210	N40-10W
Zu 94	"	7	101,74	2,90	1,14	1,07	1,22	154	1,07	-0,30	30/N340			N30-20W
Zu 96	"	6	143,32	3,00	1,33	1,06	1,44	40	1,25	-0,67	40/N260			N115-05N
Zu 98	"	4	242,80	4,90	1,24	1,02	1,30	27	1,22	-0,80	10/N60		20/N230	N50-40E
Zu 100	"	8	820,23	72,80	1,32	1,03	1,40	35	1,28	-0,84	15/N150		05/N220	
Zu 29	Bongofla	7	326,36	28,07	1,09	1,03	1,13	13	1,06	-0,44	20/N210			N175-15W
Zu 30	Encl. gr. Bongofla	4	1188,75	5,66	1,11	1,19	1,33	33	0,93	0,24		N25-20W	00/N00	N00/20W
Zu 101	Nord Ouréitafla	4	33,12	3,19	1,06	1,07	1,13	13	0,99	0,08	25/N30	N100-25N		N90-10N
Zu 102	"	3	104,52	17,59	1,03	1,03	1,06	5,8	1,00	-0,07		N140-10E		N155-30E
Zu 103	"	2	40,38	1,36	1,07	1,17	1,26	25	0,91	0,42	30/N340	N160-30E	10/N300	N80-35N
<i>Orthogneiss</i>														
Zu 11	Kouréfla	7	1,97	0,12	1,04	1,05	1,10	9,5	0,99	0,16	10/N225	N45-90	20/N205	N40-90
Zu 50	"	4	1,97	0,19	1,02	1,07	1,09	9,1	0,95	0,47	10/N225	N45-80W	15/N200	N45-80W
Zu 57	Bongofla	4	2,76	0,33	1,05	1,09	1,15	14	0,96	0,31	15/N200	N20-90	05/N25	N25-90
<i>Autres</i>														
Zu 13	Badiéfla	4	6,58	0,29	1,02	1,07	1,09	8,7	0,95	0,59		N20-30W		N35-60W
Zu 64	"	3	9,02	1,04	1,04	1,08	1,12	12	0,96	0,38		N50-70W	15/N210	N40-80W
Zu 35	Kouéra	8	3,76	0,76	1,07	1,11	1,18	18	0,96	0,22		N25-50W		N20-50W
Zu 36	"	7	4,34	0,38	1,07	1,06	1,13	13	1,01	-0,06		N45-60W		N25-60W
Zu 68	"	6	3,81	1,24	1,05	1,08	1,13	13	0,97	0,25	10/N185	N05-30W	05/N200	N20-25W
Zu 62	Zigofla	5	3,26	0,54	1,00	1,05	1,06	5,7	0,95	0,77		N45-10SE	05/N205	N125-05N
Zu 67	Vouéboufla	6	33,45	2,71	1,23	1,10	1,37	36	1,12	-0,32	40/N245		05/N15	N15-75W
Zu 33	Béziaka	8	1,55	0,20	1,03	1,08	1,11	11	0,95	0,48		N45-30E		N35-30E
Zu 108	"	4	352,48	22,34	1,12	1,15	1,29	29	0,97	0,11		N20-25W		N20-25E
Zu 109	"	6	496,30	23,02	1,31	1,16	1,53	52	1,13	-0,31	10/N30			N15-80E
<i>DIVERS (encaissant)</i>														
Zu 31	Ultramyl_Zuénoula	5	32,18	2,19	1,09	1,19	1,30	30	0,92	0,32	05/N215	N35-85W	15/N215	N35-80E
Zu 32	Ultramyl_Zuénoula	5	24,91	0,57	1,04	1,09	1,33	13	0,95	0,42	20/N225	N40-60W		N40-70W
Zu 104	Ultramyl_Zuénoula	2	18,96	2,15	1,05	1,05	1,12	12	1,00	-0,06	15/N230	N50-85W		N50-75W
Zu 28	MétaVolc.Séd.	8	56,63	2,64	1,06	1,10	1,17	16	0,96	0,23		N30-30E		N25-50E
Zu 60	Schiste	7	27,22	2,93	1,07	1,11	1,19	19	0,96	0,22			15/N50	N50-75W
Zu 83	Grauwackes	5	306,58	7,42	1,11	1,27	1,43	42	0,87	0,39		N50-85E	15/N220	N40-90

Tableau 2 : Données ASM et directionnelles des massifs granitiques étudiés.

II. DEFINITION DES OBJETS: DELIMITATION DE QUELQUES UNITES PLUTONIQUES

La délimitation des unités plutoniques est basée, à la fois, sur les résultats de téléanalyse, sur une homogénéité pétrographique et sur un nombre d'affleurements suffisant.

II-1: RAPPEL DES RESULTATS DE TELEANALYSE

L'étude linéaire par téléanalyse (imagerie SPOT et Landsat TM) du batholite de Ferké a permis d'identifier des structures subcirculaires à radiales. Ces dernières sont emboîtées les unes dans les autres ou accolées les unes aux autres (voir chapitre II). Ces structures sont nettement plus visibles au coeur de l'ensemble granitique. Dans les zones de bordure, où nous avons des fractures décrochantes, ces structures sont moins individualisées. On a pu également observer des structures subcirculaires dans les métasédiments du bassin de la Marahoué dans les zones à "l'abri" des fractures décrochantes. Il est alors important de savoir si ces structures peuvent être considérées comme liées à des variations pétrographiques, à différents comportements structuraux ou à une géométrie locale de massifs granitiques; en d'autres termes si les structures subcirculaires observées dans le batholite de Ferké traduisent une dynamique de ce batholite. Afin d'apporter des solutions à ces différentes préoccupations, nous avons choisi des massifs granitiques dont l'analyse linéaire est nette. L'homogénéité pétrographique et un nombre suffisant d'affleurements ont permis de définir des unités plutoniques.

II-2: DECOUPAGE PETROGRAPHIQUE

Le granite de Ferké est constitué d'un ensemble de massifs et plutons à biotite et muscovite plus ou moins primaires. La présence fréquente de pegmatite à muscovite et tourmaline traduit des conditions de saturation en eau de ces magmas. Ces caractères généraux ne reflètent pas pour autant une homogénéité des massifs et plutons du batholite de Ferké. La quantité de micas (muscovite et biotite) et de feldspaths peut varier d'un massif à l'autre. Nous avons représenté dans la figure les compositions modales moyennes de types pétrographiques caractéristiques.

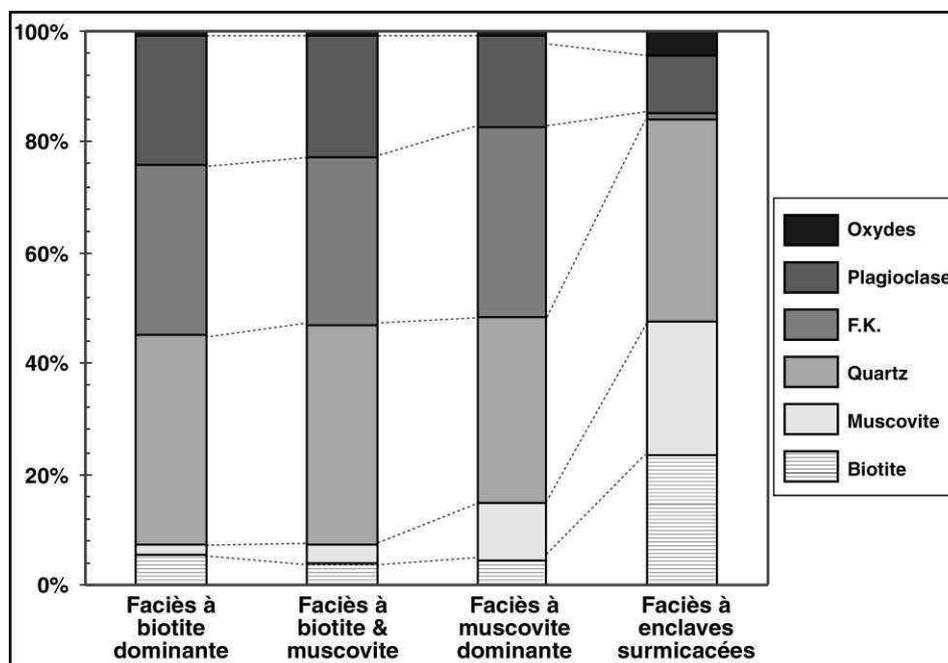


Figure 6: Composition modale (au compteur de points) des types pétrographiques principaux du batholite de Ferké (secteur de Zuénoula).

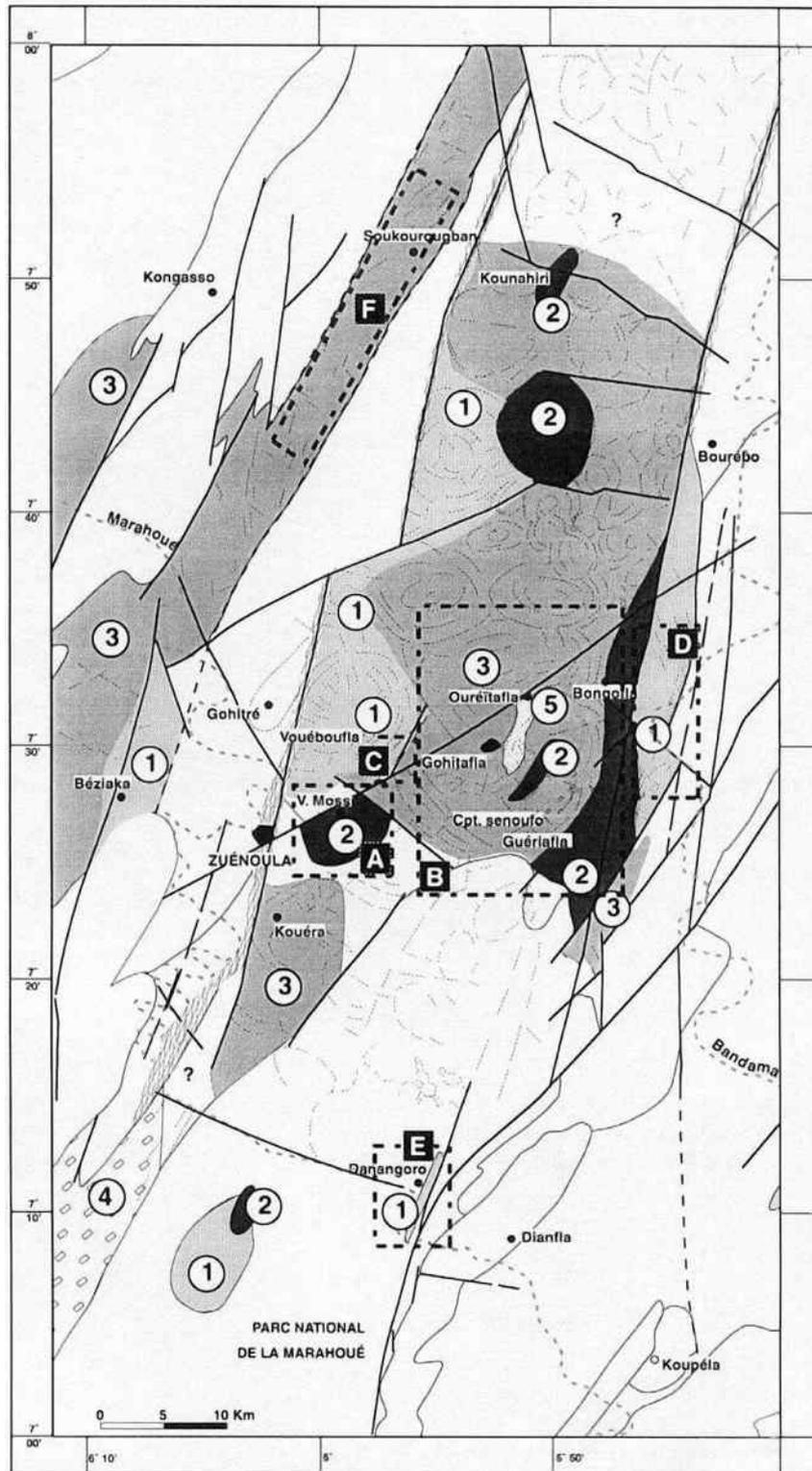


Figure 7: Répartition des types pétrographiques dans le batholite de Ferké dans la région de Zuénoula. - 1: type pétrographique à muscovite dominante; 2: type pétrographique à biotite dominante; 3: type pétrographique à biotite et muscovite; 4: type pétrographique à mégacristsaux de feldspaths; 5: type pétrographique à magnétite. - A=massif du village Mossi; B=massifs de Gohitafla-Ouréitafla-campement Senoufo-Guériafla; C=massif de Kouréfla; D=massif de Bongofla-est; E=apophyse granitique de Danangoro; F=bande granitique de Soukourougban.

Nous pouvons, à partir, de la quantité relative de la muscovite par rapport à la biotite d'une part, et d'autre part de la quantité de feldspaths, définir trois grands types pétrographiques:

- un **type pétrographique plus riche en muscovite (Fms)**: généralement sur la bordure et dans les zones de cisaillement;
- un **type pétrographique plus riche en biotite (Fbt)**: au coeur et parfois sur la bordure est;
- un **type pétrographique plus riche en mégacristaux de feldspaths (FMf)**: dont la teneur en une espèce de micas peut également varier d'un massif à l'autre.

En plus de ces trois grands types pétrographiques, nous avons des massifs riches en magnétite dont la taille peut atteindre 6 mm. Nous décrivons certains massifs dont la composition reflète les trois types pétrographiques définis plus hauts. La figure 7 donne un aspect de la variation pétrographique de la région de Zuénoula comparée aux données linéamentaires SPOT.

II-2-1: Le type pétrographique à muscovite dominante

- **Le massif de Vouéboufla** (NE Zuénoula): *N7°35'54,8" / W5°57'24,0"*

Il est constitué d'une roche claire à légèrement rosâtre avec une granulométrie moyenne à grossière. Les cristaux de muscovite sont de grande taille (≈ 5 mm). Beaucoup de pegmatite et de traînées surmicacées recoupent ce massif. Il ne contient aucune enclave sédimentaire bien qu'il soit proche des métasédiments arkosiques.

- **Le massif de Béziaka** (W de Zuénoula): *N7°27'06,6" / W6°08'35,7"*

Il affleure localement en petites dalles. C'est une roche claire à granulométrie très fine (< 1 mm) avec du quartz, des feldspaths et de la muscovite. La taille plus grossière des feldspaths lui donne un aspect porphyroïde. La biotite est subordonnée.

- **L'apophyse granitique de Danangoro** *N7°08'25,2" / W5°56'13,97"*

C'est un petit massif allongé qui affleure dans les métasédiments à l'Ouest de la granodiorite de Dianfla. C'est une roche pegmatitique accompagnée de filons de quartz et d'aplite. Les cristaux de muscovite sont de grande taille. Quelques cristaux de grenat s'accumulent à l'interface pegmatite-aplite. Par endroits, le granite est leucocrate, riche en muscovite. Il est accompagné de pegmatite et d'une enclave de micaschiste de taille métrique. La roche est également affectée par des fractures décrochantes sénestres.

- **Les orthogneiss de Kouréfla et de l'Est de Bongofla**

Ces plutons affleurent sous forme de petites dalles allongées. Le pluton de Kouréfla est situé entre le massif de Vouéboufla à l'Ouest et le massif granitique de Gohitafla à l'Est. C'est une roche claire riche en muscovite, pegmatite, aplite, qui peut localement passer à des types pétrographiques plus sombres plus riches en biotite. L'orthogneiss à l'Est de Bongofla (bordure est du batholite de Ferké) est également riche en muscovite, mais n'est pas affecté par la pegmatitisation.

II-2-2: Le type pétrographique à biotite dominante

- **Le massif du village Mossi** *N7°27'13,0" / W6°00'20,9"*

C'est un massif de couleur rosâtre à grain moyen, riche en feldspath. La biotite est abondante. On ne note pas la présence de pegmatite ni d'aplite.

Beaucoup de schlierens et enclaves surmicacées aplaties se rencontrent sur sa bordure. Localement la roche est très enrichie en biotite. La teneur en muscovite augmente vers le Nord à l'approche du granite de Vouéboufla.

- **Le massif Gohitafla-Ouréïtafla** *N7°29'38,8 / W5°46'19,0"*

Situé au centre de la région de Zuénoula, ce massif affleure en petites collines. C'est une roche claire à gris clair. A Gohitafla, on note beaucoup de pegmatite alors qu'à Ouréïtafla, le granite est parcouru d'enclaves allongées riches en biotite, feldspaths, quartz et quelques sulfures. Au SE de ce granite, on observe des filons de quartz tardifs dépourvus de biotite riches en oxydes (magnétite).

- **Le massif du campement Senoufo** *N7°29'38,8 / W5°46'19,0"*

Il est situé beaucoup plus au SE du massif de Ouréïtafla. Il est de couleur gris clair à granulométrie moyenne. Il est riche en biotite. La présence de quelques phénocristaux de plagioclase lui confère un léger caractère porphyroïde. Ce granite est accompagné de pegmatite.

• Le massif de Kounahiri

Ce massif est situé à la bordure Nord de la région de Zuénoula. C'est une roche claire à légèrement rosâtre plus ou moins riche en biotite avec peu ou pas de muscovite. On note également la présence d'ilménite. D'autres massifs présentent quelques unes des caractéristiques citées plus haut. C'est le cas du granite de Bongofla, riche en biotite avec des enclaves de granite microgrenu de couleur sombre, le granite de Kouéra au sud du village Mossi également riche en biotite.

Plus au Sud entre les régions SASCA et Zuénoula, le granite de Daloa est une roche claire à biotite et muscovite à aspect rubané. Au Sud de Daloa, nous avons un granite riche en muscovite qui devient porphyroïde. Des mégacristaux de plagioclase (5 à 10 mm) et de grands cristaux de muscovite constituent les phases minérales les plus remarquables. Ces granites constituent le troisième type (**FMf**). Ce dernier a une faible étendue par rapport aux autres types.

Plus on va vers le Sud, plus nous avons un enrichissement en muscovite et pegmatite. C'est le cas par exemple à Méagui ($N5^{\circ}24'03,8'' / W6^{\circ}33'06,6''$), dans la région SASCA, où le granite est leucocrate avec des structures d'écoulement et des pegmatites. De la sillimanite n'a été rencontrée que dans ce seul massif. Les granites à deux micas du SW de la Côte-d'Ivoire affleurent en petites lentilles dans les paragneiss à grenats et micas. Le passage des paragneiss aux granites à deux micas est marqué par l'apparition de la muscovite. On note également la présence de pegmatite.

En conclusion, nous pouvons dire que l'occurrence de la muscovite est généralement accompagnée de pegmatitisation et/ou de mylonitisation. L'ensemble granitique ne présente pas partout une homogénéité. Les roches du centre de la région de Zuénoula sont riches en biotite avec apparition de magnétite dans les phases tardives.

Nous n'avons conservé pour l'étude approfondie que les massifs bien cernés cartographiquement (image télanalytique nette, nombre d'affleurements suffisant, homogénéité pétrographique).

III. RAPPEL DE DEFINITION DE TERMES USUELS

Nous avons jugé utile de faire un rappel de définition de certains principaux termes utilisés dans le chapitre IV.

Quelques définitions:

- **pluton**: massif formé de roches plutoniques, constituant une grosse masse ovoïde (batholite) ou une grande lentille (laccolite).
- **fabrique**: configuration spatiale et géométrique de tous les éléments constitutifs d'une roche ou autrement dit, la distribution, le mode et le degré d'orientation préférentielle de forme ou cristallographique d'éléments au sein d'une masse de roche.
- **fabrique magmatique**: fabrique marquée par l'orientation préférentielle de minéraux primaires sans évidence de déformation plastique ni de recristallisation.
- **fabrique sub-magmatique**: fabrique marquée par l'orientation préférentielle de minéraux (surtout quartz, feldspaths et micas) ayant subi une déformation plastique et une recristallisation en présence d'un liquide silicaté.
- **fabrique sub-solidus**: fabrique marquée par l'orientation préférentielle de minéraux (surtout quartz, feldspaths et micas) ayant subi une déformation à l'état solide de haute, moyenne ou basse température (ductile à fragile).
- **fabrique post-magmatique**: fabrique marquée par l'orientation préférentielle de minéraux déformés après la mise en place du pluton.
- **rubanement**: succession de lits de composition minéralogique ou de microstructures distinctes quelle qu'en soit l'origine (sédimentaire, magmatique ou métamorphique).
- **foliation**: terme désignant les caractéristiques planaires pénétratives d'une roche, telles que la stratification sédimentaire, rubanement, schistosité, etc.
- **schistosité**: orientation préférentielle de minéraux morphologiquement anisotropes résultant d'une déformation et d'une recristallisation.

- **linéation**: terme désignant dans une roche toute structure acquise tectoniquement, se traduisant par des lignes parallèles entre elles (in Foucault et Raoult, 1995).

Classification des fabriques des granites (in Schofield et D'Lemos, 1998):

Paterson *et al.* (1989, 1991) ont défini deux fabriques: celles formées pendant le fluage magmatique où les cristaux alignés se situent dans une matrice non déformée, et celles qui sont formées pendant la déformation à l'état solide. Ces fabriques correspondent largement à "*la pré-complète cristallisation*" et aux fabriques liées à "*la contrainte plastique du cristal*" de Hutton (1988) et d'Ingram et de Hutton (1994). Paterson *et al.* (1991) ont également défini des fabriques formées pendant le fluage "*sub-magmatique*" où assez de liquide reste immobile pour permettre seulement le glissement limité de cristal (> de 500°C). Tribe et D'Lemos (1996) clarifient ces définitions en subdivisant les fabriques sur une base rhéologique (pourcentage rhéologique critique de liquide: RCMP), qui sépare les fabriques dominées par la rotation libre dans un liquide environnant (pré-RCMP), et ceux où la contrainte est transférée à travers des bords de grain, par un réseau de cristaux se touchant (post-RCMP). Les fabriques de post-RCMP incluent celles formées entièrement dans un état de sub-solidus, et ceux avec environ 10 à 50% de liquide restant (par exemple Arzi, 1978; Van der Molen et Paterson, 1979; Bryon *et al.*, 1994). Les températures pour les fabriques (post-RCMP) sont basées sur des modèles de déformation pour différentes phases minérales (*cf.* Tribe et D'Lemos, 1996).

**CARTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE
DE LA RÉGION DE ZUÉNOULA**



Cartographie assistée, UFR Sciences, Université d'Orléans, B.P. 6758 - 45 100 Orléans CEDEX 2
 TEL: (33)-02-38-43-46-57, FAX: (33)-02-38-41-73-09 ; e-mail: max.vidal@univ-orleans.fr ; e-mail: gbele.ouattara@univ-orleans.fr

CARTE GÉOLOGIQUE ET STRUCTURALE DE LA RÉGION DE ZUÉNOULA

Echelle 1/500 000

d'après fond carte de la Direction de la Géologie-Abidjan

Levés et contrôles: Agoh OKOU, Claude DELOR, Yves SIMEON, Georges GADOU, Lognon ZAHARI, Jean-Paul DERON et Bertin Daouda YAO (1992, 1993)

Levés de terrain, intégration des données SPOT: Gbele OUATTARA et Max VIDAL (1996, 1997, 1998)

Compilation finale: Gbele OUATTARA (1998)

LÉGENDE

FORMATIONS SÉDIMENTAIRES ET VOLCANIQUES

Localisées dans les "ceintures"

- Schiste tuffacé à passées graphiteuses
- Ampélite
- Quartzite
- Métagabbro et amphibolite
- Métabasalte

Localisées dans les bassins terrigènes

- Métasiltite dominant sur méta-arénite
- Micaschiste
- Métavolcanosédiment
- Méta-andésite & Métavolcanosédiment

Indifférenciées

- Méta-arénite dominant sur métasiltite (bassin?)
- Roches à composition intermédiaire des ceintures et méta-andésites
- Orthoamphibolite (ceintures?)
- Péridotite

GRANITOÏDES

Associés aux "ceintures"

- Tonalite
- Granodiorite orthogneissifiée

Recoupant les bassins sédimentaires terrigènes

- Pegmatite
- Granite à amphibole +/- biotite (Gohitré)
- Granite à biotite
- Monzogranite
- Métagranite à biotite et muscovite (Batholite de Ferkessédougou)
- Orthogneiss, mylonite à ultramylonite

Indifférenciés structurellement

- Granite à biotite et à faciès porphyroïde (bassin?)
- Métagranite à biotite et à faciès porphyroïde (bassin?)
- Métagranite à biotite (bassin?)
- Granodiorite à biotite et/ou hornblende (Dianfla)
- Métagranodiorite à biotite et/ou hornblende à faciès porphyroïde
- Métatonalite (ceintures?)
- Migmatite ?

ÉLÉMENTS STRUCTURAUX

(valeur des pendages exprimée en degré)

Schistosité et foliation

(1) - pendage
 (2) - verticale

Orientation préférentielle dans granite

Linéation minérale et/ou d'étirement
 (1) - horizontale

(2) - avec plongement; (L vert = linéation minérale verticale)

(3) - avec sens de déplacement du compartiment supérieur

Pas d'orientation préférentielle

Failles

Linéaments téléanalytiques (diaclasses, rubanement, stratification, filons,...) dans le batholite de Ferkessédougou et métasédiment au nord du Parc de la Marahoué
 Scènes SPOT: 47-335 & 47-336 du 28 Février 1990

