

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE



THESE

Pour l'obtention du grade de Docteur en Géologie

Mention : Géosciences des zones profondes

Spécialité : Pétrologie endogène

Présentée par Samba CISSOKHO

**ETUDE GEOLOGIQUE DU SECTEUR DE MAKO (partie méridionale du
Supergroupe de Mako, boutonnière de Kédougou - Kéniéba, Sénégal
oriental) : IMPLICATIONS SUR LA DIVERSITE MAGMATIQUE**

Soutenue publiquement le 13 Mars 2010 devant le jury composé de :

Abdoulaye DIA	Président	(Université Ch. Anta Diop)
Papa Malick NGOM	Rapporteur	(Université Ch. Anta Diop)
Mamadou GUEYE	Rapporteur	(Institut des Sciences de la Terre)
Dinna Pathé DIALLO	Examineur	(Université Ch. Anta Diop)
Papa Moussa NDIAYE	Examineur	(Université Ch. Anta Diop)
Edmond DIOH	Examineur	(IFAN Ch. Anta Diop)

A la Mémoire de Diacaria Farota.

A ma Famille :

- Mon Epouse ;

- Mes Enfants : Ramatoulaye et

Mohamed ;

- Mes Parents ;

- Mes Amis.

Ce travail est le fruit de votre confiance et de votre patience.

AVANT-PROPOS

C'est pour moi un agréable devoir de témoigner ma profonde reconnaissance et mes vifs remerciements à tous ceux qui, directement ou indirectement ont rendu possible la réalisation de ce mémoire.

Ce travail a été intégralement réalisé au Département de Géologie de la Faculté des Sciences et Techniques de l'UCAD. Qu'il me soit permis de présenter mes vifs remerciements au Chef du Département, à tous les enseignants, pour leurs précieux conseils et encouragements et à tout le personnel administratif et technique de cette institution.

Je remercie très vivement **M. Papa Malick NGOM**, Maître de conférences au Département de Géologie, qui malgré les conditions difficiles, a accepté de diriger ce travail. Sa disponibilité permanente, sa rigueur scientifique, ses conseils très précieux et son sens des relations humaines ont été d'un grand apport durant toutes les étapes de la réalisation de ce mémoire. Bref, je lui dois beaucoup, je tiens à lui témoigner ici, ma profonde gratitude et mon réel attachement.

J'exprime ma profonde reconnaissance à **M. Mamadou GUEYE**, Docteur Ingénieur et Enseignant – chercheur à l'Institut des Sciences de la Terre, qui m'a suivi tout au long de ma thèse malgré son emploi du temps chargé. Je le remercie vivement pour nos nombreux échanges toujours productifs et son enthousiasme face à la tâche, même dans les moments les plus laborieux.

Je remercie vivement le **Professeur Abdoulaye DIA**, d'avoir accepté de présider ce jury et de juger ce travail avec rigueur malgré ses multiples occupations. Je lui témoigne ici, mon respect et ma reconnaissance pour sa contribution à la valorisation de ce travail.

Je remercie vivement **M. Dinna Pathé DIALLO**, Maître de conférences au Département de Géologie, tout d'abord d'avoir accepté de juger ce travail, mais de sa grande disponibilité en me faisant bénéficier d'une part, son expérience en géologie de terrain et d'autre part ses grandes qualités pédagogiques. Je lui témoigne ici, mon profond respect et ma reconnaissance pour sa contribution à ma formation d'enseignant chercheur.

Mes remerciements s'adressent également à **M. Papa Moussa NDIAYE**, Maître de conférences au Département de Géologie, pour son assistance et sa disponibilité dans la réalisation des microphotographies de lames minces mais surtout d'avoir accepté de juger ce travail.

C'est avec un réel plaisir que je remercie **M. Edmond DIOH**, Maître de recherches et chef du Département de Géologie de l'IFAN pour ses conseils et sa contribution active en compagnie des Professeurs **Pierre DEBAT** et **Didier BEZIAT** lors d'une tournée de terrain en Mars 2005.

Mes remerciements s'adressent aussi, au Professeur **Ousseynou DIA** pour ses précieux conseils et encouragements.

Je pense à tous mes frères et compagnons de labeur qui m'ont apporté leur soutien sans faille tout au long de ces années ; particulièrement à **Moussa Dabo** dit "Mon Capitaine", **Abdoulaye Ndiaye**, **Mahamdane Diène**, **Abdoulaye Diallo**, **Olivier Florent Essouli**, **Ada Ndiaye**, **Adrien Gozo**, **Alioune Ndiaye**, **Nalla Mbaye**, **Raymond Sagna**,...

Je ne saurais terminer sans associer à ces remerciements :

- M. **Babacar Diop** technicien à l'atelier de lames minces au Département de Géologie et à **M. Thiom** du Groupe de Laboratoires et d'Analyses de la DMG pour leur soutien sans réserve quant à la confection des lames minces ;
- Mme **Guèye** née **Aminata Gaye** secrétaire au Département pour sa disponibilité à mes nombreuses sollicitations ;
- le personnel du Collège privé **Imam Mouhammad Boun Saoud** du **Mouvement Al Falah de Colobane** pour leur soutien et leur esprit de compréhension tout au long de ces années ;
- les habitants de **Mako**, **Badian** et villages environnants pour l'accueil chaleureux qu'ils m'ont toujours réservé et leur aide précieuse dans les périodes difficiles de cartographie.

RESUME

Le secteur de Mako, partie méridionale du Supergroupe de Mako (Paléoprotérozoïque du Sénégal), est composé de roches magmatiques de caractéristiques pétrographiques et géochimiques bien distinctes. D'épaisses coulées de metabasaltes en pillow, des métagabbros et des péridotites interstratifiés à des quartzites, sont équivalents au volcanisme des plaines abyssales actuelles. Des coulées de metabasaltes amygdalaires, de méta-andésites, de métarhyodacites et d'abondantes pyroclastites surmontées par des métasédiments volcanodétritiques sont mis en place dans des contextes subaériens. Ces ensembles sont recoupés par des granitoïdes syn et post tectoniques et des filons felsitiques de nature variée. Ce dispositif résulterait de mouvements tectoniques transpressifs, responsables de la structuration de bassins marginaux dans lesquels s'est mis en place le volcanisme subaérien.

Les données pétrographiques et minéralogiques montrent que l'évolution magmatique est caractérisée par des processus de cristallisation fractionnée de type gabbroïque avec l'apparition tardive d'oxydes ferro titanés dans le volcanisme sous marin, alors que le volcanisme subaérien est plus différencié des basaltes jusqu'aux rhyodacites. A l'exception des zones de failles, les textures magmatiques sont bien conservées alors que la minéralogie primaire représentée par des pyroxènes, des plagioclases et des oxydes ferrotitanés est déstabilisée en une association de basse température et de basse pression (actinote, albite, chlorite, épidote, calcite, leucoxène et minéraux opaques) caractéristique du métamorphisme de faciès schiste vert.

Les données géochimiques montrent le caractère primaire des métavolcanites du secteur de Mako marquées par des teneurs relativement élevées en magnésium, en chrome, en nickel et en scandium. Les metabasaltes en pillow, les métagabbros et les ultrabasites différenciées sont des tholéiites faiblement enrichies avec de faibles valeurs en éléments incompatibles et des spectres légèrement déprimés en terres rares légères ($La_N/Sm_N = 0.73 - 0.99$ et $La_N/Yb_N = 0.89 - 1.45$) qui les rapprochent des NMORB ou des basaltes de plateaux océaniques. Les metabasaltes massifs, les méta-andésites et les métarhyodacites du volcanisme subaérien sont plus enrichis en éléments incompatibles avec des spectres plus pentés montrant un net enrichissement en terres légères ($La_N/Sm_N = 1.96 - 2.40$ et $La_N/Yb_N = 3.36 - 6.82$) caractéristique des séries calcoalcalines d'affinité continentale ou de bassins arrière arcs. Ces données laissent présager que les parties méridionales du Supergroupe de Mako seraient constituées de deux événements magmatiques distincts qui témoignent d'une grande diversité magmatique à l'échelle des provinces birimiennes.

Mots clés : Mako, birimien, volcanisme sous marin, volcanisme subaérien, tholéiite, diversité, bassin arrière arc.

TABLE DES MATIERES

Chapitre I : INTRODUCTION GENERALE	1
I - PRESENTATION DU CRATON OUEST AFRICAIN	1
I.1 - Les formations archéennes.....	4
I.2 - Les formations birimiennes	4
II- DESCRIPTION DE LA BOUTONNIERE DE KEDOUGOU – KENIEBA.....	5
II.1- Contexte géographique.....	5
II.2- Données géologiques	6
II.3- Comparaison avec les autres ceintures volcaniques birimiennes.....	16
II.4- Modèles d'interprétation des terrains birimiens.....	20
Chapitre II : ETUDE LITHOLOGIQUE.....	22
I - ETUDE DES COUPES.....	22
I.1 – La coupe synthétique C ₀	23
I.2 - La coupe C ₁	27
I.3 - La coupe C ₂	32
I.4 - La coupe C ₃	34
I.5 - La coupe C ₄	35
CONCLUSION.....	38
II – TECTONIQUE	40
II.1- Les shear zones	41
II.1.1- La shear zone de Mako	41
II.1.2 - La shear zone de Bafoundou	43
II.1.3 - Les shear zones à l'Est de Mako	43
II.1.4 - La shear zone de Lamé	45
II. 2 - Les failles.....	47
CONCLUSION.....	47
Chapitre III : ETUDE PETROGRAPHIQUE.....	49
I - LE MAGMATISME SOUS MARIN.....	49
I.1 - Les metabasaltes en pillow	49
I.1.1 - Les metabasaltes à « plumose texture »	49
I.1.2 - Les metabasaltes à texture microlitique porphyrique	49
I.2 – Les métagabbros	50

Conclusion	51
I.3 – Les ultrabasites différenciées.....	51
I.3.1 – La séquence ultrabasique	52
I.3.1.1 – Les werhlites	52
I.3.1.2 – Les lherzolites	53
I.3.2 – La séquence basique	53
I.3.2.1 – Les webstérites	53
I.3.2.2 – Les gabbros à orthopyroxène	53
I.3.2.3 – Les gabbros pegmatitiques	55
Conclusion	55
II - LE MAGMATISME SUBAERIEN.....	58
II.1 - Les metabasaltes massifs.....	58
II.1.1 - Les metabasaltes amygdalaires	58
II.1. 2 - Les metabasaltes non amygdalaires	60
II.1.2.1 - les metabasaltes à texture microlitique porphyrique.....	60
II.1.2.2 - les metabasaltes à texture intersertale	60
II.1.3 - Les pyroclastites.....	61
II.1.3.1 - Les métabrèches volcaniques.....	61
II.1.3.2 - Les métatufs	61
Conclusion	61
II.2 - Les méta-andésites.....	61
II.2.1 - Les méta-andésites à plagioclase porphyrique	62
II.2.2 - Les méta-andésites à pyroxène porphyrique	62
Conclusion	62
II.3 - Les rhyodacites et les intrusions dacitiques.....	63
II.3.1 - Les rhyodacites	63
II.3.2 - Les intrusions dacitiques	64
II.3.2.1- Le faciès aphyrique.....	64
II.3.2.2 - Le faciès porphyrique.....	64
II.3.3 - Les pyroclastites.....	64
II. 3.3.1 - Les brèches volcaniques	65
II.3.3. 2 - Les cinérites.....	65
Conclusion	65

III – LES INTRUSIONS MICROGRANITQUES ET GRANITQUES	65
III.1 - Les microgranites.....	65
III. 2 – Le granite de Soukouta	66
III. 3 – Le granite de Niéméniké	67
CONCLUSION.....	67
Chapitre IV : ETUDE MINERALOGIQUE	69
I – LES MINERAUX MAGMATIQUES	69
I 1- L’olivine.....	69
I 2- Les pyroxènes	72
I.2.1 - Nomenclature et composition chimique des pyroxènes	75
I.2.2 - Variation chimique.....	78
I.3 – Les amphiboles.....	83
I 4- Les minéraux opaques.....	89
I.4.1.- Nomenclature	89
I.4.2.- Caractères chimiques.....	91
II. – LES MINERAUX METAMORPHIQUES.....	94
II.1 - Les amphiboles du complexe volcanoplutonique basique	94
II.2 - Les amphiboles du complexe ultrabasique – basique.....	99
CONCLUSION.....	104
Chapitre V : ETUDE GEOCHIMIQUE	106
I - METHODES ANALYTIQUES	106
I.1 – Description des méthodes.....	106
I.2 – Présentation des analyses	106
II – MOBILITE DES ELEMENTS	112
III – CARACTERES CHIMIQUES DE L’ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE BASIQUE.....	114
III.1 – La perte au feu	114
III.2 – Variation des éléments majeurs.....	114
III.2.1 – La silice	114
III.2.2 – Le titane.....	114
III.2.3 – Le fer total.....	115

III.2.4 – Le magnésium	115
III.2.5 – Le paramètre de différenciation Mg# (mg number).....	115
III.2.6 – L'alumine	116
III.2.7- Le calcium	116
III.2.8 - Les alcalins.....	116
CONCLUSION.....	116
III.3 - Variation des éléments en trace.....	117
III.3.1 - Le nickel, le chrome et le scandium	117
III.3.2 - Le niobium.....	117
III.3.3 - Le zirconium	117
III.3.4 - Le thorium et le tantale.....	117
IV - CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANIQUE ACIDE.....	118
V - CARACTERES CHIMIQUES DES INTRUSIONS MICROGRANITIQUES	118
VI - CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANIQUE ANDESITIQUE	118
VI.1 – La perte au feu.....	118
VI.2 – Variation des éléments majeurs.....	119
VI.2.1 – La silice	119
VI.2.2 – Le titane	119
VI.2.3 – Le fer total	119
VI.2.4 – Le magnésium.....	119
VI.2. 5 - Le paramètre de différenciation Mg# (mg number).....	120
VI.2.6 – L'alumine.....	120
VI.2.7 – Le calcium	120
VI.2 .8 – Les alcalins	120
VI.3 – Variation des éléments en trace	121
VI.3.1 – Le nickel et le chrome	121
VI.3.2 – Le niobium et le tantale	121
VI.3.3 – Le zirconium.....	121
CONCLUSION.....	121
VII - CARACTERES CHIMIQUES DU COMPLEXE ULTRABASIQUE – BASIQUE	122
VII.1 – La perte au feu.....	122
VII.2 – Variation des éléments majeurs.....	122

VII.2.1 – La silice	122
VII.2.2 – Le titane	123
VII.2.3 – Le fer total	123
VII.2.4 – Le magnésium.....	123
VII.2.5 – Le paramètre de différenciation Mg# (mg number)	124
VII.2.6 – L'alumine.....	124
VII.2.7– Le calcium	125
VII.2.8 – Les alcalins	125
VII.3 – Variation des éléments en trace	125
VII.3.1 – Le nickel et le chrome	125
VII.3.2 – Le niobium.....	125
VII.3.3 – Le zirconium.....	126
CONCLUSION.....	126
VIII – COMPORTEMENT DES ELEMENTS EN FONCTION DE Mg# (mg number)	126
IX – AFFINITES MAGMATIQUES ET CONTEXTES GEOTECTONIQUES	130
IX.1 – Apport des éléments majeurs	130
IX.1.1 – Diagrammes de Miyashiro (1974)	130
IX.1.2 – Diagrammes d'Irvine et Baragar (1971)	132
IX.2 – Approche de la géochimie des éléments en trace	134
IX.2.1– Apport des éléments de terres rares	137
IX.2.2 – Les diagrammes élargis multi-éléments.....	141
IX.2.3 – Les rapports inter éléments.....	144
IX.3 – Comparaison avec d'autres roches ultrabasiques birimiennes du craton Ouest Africain	151
CONCLUSION GENERALE	157
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	160
ANNEXES	XVII

Liste des figures

Figure 1 - Structure d'ensemble de l'Afrique (Rocci, 1965)	1
Figure 2 – Carte géologique du craton ouest africain (Peucat et al. 2005, modifiée)	3
Figure 3 - Carte géologique de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Bassot, 1966 ; modifiée).....	7
Figure 4 - Chronostratigraphie des formations birimiennes des secteurs de Sandikounda – Laminia (Dia et al., 1997).....	12
Figure 5 – Localisation des traits de coupes sur la carte géologique de la partie méridionale du supergroupe de Mako (Bassot, 1966 ; Ngom et al., 2007 ; modifiée).....	22
Figure 6 - Coupe Co	23
Figure 7 – Affleurement de metabasaltes en pillow (A) et de metabasaltes massifs (B) et (C)	25
Figure 8 - Coupe C ₁	28
Figure 9 – Produits pyroclastiques du volcanisme acide à l'Est de Mako.....	29
Figure 10 – Affleurements de metabasaltes massifs d'aspect amygdalaire et de gabbros d'aspect tacheté	31
Figure 11 - Coupe C ₂	32
Figure 12 - Relation entre le volcanisme basique subaérien et le volcanisme andésitique à l'Est de Mako.....	33
Figure 13 - Coupe C ₃	34
Figure 14 - Coupe C ₄	36
Figure 15 - Carte géologique du secteur de Mako, partie méridionale du supergroupe de Mako.....	39
Figure 16 – Foliation, microplissement et boudinage observés dans les metabasaltes en pillow à l'Ouest de Mako.....	42
Figure 17 – Brèches volcaniques et tufs lités montrant des structures tectoniques. 44	
Figure 18 – Structures tectoniques observées dans des péridotites, des quartzites, une intrusion de microgranite et une dacite NE de Lamé	46
Figure 19 – Microphotographie des metabasaltes en pillow	50
Figure 20 – Microphotographie des péridotites différenciées de Mako.....	54
Figure 21 – Microphotographie des metabasaltes massifs	59

Figure 22 – Microphotographie du volcanisme acide à intermédiaire	63
Figure 23 - Nomenclature des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés du secteur de Mako (Poldervaart et Hess, 1951)	75
Figure 24 - Position des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Bouroum – Yalogo dans le diagramme En – Fs – Wo (Poldervaart et Hess, 1951)	77
Figure 25 - Position des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Mako et de Loraboué dans le diagramme En –Wo – Fs (Poldervaart et Hess, 1951).....	77
Figure 26 - Disposition des clinopyroxènes des roches ultrabasiques de Mako, de Bouroum – Yalogo et de Loraboué dans le diagramme Alt / Si (Kushiro, 1960).....	78
Figure 27 - Disposition des clinopyroxènes des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et de Loraboué dans les diagrammes de Lebas (1962)	80
Figure 28 - Variations chimiques des éléments (Fe^{2+} , Mg, Cr, Si, et Al) au cours de la différenciation magmatique dans les clinopyroxènes des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué	82
Figure 29 - Répartition des amphiboles primaires de Loraboué et de Bouroum Yalogo dans le diagramme XMg / Si	84
Figure 30 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$	85
Figure 31 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI}	86
Figure 32 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme Al^{IV} / Ti	86
Figure 33 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme $Al^{IV} / Na + K$	87
Figure 34 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI}	88
Figure 35 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme Al^{IV} / Ti	88
Figure 36 - Compositions des opaques des massifs ultrabasiques différenciés de Mako, de Bouroum Yalogo et de Loraboué dans le diagramme $Al_2O_3 - Fe_2O_3 - Cr_2O_3$	90

Figure 37 - Variations chimiques des éléments (Cr, Al et Fe ³⁺) au cours de la différenciation magmatique dans les minéraux opaques des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué.....	92
Figure 38 - Variation du titane en fonction du Fe ³⁺ dans les minéraux opaques des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué.....	92
Figure 39 - Position des minéraux opaques des massifs ultrabasiques différenciés de Mako, Bouroum Yalogo, de Loraboué et de Marabadiassa dans le diagramme 100*XC _r vs 100*XFe ²⁺	94
Figure 40 - Répartition des amphiboles secondaires de Mako dans le diagramme XMg / Si	97
Figure 41 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / (Na + K) _A	97
Figure 42 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / Al ^{VI}	98
Figure 43 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / Ti	98
Figure 44 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / (Na + K) _A	102
Figure 45 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / Al ^{VI}	103
Figure 46 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme Al ^{IV} / Ti.....	103
Figure 47 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme SiO ₂ / (Na ₂ O + K ₂ O)	113
Figure 48 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme Na ₂ O/CaO.....	113
Figure 49 - Variations chimiques des éléments en fonction du mg number (Mg#) dans les formations volcaniques du secteur de Mako.....	127
Figure 50 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme MgO/Zr	129
Figure 51 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme de covariation La/Yb	130
Figure 52 - Disposition de l'ensemble volcanique dans les diagrammes de Miyashiro (1974).....	131

Figure 53 - Disposition des formations volcaniques du secteur de Mako dans les diagrammes d'Irvine et Baragar (1979)	133
Figure 54 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C ₁ (Sun et McDonough ; 1989) des metabasaltes en pillow du secteur de Mako comparés aux NMORB (Albarède, 2005) et aux tholéiites archéennes TH ₁ et TH ₂ (Condie, 1981).....	138
Figure 55 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C ₁ (Sun et McDonough ; 1989) des metabasaltes massifs du secteur de Mako comparés aux tholéiites archéennes TH ₁ et TH ₂ (Condie, 1981)	138
Figure 56 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C ₁ (Sun et McDonough ; 1989) des péridotites du secteur de Mako	141
Figure 57 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches étudiées	143
Figure 58 – Diagrammes de covariation La vs Sm et La vs Yb montrant une bonne corrélation entre les massifs de péridotites et les basaltes en pillow de Mako	146
Figure 59 - Rapports Th/Ta vs La/Yb pour la caractérisation des sources magmatiques des différentes roches étudiées (Condie, 1989 ; 1990a ; Jochum et al. 1991)	148
Figure 60 - Localisation des laves de Mako dans le diagramme discriminant de Thiéblemont et al. (1994).....	149
Figure.61 - Position des roches étudiées dans le diagramme de Polat et Kerrich (2004)	150
Figure 62 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches ultrabasiques différenciées de Mako comparées aux metabasaltes en pillow et au complexe plutonique lité (Dioh et al., 2006)	151
Figure 63 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) du complexe plutonique lité (Dioh et al., 2006) comparé aux metabasaltes massifs et aux métaandésites du supergroupe de Mako	152
Figure 64 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000)	153

- Figure 65** - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008) 154
- Figure 66** - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques des ceintures de Dixcove (Attoh et al., 2006) et d'Ashanti (Dampare et al., 2008) au Ghana..... 155
- Figure 67** - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Katiola - Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006) 156

Liste des tableaux

Tableau 1 - Succession lithostratigraphique des différentes séries birimiennes de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Bassot, 1963 ; 1966)	8
Tableau 2 - Données radiométriques sur les formations volcaniques et sédimentaires de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba	14
Tableau 3 - Ages radiométriques sur les granitoïdes de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba	16
Tableau 4 - Etude comparative des massifs ultrabasiques - basiques dans les différents sillons birimiens du craton ouest africain	58
Tableau 5 - Analyses chimiques des olivines des ultrabasites différenciées de Mako (Ngom, 1995).....	70
Tableau 6 - Composition et évolution minéralogiques dans le massif situé à l'Est de Mako (Ngom, 1995).....	71
Tableau 7 - Composition et évolution minéralogiques dans le massif situé à l'Ouest de Mako (Ngom, 1995).....	71
Tableau 8 - Analyses chimiques des pyroxènes des ultrabasites différenciées de Mako (Ngom, 1995).....	73
Tableau 9 - Analyses chimiques des oxydes des ultrabasites différenciées de Mako (Ngom, 1995).....	89
Tableau 10 - Analyses chimiques des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako (Ngom, 1995).....	95
Tableau 11 - Analyses chimiques des amphiboles secondaires des ultrabasites différenciées de Mako (Ngom, 1995).....	101
Tableau 12 - Localisation des différents faciès échantillonnés et analysés	107
Tableau 13 - Analyses chimiques de l'ensemble volcanoplutonique	108
Tableau 14 - Analyses chimiques des ultrabasites différenciées de Mako	111
Tableau 15 - Analyses des terres rares dans l'ensemble volcanoplutonique.....	135
Tableau 16 - Analyses des terres rares dans les ultrabasites différenciées de Mako.....	137
Tableau 17 - Comparaison des rapports caractéristiques des terres rares dans les roches étudiées, les roches archéennes et modernes	140
Tableau 18 - Comparaison des rapports inter-éléments dans les roches du secteur de Mako et dans les roches archéennes et modernes	145

Chapitre I : INTRODUCTION GENERALE

Chapitre I : INTRODUCTION GENERALE

I - PRESENTATION DU CRATON OUEST AFRICAIN

Selon Rocci (1965), le continent africain est constitué d'un ensemble de blocs soudés entre eux par des zones mobiles (figure 1).

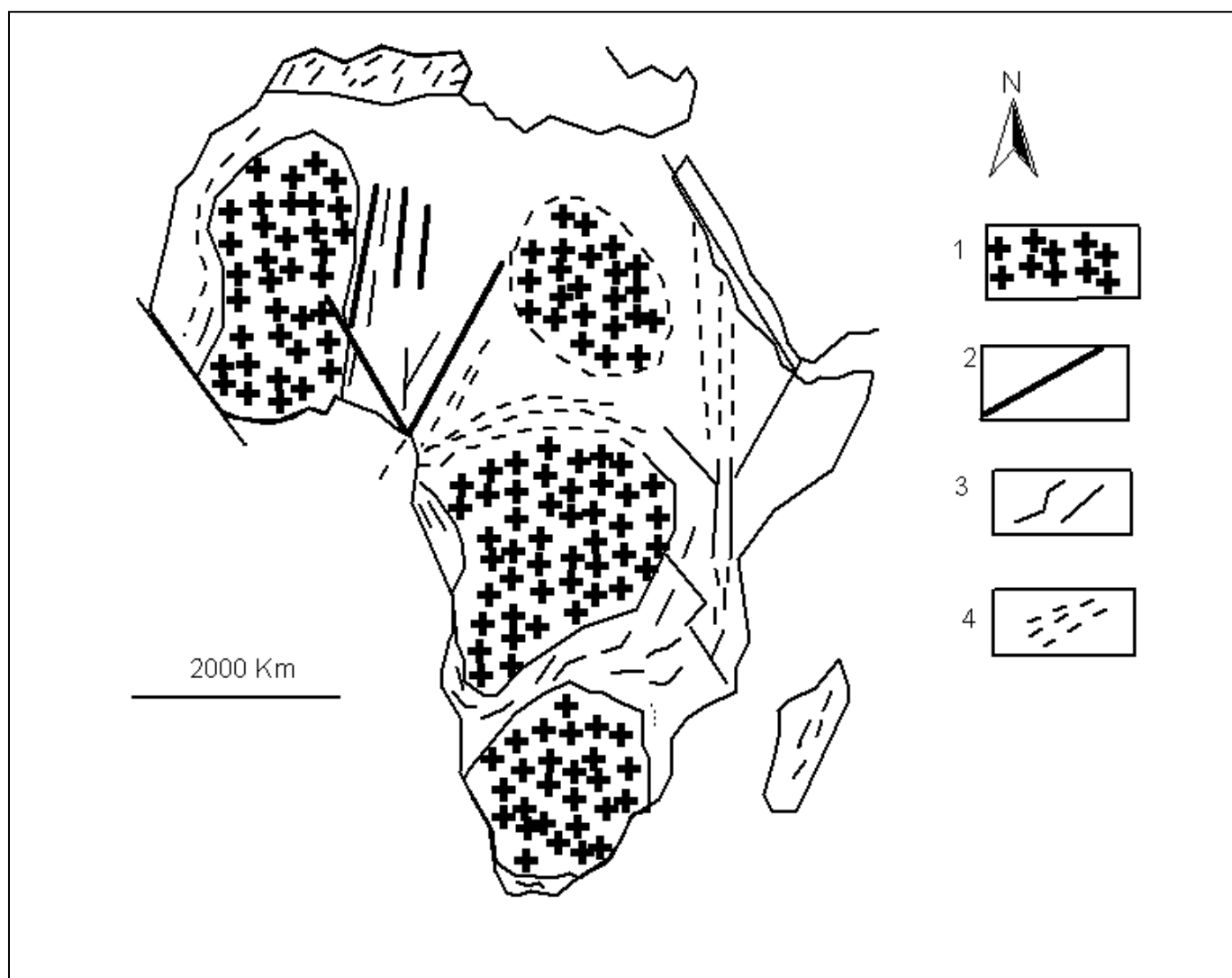


Figure 1 – Structure d'ensemble de l'Afrique (Rocci, 1965).

Légende : 1 – Zones stables, 2 – Fractures profondes (linéaments), 3 – Zones de plissement (Paléozoïque), 4 – Zones de rajeunissement (mobiles).

Le Craton Ouest Africain représentant l'un des blocs (figure 2), occupe 20% de la superficie du continent africain. Il est limité au Nord par l'Anti – Atlas, à l'Est par la zone mobile de l'Afrique centrale comprenant les chaînes panafricaines du Hoggar et de l'Adrar des Iforas au Nord et des Dahoméides au Sud et à l'Ouest par la zone mobile des Mauritanides et des Rockélides. Il est recouvert en grande partie par des formations sédimentaires d'âge Protérozoïque supérieur et Paléozoïque des bassins de Tindouf au Nord et de Taoudéni au centre (Peucat et al., 2005 modifiée).

Le craton peut être subdivisé en trois grands ensembles structuraux :

- la dorsale Réguibat au Nord ;
- la dorsale de Léo au Sud ;
- et les boutonnières de Kédougou - Kéniéba et de Kayes entre les deux précitées.

Les deux premiers ensembles sont constitués à la fois de terrains archéens et birimiens alors que les boutonnières ne sont formées que de terrains birimiens.

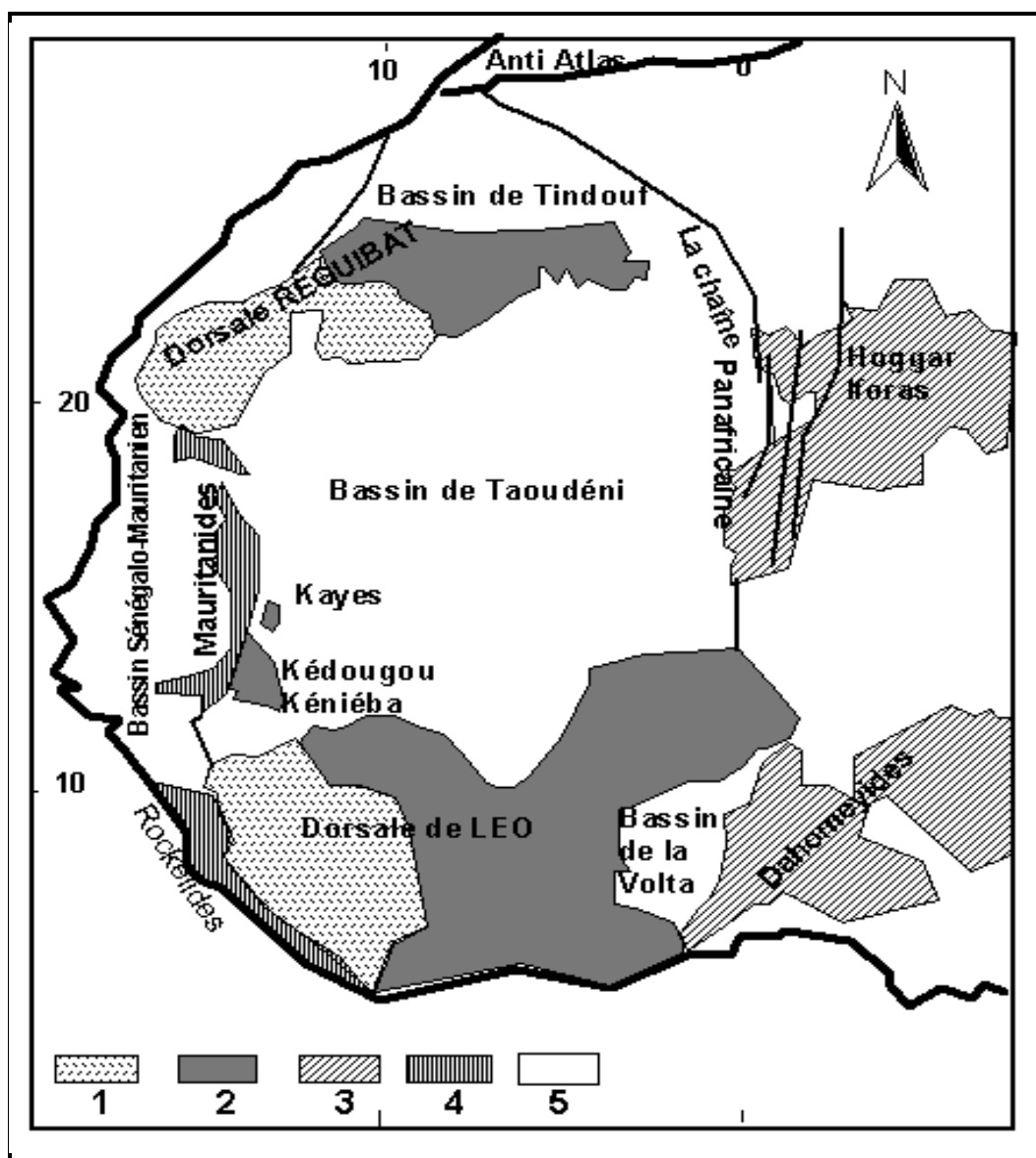


Figure 2 – Carte géologique du Craton Ouest Africain (Peucat et al., 2005 modifiée)

Légende : 1- Domaine Archéen, 2- Domaine Paléoprotérozoïque, 3- Segments affectés par le Panafricain, 4- La chaîne Hercynienne, 5- Ensembles de couverture sédimentaire.

I.1- Les formations archéennes

Les terrains archéens n'affleurent que dans les parties occidentales des dorsales de Léo (domaine Kanéma Man) et Réguibat. Ils sont affectés par deux cycles orogéniques : le cycle Léonien daté de 2,9 à 2,7 Ga par Beckinsale et al. (1980), Barrère (1967) et Vachette et al. (1973) et le cycle Libérien, daté de 2,7 à 2,5 Ga par Camil et al. (1984), Barrère (1967) et Vachette et al. (1973).

I.2- Les formations birimiennes

Les terrains birimiens affleurent au niveau des boutonnières de Kayes et de Kédougou – Kéniéba et dans les parties Est des dorsales de Léo (domaine Baoulé Mossi) et Réguibat (Yéti El Eglab). Ils sont également affectés par deux cycles : le cycle Burkinien affectant les terrains dabakaliens, a été daté entre 2,19 et 2,14 Ga (Tempier, 1986 ; Lemoine, 1988 ; Boher et al., 1992) et le cycle Eburnéen affectant les terrains birimiens, a été daté entre 2,12 et 2,07 Ga (Bassot et Vachette, 1984 ; Feybesse et al., 1989 ; Abouchami et al., 1990 ; Liégeois et al., 1991 ; Boher et al., 1992 ; Dia et al., 1997, Hirdes et al., 1996 ; Gasquet et al., 2003 ; Pawlig et al., 2006 ; Guéye et al., 2007).

Les terrains birimiens d'âge Paléoprotérozoïque, ont été définis par Kitson (1928) sur la vallée de Birim au Ghana. Ultérieurement, Junner (1940) et Junner et al., (1942), les ont subdivisés en trois ensembles :

- le Birimien inférieur à dominante sédimentaire ;
- le Birimien supérieur à dominante volcanique ;
- et le Tarkwaien constitué de matériel issu du démantèlement des deux ensembles sous – jacents, considéré comme discordant sur le Birimien (Kesse, 1986) ou bien comme partie intégrante du Birimien (Bassot, 1963 ; Cahen et al., 1984).

Hirdes et al. (1996), Hirdes et Davis (2002) proposent une subdivision des roches Paléoprotérozoïques du Craton Ouest Africain en deux sous - provinces affectées par le cycle Eburnéen :

- une sous - province orientale, appelée Birimien recouvrant le Ghana et les parties orientales de la Côte d'Ivoire et du Burkina Faso avec des formations datées entre 2150 et 2190 Ma ;
- une sous - province occidentale plus jeune, nommée Bandamien comprenant le centre et l'Ouest de la Côte d'Ivoire, l'Ouest du Burkina Faso, la Guinée, le Mali et le Sénégal, constituée de formations datées à 2100 Ma.

Les relations lithologiques entre les unités volcanique et sédimentaire font l'objet de controverses relatives à l'effort de vouloir uniformiser un modèle lithologique pour tout le Birimien du Craton Ouest Africain. La compilation des résultats cartographiques obtenus dans les différentes provinces birimiennes, a permis de retenir trois hypothèses lithostratigraphiques (Milési et al., 1989) :

- l'unité volcanique s'est déposée sur les métasédiments dans le Birimien du Ghana (Junner, 1940, Bates, 1955), dans le sillon de Fétékro en Côte d'Ivoire (Lemoine et al., 1985 ; Fabre et al., 1989) et dans la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Milési et al., 1986) ;
- l'unité volcanique forme la base du Birimien, sur laquelle se sont déposés les métasédiments (Bassot, 1966 ; Tagini, 1971 ; Ngom, 1985 ; Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Bertrand et al., 1989 ; Diallo, 1994 ; Ndiaye, 1994 ; Abouchami et al., 1990) ;
- les unités volcanique et sédimentaire sont considérées comme des équivalents latéraux de faciès dans le Birimien du Ghana (Leube et al., 1990).

II- DESCRIPTION DE LA BOUTONNIERE DE KEDOUGOU – KENIEBA

II.1- Contexte géographique

La boutonnière Kédougou - Kéniéba constitue la partie la plus occidentale des provinces birimiennes du Craton Ouest Africain. Elle couvre une superficie de 15000 Km² qui se répartit entre le Sud - Est du Sénégal et l'Ouest du Mali.

Le Sénégal oriental comprend deux régions naturelles :

- le massif de Mali constitue la partie septentrionale du massif montagneux de Fouta Djallon, sa limite Nord est marquée par une falaise grossièrement orientée Est – Ouest, qui vers l'Est en territoire malien, prend une direction W – NW pour constituer la falaise de Tambaoura ;
- la plaine de la Falémé – Gambie est une pénéplaine légèrement pentée vers le Nord et l'Ouest, elle est limitée à l'Est par la Falaise de Tambaoura qui constitue la terminaison occidentale du plateau mandingue.

Dans cette partie orientale du Sénégal, le climat de type soudano – sahélien, est caractérisé par trois saisons : une saison sèche fraîche (novembre à février), une saison sèche chaude (mars à juin) et une saison des pluies avec de fortes averses orageuses (mi – juin à octobre). La végétation intimement liée à la pluviométrie, passe progressivement du Nord au Sud de la steppe arbustive à la savane boisée.

L'hydrographie se résume à deux principaux cours d'eau qui prennent leurs sources dans le Fouta Djalon ; la Falémé, gros affluent du fleuve Sénégal, constitue sur une grande partie de son cours la frontière naturelle entre le Sénégal et le Mali et le fleuve Gambie qui traverse une partie de notre secteur d'étude.

Cette région du Sénégal est habitée par plusieurs ethnies dont les Malinkés, Peulhs, Toucouleurs, Sarakholés, Bassaris, Coniagués,...

II.2- Données géologiques

De nombreux auteurs, Arnould (1959), Bassot (1963) et la mission sénégal – soviétique (1972 – 1973) ont participé aux premiers travaux importants réalisés par la Direction des Mines de l'Afrique Occidentale Française pour l'élaboration de la carte de la boutonnière de Kédougou (figure 3).

Au début des années 80, les études géologiques ont été reprises par l'équipe Sénégal oriental de l'Université Ch. A. DIOP de Dakar en collaboration avec les Universités de Nancy I, de Toulouse, de Clermont – Ferrand et le Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Ces études ont été complétées récemment par les travaux de recherches minières et plus particulièrement par ceux de l'or effectués par les compagnies minières.

Arnould (1959) a reconnu dans les formations birimiennes de Mako – Bafoundou – Maragoukoto localisées au Sud du supergroupe de Mako un complexe volcano – sédimentaire constitué :

- de coulées de roches volcaniques basiques ;
- de faciès doléritiques évoluant progressivement vers des péridotites ;
- des intercalations de tufs volcaniques, d'argilites et des jaspes recoupés par des stockwerks siliceux parfois minéralisés.

L'auteur montre que les péridotites font partie intégrante du volcanisme basique. Leur lithologie comparable à celle observée en Nouvelle Calédonie l'a amené à les considérer comme un volcanisme océanique.

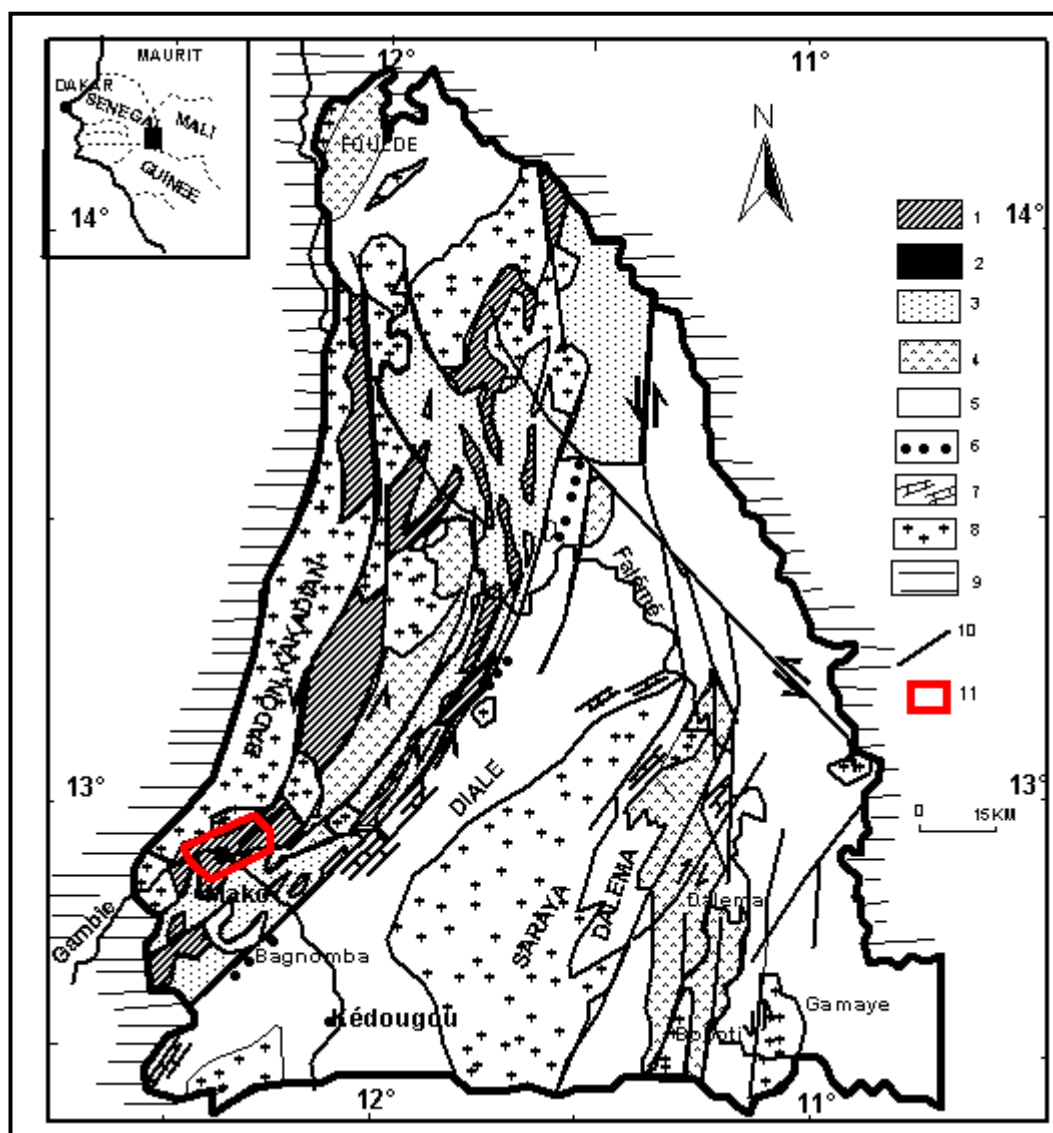


Figure 3 – Carte géologique de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Bassot, 1966 modifiée)

1-Coulées de metabasaltes ; 2 - Ultrabasites ; 3 - Roches volcanodétritiques ; 4 - Coulées de méta-andésites; 5 - Métasédiments ; 6 - Conglomérats; 7 - Carbonates; 8 – Granitoïdes indifférenciés; 9- Formations panafricaines; 10- Failles transcurrentes ; 11 – Secteur d'étude.

Bassot (1966) a reconnu de la base vers le sommet dans les formations birimiennes du Sénégal oriental trois séries de lithologie indiquée dans le tableau 1 :

Série de Mako	Série du Dialé	Série de la Daléma
Venues basiques tardives		
Mise en place des granitoïdes		
Flysch avec conglomérats à galets de granite et de microgranite	Mise en place des granitoïdes	Mise en place des granitoïdes
Formation de cordillères avec émission de laves à dominante andésitique (volcanisme pacifique)	Flysch avec conglomérats à galets de granite et de microgranite	Flysch
Roches ophiolitiques de la bordure NW	Cipolins, grauwackes, quartzites, schistes graphiteux, schistes.	Cipolins, grauwackes, quartzites, schistes
Socle antébirimien inconnu en place, peut être représenté par les galets de microgranite et de granite des conglomérats de la partie inférieure du flysch.		

Tableau 1 – Succession lithostratigraphique des différentes séries birimiennes de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Bassot, 1966).

La série de Mako qui représente la phase initiale d'un géosynclinal est constituée par des ophiolites (coulées de basaltes, de dolérites, de gabbros et de péridotites).

Des coulées andésitiques de type explosif pacifique considérées comme des formations de cordillères, surmontent les ophiolites. Elles sont recouvertes par des flyschs, sédiments siliceux et chimiques, grauwackes, conglomérats à éléments basaltiques, gabbroïques, carbonatés (Atack, Baraboye). Cet ensemble est recoupé par des granitoïdes.

La série de Dialé débute par des cipolins, des quartzites, des schistes graveleux, schistes graphitiques associés à des roches volcaniques basiques. Ils sont recouverts par des grauwackes renfermant des galets de microdiorites, de granites et des éléments de basaltes issus des ophiolites de Mako.

La série de la Daléma est constituée de cipolins, de grauwackes et de quartzites. Bassot (1987) en reprenant les travaux sur la Daléma donne une lithologie plus précise de la boutonnière en utilisant le terme de supergroupe pour chacune des trois séries précédemment définies.

Le Supergroupe de la Daléma débute par un groupe inférieur de plus de 2000 mètres d'épaisseur formée d'une alternance de quartzites, de pélites et de cipolins montrant des stratifications qui évoquent un milieu de sédimentation de type flazer avec des figures de charges ou de slump caractéristiques. La fin de ce dépôt est marquée par la mise en place du volcano-plutonisme intermédiaire de la Daléma. Le groupe supérieur de plus de 8000 à 10000 mètres de puissance, est composé de grès, de grauwackes et de pélites avec des épicles de nature basaltique ou granitique. Il renferme des horizons riches en tourmaline avec des minéralisations aurifères. Les caractères de dépôt de ces bassins évoqueraient un milieu épicontinental ou de plateforme.

Ces trois unités sont interprétées comme un géosynclinal où le Supergroupe de Mako serait le sillon eugéosynclinal alors que les Supergroupes du Dialé et de la Daléma correspondraient aux formations déposées dans le sillon miogéosynclinal. La ride miogéosynclinale serait représentée par l'alignement des méta-andésites, par les cipolins d'Ibel et par les conglomérats de Niakabana et Sadiola.

L'ensemble aurait été plissé par l'orogénèse éburnéenne de polarité NW-SE affectant d'abord le Supergroupe de Mako puis les Supergroupes de Dialé et de la Daléma. Pendant les plissements, les granites syntectoniques se sont mis en place.

L'anté – Birimien encore inconnu, serait représenté par des galets de granite et de microgranite rencontrés dans les conglomérats de la partie inférieure des flyschs sur lequel repose le Supergroupe de Mako considéré comme l'unité la plus ancienne.

La mission sénégal – soviétique (1972 – 1973) tout en gardant le schéma de Bassot (1966) a subdivisé le supergroupe de Mako en trois groupes lithostratigraphiques comprenant de bas en haut :

- le Groupe de Ouassa (1600 m) ; il comprend :
 - des coulées et des sills de basaltes amphibolitisés, des dykes de gabbros, de diabases avec localement des andésites ;
 - des laves acides peu représentées ;
 - des laves bréchifiées (30 à 40 m de puissance) ;
 - des tufs grossiers et des grès tuffacés.
- le Groupe de Bérola (1300 à 1400 m) ; il comprend :
 - des roches volcaniques et volcano – sédimentaires, des grès et des schistes tuffacés;

- des coulées et des sills de diabases, d'andésites et de gabbros. Les roches acides y sont rares ;
- des roches volcaniques qui prédominent près des failles syntectoniques (Sabodala) ;
- le Groupe de Khossanto (1800 m) ; il comprend :
 - des séricito - schistes et des chlorito - schistes avec des alternances de grés quartzo - feldspathiques et de grés tuffacés;
 - des coulées de diabases peu développées, d'andésites avec de rares volcanites acides ;
 - des conglomérats interstratifiés.

Ces ensembles constituent une séquence volcano – sédimentaire de plus de 10 000 m de puissance, plissée isoclinalement avec deux structures majeures, le synclinorium de Mako constitué de roches volcano – sédimentaires et l'anticlinorium de Kakadian où s'est mis en place le batholite de Kakadian.

Debat et al. (1982) travaillant dans les parties méridionales des séries de Mako et du Dialé, ont mis en évidence une série magmatique atectonique dans les formations birimiennes du Sénégal oriental. Elle est représentée par un ensemble de formations de type dioritique à gabbroïque non déformé, non métamorphisé et discordant à la schistosité régionale. Il s'agit des massifs intrusifs circonscrits de Tambanoumaya constitués de roches grenues à composition de diorites quartziques et de Tomboronkoto constitués de roches subdoléritiques à microgrenues à composition monzodioritique.

Ngom (1985, 1989, 1995) a mis en évidence dans les parties centrale et méridionale du supergroupe de Mako une succession lithologique comparable à celle d'un environnement océanique mais différente des complexes ophiolitiques type. Elle comprend du bas vers le haut :

- un volcanisme basique représenté par de faibles venues de basaltes à spinifex, de puissantes coulées de basaltes en pillow lavas et de basaltes massifs associées à des volcanoclastites basiques sur lesquelles se sont déposés des sédiments siliceux ou carbonatés en lentilles de faible extension. Il est recoupé par des massifs de gabbros différenciés, de métadolérites et par un magmatisme basique à ultrabasique montrant des liens comagmatiques avec les basaltes ;
- un important volcanisme acide à intermédiaire composé de brèches de coulées, d'agglomérats volcaniques à éléments généralement acides. Les parties fines de

nature volcanodétritique sont interstratifiées avec des grauwackes, des conglomérats et des pélites gréseuses ;

- des roches sédimentaires détritiques représentées essentiellement par des schistes pélitiques marquent le sommet du supergroupe de Mako, elles sont recoupées par des sills de gabbros peu ou pas différenciés.

Les caractères géochimiques du complexe volcano – plutonique basique permettent de rapprocher d'une part, les metabasaltes en pillow à des N-MORB et les metabasaltes massifs de la partie Sud et les basaltes à spinifex à des T ou P-MORB.

Plus récemment, Ngom et al. (2007) ont mis en évidence dans la partie méridionale du Supergroupe de Mako deux épisodes volcaniques bien distincts :

- un premier épisode représenté par des coulées sous marines de basaltes, associées à des péridotites équivalentes au volcanisme des plaines abyssales. Ce volcanisme sous marin comparable à des N-MORB ou des basaltes de plateaux océaniques est recoupé par le batholite de Badon Kakadian à tendance trondhjémitique ;

- un deuxième épisode représenté par des coulées de basaltes massifs et le volcanisme andésitique acide à intermédiaire de mise en place subaquatique. Ils ont une affinité comparable à celles des tholéiites continentales et seraient mises en place dans des bassins marginaux à la faveur d'une phase tectonique transcurrente majeure.

Dioh (1986), Dioh et al. (1990), Dioh (1995) travaillant dans les parties septentrionales du Supergroupe de Mako, a mis en évidence trois ensembles magmatiques orientés N – S dans le panneau de Konkoto :

- un ensemble basique qui couvre la presque totalité du panneau. Il est composé de coulées de basaltes avec parfois un débit en pillow lavas comparable à celle observée au centre et au Sud du supergroupe et des formations volcano – sédimentaires à tendance andésitique faiblement représentées. Ces formations basiques sont recoupées par les granites de Kaourou et de Laminia ;

- un ensemble de roches grenues intrusives dans le premier ensemble, il est composé essentiellement par des épidiorites et des gabbros.

- un ensemble de filons métriques de nature dacitique peu déformés.

Les auteurs ont cartographié un complexe plutonique lité de nature gabbrodioritique d'affinité calco-alkaline, qui serait mis en place postérieurement aux

formations volcano-sédimentaires de la série de Mako et antérieurement aux granitoïdes du massif de Badon - Kakadian dans un contexte d'arc insulaire.

Dia (1988), Dia et al. (1997) travaillant dans les parties septentrionales du Supergroupe de Mako, ont mis en évidence la séquence lithologique suivante (figure 4) :

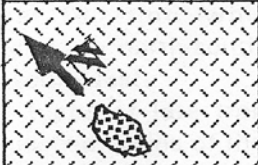
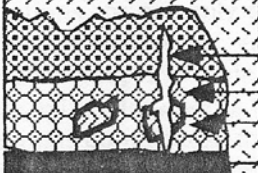
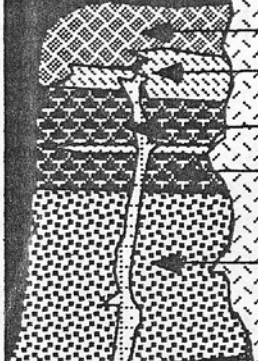

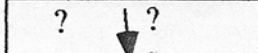
LITHOLOGY	PETROGRAPHY	GROUPS
	Adamellites Monzogranites Granodiorites	Laminia- Kaourou Plutonic (LKP) complex
	Tonalites , Trondhjemites Hornblendites, Diorites Layered gabbros, Wherlites, Pyroxenites	Sandikounda Layered Plutonic (SLP) Complex
	Massive flows felsic basalts Volcanosediments (pyroclastites, agglomerates) Microdiorites Pillowed flows mafic basalts Massive flows mafic basalts	Mako Volcanic-Plutonic (MVP) Complex
	Gneiss Amphibolites	Sandikounda Amphibolitic-Gneissic SAG Complex
	?	?

Figure 4 - Chronostratigraphie des formations birimiennes des secteurs de Sandikounda – Laminia au Nord du Supergroupe de Mako (Dia et al., 1997).

- le complexe amphibolo-gneissique de Sandikounda d'aspect migmatitique, il est interprété comme la base de la croûte birimienne ;
- le complexe volcanoplutonique de Mako comprenant à la base des basaltes massifs surmontés par des basaltes en pillow recoupés par des microdiorites, des pyroclastites et des agglomérats volcaniques et des coulées de roches volcaniques acides au sommet ;

- le complexe plutonique lité de Sandikounda constitué de werhlites, de gabbros lités, de hornblendites, de diorites et de tonalites, est recoupé par des veines de trondhjémites et représenterait les termes précoces des granitoïdes birimiens dans cette partie du Supergroupe de Mako ;
- le complexe plutonique de Laminia-Kaourou est composé de tonalites, de granodiorites, de monzogranites et d'adamellites.

Les basaltes montrent des caractères transitionnels entre les MORB et les IAT, ce qui a amené l'auteur à les interpréter comme des tholéiites d'arcs immatures liées à un système de bassin arrière - arc intracratonique.

Diallo (1994, 2001) a mis en évidence dans les parties Nord, Nord - Est et Sud du Supergroupe de Mako, la succession lithologique suivante. Du bas vers le haut on a :

- des sédiments détritiques immatures, d'aspect grauwackeux de faible puissance ;
- un puissant volcanisme basique associé à des pyroclastites basiques ;
- des sédiments pélitiques à détritiques relativement abondants avec des passées carbonatées ;
- un volcanisme acide à intermédiaire de nature andésitique presque essentiellement pyroclastique, interstratifié avec des niveaux carbonatés ;
- un important volume de matériel déritique (grès, grauwackes, pélites et localement des calcaires) associé à un volcanisme acide à intermédiaire de faible extension.

Ce complexe volcanosédimentaire est recoupé par diverses plutonites basiques et ultrabasiques antérieurement à la mise en place des granitoïdes. Il serait déposé dans un bassin marginal arrière – arc selon le modèle de Kröner (1984).

Ndiaye (1986, 1994), Ndiaye et al. (1997) ont mis en évidence dans la Daléma un ensemble sédimentaire à volcanosédimentaire formé de quartzites, de cipolins, de grès, de grauwackes, de conglomérats et de tufs épicycliques et un ensemble volcanoclastique composés de tufs pyroclastiques et de tufs légèrement remaniés. Ces volcanoclastites sont interstratifiées à des trachyandésites, des rhyodacites, qui sont associées à des microdiorites, des microgranodiorites et des aplites. Ce volcanisme acide à intermédiaire est comparable à des andésites des marges continentales actives de type Andes.

Les données radiométriques (tableau 2) confirment bien l'âge Paléoprotérozoïque des formations birimiennes de la boutonnière de Kédougou –

Kéniéba et la succession lithologique. Par ailleurs, il faut souligner que le passage du Supergroupe de Mako à celui du Dialé n'est pas bien contraint par l'âge isochrone de 2150 Ma obtenu sur les calcaires, âge plus ancien que le volcanisme andésitique de Mako. Par contre on constate que les bassins sédimentaires de Dialé et de la Daléma sont en partie remplis par le matériel remanié issu du Supergroupe de Mako.

Volcanisme basique	Nd/Sm	Pb/Pb ou U / Pb
Basaltes de Mako	2187 ± 13 Ma	Roche totale 2195±11Ma (Dia et al.1997)
Basaltes de Mako	2.063±0.041 Ga	(Abouchami et al.1990)

Volcanisme andésitique	Pb/Pb ou U / Pb
Andésites (Mako)	Age isochrone 2125± 200 Ma (Diallo et al. 1993)
Andésites en dyke (Daléma)	2070±10 (Milési et al.1989) 2072± 9 (Calvez et al.1990)
Rhyolite (Daléma)	2099± 4 (Hirdes et Davis, 2002)

Sédiments carbonatés	Pb/Pb ou U / Pb
Calcaires de Mako et du Dialé	Age isochrone 2150 ± 10 Ma (Diallo et al. 1993)

Métasédiments détritiques	Pb/Pb ou U / Pb
Zircon détritique (Kéniékéniébandi)	2125± 27 (Boher et al. 1992)
Zircon détritique (Dialé -Daléma)	2096± 8 Milési et al (1989) 2056± 10 Calvez et al. (1990)
Zircon détritique (Dialé)	2165± 1 (Hirdes et Davis, 2002)

Tableau 2 - Données radiométriques sur les formations métavolcaniques et métasédimentaires de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba.

En fonction des données radiométriques et des modes de mise en place, plusieurs épisodes de granitisation ont été reconnus dans la boutonnière de Kédougou (tableau 3).

Bassot (1966) suivant les résultats obtenus par Arnould (1961) en Côte d'Ivoire, a subdivisé les massifs granitiques en trois groupes :

- des massifs syntectoniques de type batholitique mis en place aussi bien dans les ceintures volcaniques (Badon Kakadian) que dans les bassins sédimentaires (Saraya) correspondent aux granites de type Baoulé ;
- des massifs syn ou tarditectoniques ou granites de type Boboti, peu déformés et plus potassiques que les granites précités ;
- des massifs post tectoniques, circonscrits et discordants, encore appelés granites de type Bondoukou.

Hirdes et al. (1992) reviennent sur cette classification et distinguent les granites de bassin qui sont des granites à biotite et les granites de ceinture qui sont des granites à amphibole.

Dioh et al. (2006) ont subdivisé les granitoïdes de la boutonnière en quatre groupes :

- les granites à opx – cpx - amphibole de tendance tonalitique comparables à des adakites ;
- les granites à amphiboles de tendance trondhjémitique ;
- les granites potassiques à opx - cpx ;
- et les granites peralumineux à biotite.

Guéye et al. (2008), à partir de résultats radiométriques et lithostructuraux, distinguent dans le Supergroupe de Mako, quatre générations de granitisation associées à des épisodes volcaniques et à des phases de déformation :

- le granite de Badon et les gneiss tonalitiques de Tonkouto (2200 – 2198 Ma), ces derniers ont enregistré la phase éburnéenne précoce ;
- le complexe plutonique lité et les granites de Laminia – Kaourou (2160 – 2130 Ma), ils sont relativement précoces à contemporains à la phase majeure éburnéenne ;
- les granites de Diombalou et de Bouroumbourou orientés parallèlement à la schistosité régionale ;
- les granites de Mamakono, de Tinkoto, de Saraya et les leucogranites à grenat (2100 – 2070 Ma).

Les résultats de la géochimie isotopique du Nd et du Sr ont montré le caractère juvénile des volcanites, des suites granitiques et des métasédiments de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Dia, 1988 ; Abouchami et al., 1990 ; Boher et

al., 1992, Pawlig et al., 2006). Ce caractère juvénile est uniforme à tout le Birimien du Craton Ouest Africain (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992).

Massifs	Méthodes	Âges (Ma)	Références
Batholite de Saraya	Rb-Sr (WR)	1973 ± 33	Bassot et Caen-Vachette, 1984
	Rb-Sr (WR)	2008 ± 35	Bassot et Caen-Vachette, 1984
	Rb-Sr (WR)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
	U-Pb (Zr)	2079 ± 2	Hirdes et Davis, 2002
	U-Pb (Mo)	2064 ± 4	Hirdes et Davis, 2002
Pluton de Gamaye	Rb-Sr (WR)	2045 ± 27	Bassot et Caen-Vachette, 1984
Pluton de Boboti	Rb-Sr (WR)	1989 ± 28	Bassot et Caen-Vachette, 1984
	Rb-Sr (WR)	2008 ± 16	Ndiaye et al., 1997
	U-Pb (Zr)	2080 ± 0.9	Hirdes et Davis, 2002
Pluton du Sud Falémé	U-Pb (Zr)	2081.5 ± 1.1	Hirdes et Davis, 2002
Batholite de Kakadian	Rb-Sr (WR)	2199 ± 68	Bassot et Caen-Vachette, 1984
Pluton de Laminia	Pb-Pb (KZr)	2105 ± 8	Dia et al., 1997
Pluton de Kaourou (orthogneiss)	Pb-Pb (KZr)	2079 ± 6	Dia et al., 1997
Granodiorite (Madina Fouldé)	Pb-Pb (KZr)	2138 ± 6	Dia et al., 1997
Diorite quartzique (Laminia)	U-Pb (Zr)	2127 ± 6	Dia et al., 1997
Pluton de Mamakono	U-Pb (Zr)	2076 ± 3	Hirdes et Davis, 2002
Complexe plutonique lité	Pb-Pb (KZr)	2158 ± 8	Dia et al., 1997
Gneiss tonalitique	Pb-Pb (KZr)	2194 ± 4	Dia et al., 1997
Gneiss dioritique	Pb-Pb (KZr)	2202 ± 6	Dia et al., 1997
Gneiss tonalitique	U-Pb (Zr)	2194 ± 4	Guèye et al., 2008
Granodiorite de Badon	U-Pb (Zr)	2213±3 - 2198±2	Guèye et al., 2008
Pluton de Tinkoto	U-Pb (Zr)	20742 ± 9	Guèye et al., 2008
Pluton de Mamakono	U-Pb (Zr)	2067 ± 12	Guèye et al., 2008

Tableau 3 - Âges radiométriques des granitoïdes de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (WR = roche totale, Zr = zircon, Mo = monazite).

II.3- Comparaison avec les autres ceintures volcaniques birimiennes

La boutonnière de Kédougou-Kéniéba est classée dans les aires volcaniques A4 (Supergroupe de Mako) caractérisée par un volcanisme bimodal où se succèdent

des roches volcaniques tholéiitiques puis calcoalcalines et A3 (Supergroupe de la Daléma) marquée par un volcanisme acide à intermédiaire entièrement calco alcalin. Elle montre des différences avec les aires volcaniques A1 à basaltes komatiitiques et tholéiitiques, A2 à volcanisme tholéiitique seul et A5 caractérisée par un volcanoplutonisme de chimisme varié (Milési et al., 1989).

La ceinture volcanique du Supergroupe de Mako est comparable aux sillons volcaniques du domaine Baoulé Mossi. Les basaltes tholéiitiques sont associés à des gabbros, des dolérites et des ultrabasites qui sont caractéristiques des aires volcaniques bimodales.

Les ultrabasites sont répandues dans les ceintures volcaniques bimodales des sillons de Bouroum Yalogo et de Loraboué au Burkina Faso (Zonou, 1987 ; Béziat et al., 2000), de Kadiolo au Mali, de Yaouré, de Marabadiassa et de la Haute Comoé en Côte d'Ivoire (Fabre, 1987 ; Pouclet et al., 1996 ; Projet de coopération géologique ivoiro – allemande, 1995 – 1996 ; Pouclet et al., 2006) et de Dixcove au Ghana (Attoh et al., 2006). Leur position lithologique et leur relation avec les coulées de basaltes sont généralement ambiguës. Certaines se sont mises en place antérieurement à la phase de déformation D2, d'autres postérieures à la phase D2. Dans tous les cas, elles sont différemment interprétées comme les produits cumulatifs du volcanisme tholéiitique, ou comme les racines de la croûte océanique ou comme les termes précoces des granitoïdes.

Dans le sillon de Niandan en Guinée, le volcanisme basique comporte des suites komatiitiques et tholéiitiques associées à des formations carbonatées qui seraient mises en place dans un contexte de rift intracontinental (Milési et Teguey, 1986 ; Milési et al., 1988 ; Teguey et Johan, 1989 ; Thiéblemont, 1989).

Dans le sillon de Yaouré en Côte d'Ivoire (Fabre, 1987 ; Fabre et al., 1989), des massifs ultrabasiques en lopolites ou en laccolites différenciés sont intrusifs dans les basaltes et les andésites tholéiitiques. Le lopolite de Kami est interstratifié à la base de la séquence volcanique suivant un contact tectonique à schistosité parallèle au litage régional (Fabre, 1987).

Dans la région de la Haute Comoé, les ceintures volcaniques montrent des alternances d'empilements de basaltes massifs et de basaltes en coussins, de dolérites, de microgabbros associés à des formations volcano – détritiques, des tufs et des pyroclastites basaltiques. Quelques rares termes différenciés, dacitiques à rhyolitiques sont associés aux basaltes. Ces metabasites sont interprétées comme

des tholéiites de plancher océanique (Alric, 1990 ; Vidal et al., 1996). Les roches ultrabasiques et basiques affleurent généralement sous forme de petits ou en grands massifs intrusifs de pyroxénites ou de gabbros/norites dans les ceintures volcaniques. Elles sont en contact tectonique avec les volcanoclastites adjacentes (Projet de coopération géologique ivoiro – allemande, 1995 – 1996).

Sur la base d'arguments géochimiques, Pouclet et al. (1996) distinguent dans les métabasites de la Haute Comoé deux groupes de tholéiites. Le premier groupe est représenté par des basaltes enrichis alors que le second est très faiblement enrichi en terres rares légères sans qu'une séparation lithologique ait été mise en évidence.

Dans la ceinture de Marabadiassa, Pouclet et al. (2006) donnent une succession complète de la ceinture birimienne. Les roches ultrabasiques à la base sont représentées par des péridotites avec des niveaux de pyroxénites et de chromitites, des gabbros lités et des gabbros, surmontées par des basaltes massifs, des dolérites et des basaltes en pillow lavas. Cet ensemble magmatique est recouvert par des silts et des pélites renfermant de rares sills basiques. Cette séquence complète de la ceinture de Marabadiassa située à la base des formations de bassin, est considérée comme l'équivalent d'une croûte océanique. Elle est recoupée par des batholites granitiques trondhjémiques à tonalitiques. Les métabasites sont interprétées comme des tholéiites de plancher océanique produites par la fusion partielle modérée d'une source de type lherzolite à spinelle faiblement appauvrie. L'évolution géodynamique est comme suit (auteurs op. cit.) :

- 1) formation de bassin océanique au niveau des rides médio – océaniques par fusion partielle d'un manteau supérieur légèrement appauvri, et constitution d'une croûte tholéiitique surmontée par des sédiments marins,
- 2) convergence intra – océanique et subduction à faible angle conduisant à la formation des batholites granitiques,
- 3) formation de bassins intracontinentaux et production de magmas calco – alcalins,
- 4) fermeture des bassins accommodée par des décrochements senestres N – S et mise en place de nouveaux granites potassiques.

Le modèle proposé par Vidal et al. (1996) et Pouclet et al. (1996) suggère que l'accrétion se ferait par morcellement le long des grands cisaillements éburnéens d'un domaine océanique comprenant des empilements de plateaux basaltiques alimentés par des panaches mantelliques. Le collage des plateaux insubductables

engendre des épaisissements crustaux à l'origine probable des granitisations par fusion des racines basaltiques métamorphisées dans le faciès amphibolite à grenat, selon le modèle classique de genèse des granitoïdes TTG (Martin, 1987 ; 1994).

Dans le sillon de Bouroum (Burkina Faso), la lithologie comprend de la base vers le sommet (Sawadogo, 1983 ; Zonou, 1983 ; Zonou et al., 1985 ; Karche et al., 1986 ; Deschamps et al., 1986 ; Zonou, 1987) :

- des sédiments détritiques immatures (grauwackes, grès) où s'intercalent des coulées et des sills tholéitiques basiques ;
- des épicroclastites et pyroclastites associées à une puissante série de coulées sous-aquatiques et de sills tholéitiques ;
- des volcanites andésitiques à dacitiques séparées de l'association précédente par des métapélites à intercalations de quartzites ferrugineux ;
- des dépôts pyroclastiques et des dykes basaltiques à rhyolitiques d'affinité calco – alcaline.

De petits massifs ultrabasiques – basiques différenciés sont intrusifs dans cette séquence volcanique bimodale. Ils comprennent des lherzolites, des troctolites des gabbros, des gabbronorites et des diorites.

Ces associations lithostratigraphiques seraient mises en place dans un contexte de rifts intracratoniques selon le modèle de Kröner (1984).

Dans le prospect de Loraboué (Burkina Faso), la ceinture volcanique est représentée par des basaltes, des dolérites, des gabbros, des andésites, des rhyolites associés à des roches ultrabasiques – basiques (Béziat et al., 2000 ; Lompo, 2001). Les roches ultrabasiques – basiques, constituent également de nombreux massifs intrusifs de nature wehrlitique et plus rarement dunitique associés à des gabbros lités et des niveaux dioritiques. Elles sont interprétées comme des reliques d'une chambre magmatique qui a cristallisé à la base d'un arc insulaire. Il est également probable que des ultrabasites se soient mises en place à différents niveaux de la pile volcanique et sédimentaire (PROJET SYSMIN, 2003 ; notice explicative de la cartographie géologique et minière à 1/1000000 du Burkina Faso).

Dans la ceinture volcanique de Kadiolo (Mali), les roches ultramafiques - mafiques représentées par des dunites, des wehrlites, des lherzolites, des gabbro - norites, des norites et des diorites, forment des affleurements discontinus au sein des granitoïdes. L'allongement de ces roches ultrabasiques basiques le long des accidents NNE – SSW à N-S pourrait indiquer leur affleurement à la faveur

d'accidents relativement récents liés à l'activité tectonique Tertiaire du bassin de Taoudéni (Féménias, Com. orale *in* Sangaré, 2008). Elles sont interprétées comme étant des cumulats précoces d'un magmatisme tholéiitique de type arc (IAT).

Dans la ceinture d'Ashanti (Ghana), les complexes ultrabasiques d'Akitekyl et d'Ahama différenciés en péridotites et en pyroxénites, sont associés à des roches volcaniques (Loh et Hirdes, 1996). Dampare et al. (2008) identifient dans la partie méridionale de la ceinture d'Ashanti, deux types de basaltes au dessus d'un complexe ultramafique différencié en dunites, harzburgites, pyroxénites et gabbros. Les basaltes de type I appauvris en LREE présentent les signatures géochimiques des bassins arrières arcs. Alors que les basaltes de type II enrichis en LREE et en LILE, montrent des caractéristiques géochimiques d'arcs insulaires intra - océaniques. Dans la ceinture de Dixcove au Ghana (Attoh et al., 2006), le complexe ultrabasique différencié en dunites, harzburgites, gabbros et plagiogranites renferme de la rodingite. Il est surmonté par d'épaisses coulées de basaltes en pillow lavas et des tufs interstratifiés avec des formations manganésifères (chert, oxydes de manganèse et des minéraux carbonatés). Cette succession lithologique est considérée comme des fragments de lithosphère océanique d'âge Paléoprotérozoïque. Toutes ces ceintures sont recoupées par des venues granitiques syntectoniques ou tardi à post tectoniques.

II.4- Modèles d'interprétation des terrains birimiens

Deux modèles sont généralement avancés pour l'interprétation des terrains birimiens à l'échelle du Craton Ouest Africain. Le premier modèle considère les terrains birimiens comme le résultat d'une accréation de plateaux volcaniques ou d'arcs insulaires à un complexe cratonique archéen (Abouchami et al., 1990 ; Boher et al., 1992 ; Davis et al., 1994 ; Hirdes et Davis, 2002 ; Pawlig et al., 2006), alors que le second suggère que les terrains birimiens sont essentiellement le produit d'une tectonique transcurrente dans un domaine océanique qui produit une croûte continentale par différenciation et / ou avec la participation possible d'une croûte archéenne, mais sans aucune preuve claire d'un évènement collisionnel (Bassot, 1987 ; Vidal et al., 1996 ; Doumbia et al., 1998 ; Pouclet et al., 1996 ; Pouclet et al., 2006).

Sur la base des données géochronologiques (Hirdes et al., 1996, Hirdes et Davis, 2002), les formations paléoprotérozoïques du domaine Baoulé – Mossi et de

la boutonnière montrent une évolution diachronique à savoir : le Birimien au sens strict daté entre 2150 et 2190 Ma et le Bandamien plus jeune daté à 2100 Ma. De récentes études géochronologiques et isotopiques sur la boutonnière (Pawlig et al., 2006 ; Guèye et al., 2007) ne militent pas en faveur de ce modèle de diachronisme.

Chapitre II :
ETUDE LITHOLOGIQUE

Chapitre II : ETUDE LITHOLOGIQUE

I - ETUDE DE COUPES

La localisation des différentes coupes est donnée dans la figure 5 ci-dessous.

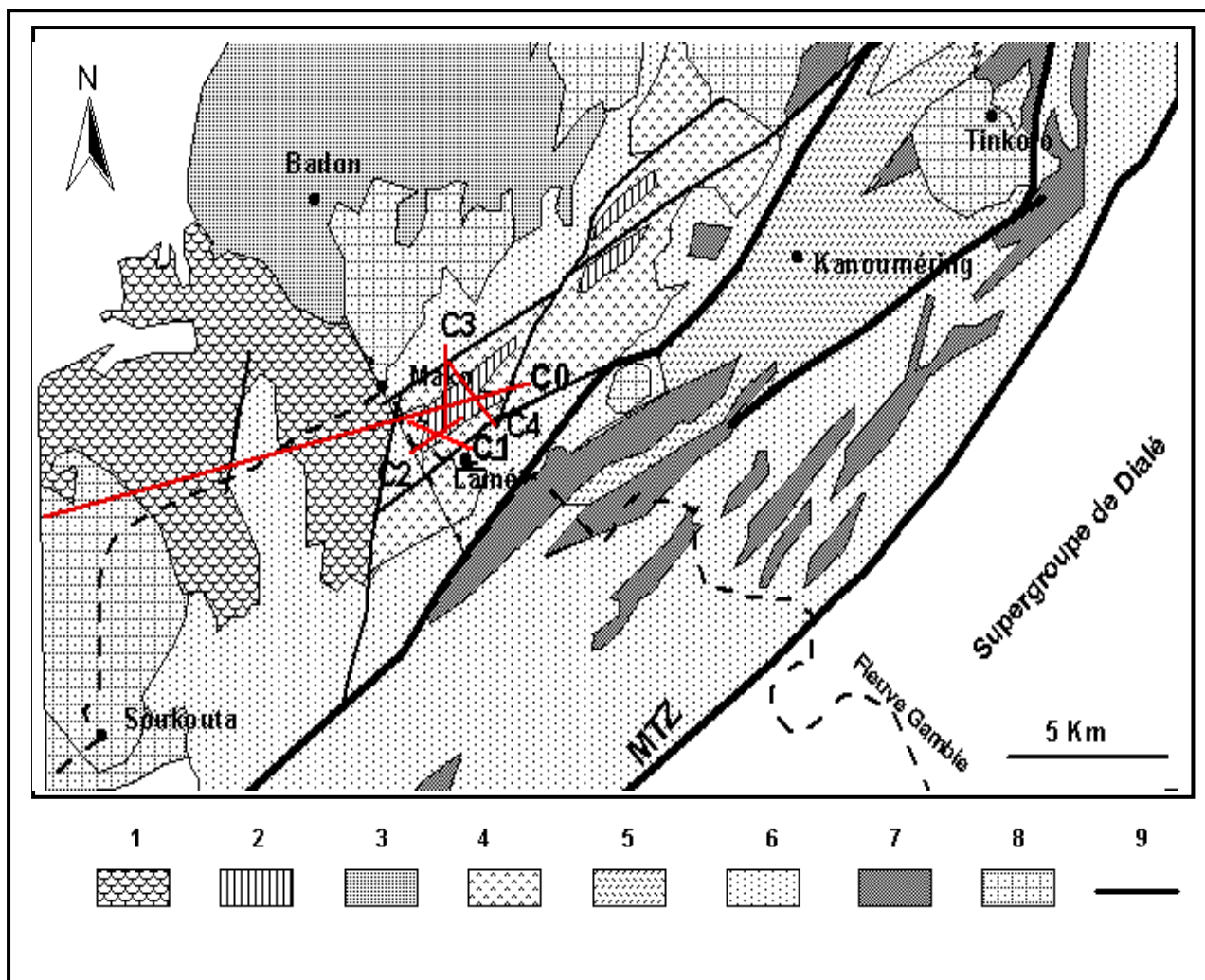


Figure5- Localisation des coupes sur la carte géologique de la partie méridionale du Supergroupe de Mako (Bassot, 1966 ; Ngom et al., 2007, modifiée)

Légende : 1-Métabasaltas en coussin, 2-Ultrabasites, 3-Granite syntectonique, 4-Métabasaltas massifs, 5-Métaandésites, 6-Métavolcanosédiments, 7-Filons de gabbros ou de basaltes, 8-Granites atectoniques, 9-Failles, MTZ (Main Transcurrent Zone), Coupes (C₀, C₁, C₂, C₃ et C₄).

I.1 - La coupe C₀

La coupe C₀ (figure 6) orientée SW – NE, s'étend sur une dizaine de km du granite de Soukouta à l'Ouest de Mako jusqu'au Nord - Est du village de Lamé à l'Est.

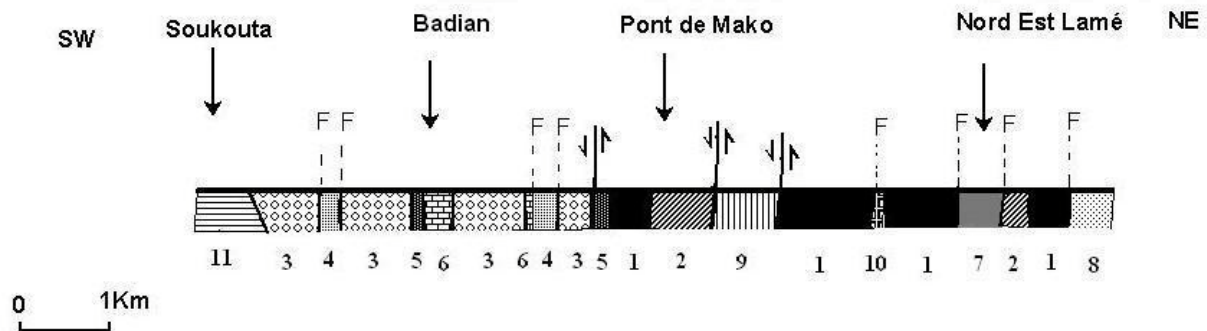


Figure 6 – Coupe C₀ : coupe synthétique du secteur de Mako.

Légendes : 1 – Métapéridotites/Métapyroxénites, 2 – Métagabbros différenciés, 3 – Métabasaltes en pillow lavas, 4 – Métagabbros, 5 – Quartzites, 6 – Agglomérats volcaniques, 7 – Métabasaltes massifs, 8 – Pyroclastites associées aux métabasaltes massifs, 9 – Pyroclastites felsitiques, 10 – Filon de microgranite ou de dacite, 11 – Granodiorite.

Elle montre successivement du Sud Ouest vers le Nord Est :

- la granodiorite de Soukouta, de forme elliptique et d'allongement N-S s'étend sur quatre à cinq kilomètres. C'est un massif discordant, intrusif dans les coulées de basaltes. Le massif de composition homogène, renferme des enclaves de roches grenues basiques, il est entouré de faciès microgrenus à aphyriques qui peuvent atteindre plus d'un hectomètre de largeur à l'affleurement ;
- des coulées de métabasaltes en coussins subarrondis et rarement elliptiques. Les coussins de diamètre modeste dépassant rarement une cinquantaine de centimètres, sont plus ou moins démantelés par la tectonique régionale. Leur cortex est peu abondant et le pédoncule est peu apparent. La coulée de puissance plurihectométrique, est constituée d'un métabasalte porphyrique de couleur sombre. Elle est recoupée par des massifs décamétriques de métagabbros mésocrates localement leucocrates riches en oxydes de fer et par des filons de pyroxénites métriques. Ces intrusions sont disposées suivant la direction N-S à NNE - SSW et leur contact avec l'encaissant est marqué par une faille ;
- un banc de quartzite rubané de puissance métrique, d'attitude générale N125° 35°NE. Les quartzites d'aspect jaspéroïde, sont marqués par une alternance de lits

centimétriques de couleur bleuâtre, brunâtre et blanchâtre. La roche est localement affectée par des plis serrés de faible longueur d'onde ;

- des agglomérats volcaniques qui forment une assise de puissance décimétrique concordante avec les quartzites. Les éléments subanguleux et centimétriques à décimétriques, sont en majorité de nature microgranitique plus rarement gabbroïque dans leur matrice basaltique ;

- une épaisse coulée de metabasaltes en coussin de puissance plurihectométrique. Les coussins bien conservés, elliptiques parfois lobés, ont un grand axe qui dépasse généralement le mètre. Ils sont empilés les uns sur les autres et réunis par un ciment peu abondant riche en chlorite, épidote et quartz. Le cortex bien net, est d'épaisseur centimétrique, alors que le pédoncule très apparent, est généralement situé vers le bas, montrant que la coulée est bien restée en place après son émission. Le grand axe des coussins d'orientation générale NE - SW, est localement orienté N150° avec un pendage de 55° vers l'Ouest. Les coussins sont affectés par des fentes de tension colmatées par du quartz prismatique disposé obliquement contre les parois. Le corps des coussins est traversé par des filonnets de quartz associés à de l'épidote disposés en barrettes perpendiculairement au grand axe des coussins (figure 7A). A ces endroits, les pillow ont un aspect caverneux, qui selon Ngom (1995), sont comparables aux « hollow layered pillow lavas » décrits dans les coulées de basaltes des plaines abyssales (Jones, 1968 et Wells et al.1979). La coulée est recouverte par des brèches hyaloclastiques à éléments de basalte et de matériel siliceux. La roche est un metabasalte aphyrique de couleur vert – clair dépourvu de vésicule, elle est parcourue par de nombreux filonnets anastomosés de quartz, chlorite, épidote et de rares sulfures. La coulée est localement recoupée dans sa partie supérieure par une intrusion de gabbros de puissance décimétrique et dont les contacts avec les metabasaltes sont marqués par des brèches ;

- des quartzites rubanés d'aspect jaspéroïde de puissance pluri métrique surmontent les metabasaltes en pillow. Ils sont orientés NE - SW parallèlement à l'encaissant volcanique et recoupés par de petits massifs de métagabbros mésocrates à pyroxène porphyrique ;

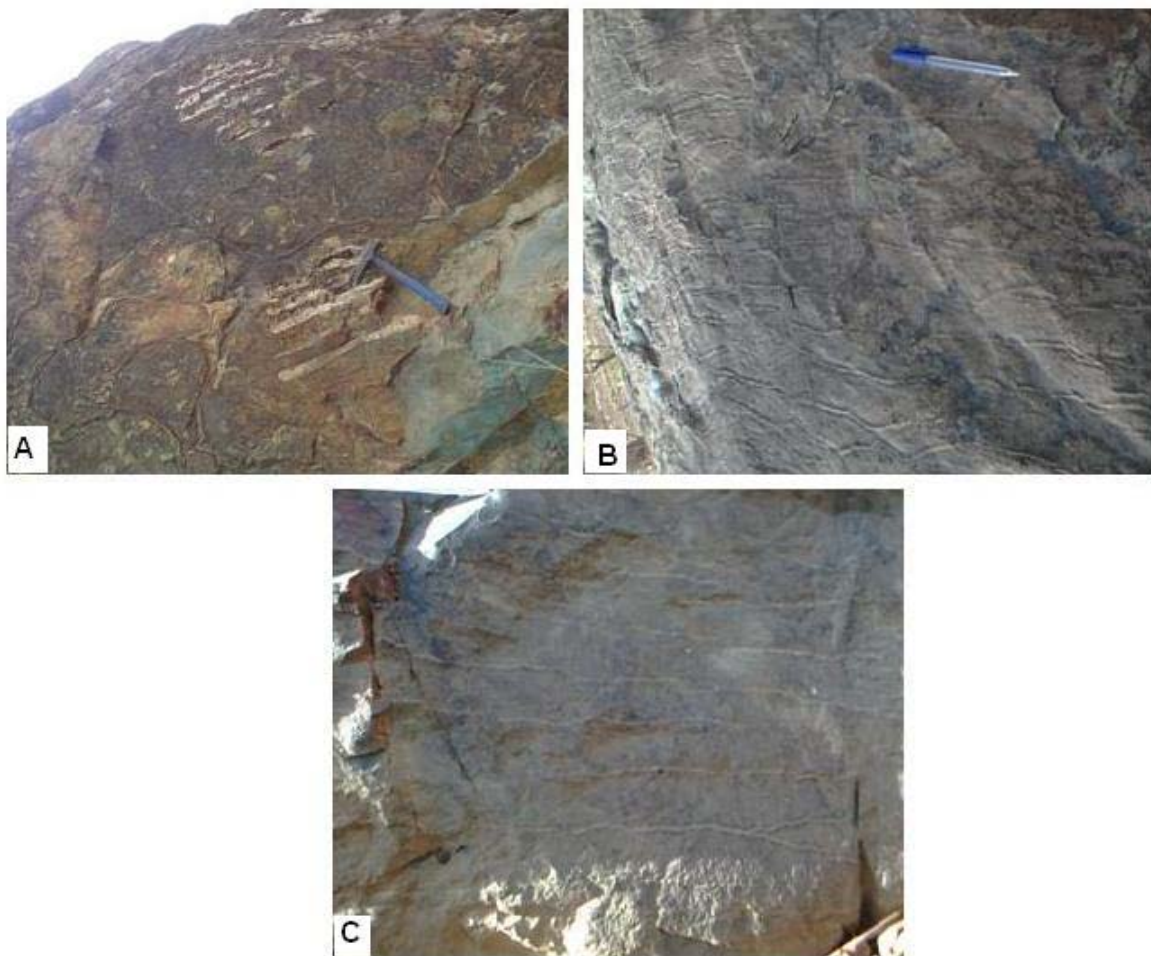


Figure 7. Affleurement de metabasaltes. (A) Coulées de metabasaltes en pillow montrant des structures en “barrettes”, (B) Coulées de metabasaltes massifs d’aspect “tigré”, (C) Coulées de metabasaltes massifs montrant des structures subparallèles remplies de chlorite et d’épidote.

- un massif d’ultrabasites en colline allongée suivant la direction N 150°, sécant aux quartzites et dont les contacts sont marqués par une shear zone de même orientation. Un peu plus au Nord où le contact est plus net, les metabasaltes sont mylonitisés et broyés sur plus d’une dizaine de mètres de largeur et ils sont parcourus par des filonnets de quartz chloritisés, épidotisés et riches en oxydes. Le massif est composé de péridotites équantes débitées en dalles polygonales. La roche très dense, est holomélanocrate avec des teintes verdâtres à bleutées en réponse aux phénomènes de serpentinitisation ou de chloritisation. Elle est recouverte par une patine plus claire dont l’épaisseur d’ordre centimétrique peut varier selon l’intensité de l’altération météorique. Les péridotites passent latéralement à des

métagabbros différenciés mésocrates qui sont très hétérogènes sur le trait de coupe. En effet, ils montrent des parties sombres riches en pyroxènes et claires riches en plagioclases, disposés en lits décimétriques parallèlement à l'allongement de la colline. Un litage plus discret d'ordre centimétrique, peut être localement observé dans les parties sombres;

- des pyroclastites felsitiques représentées par des brèches volcaniques, des tufs et des cinérites litées s'étendent sur plus de 500 m à l'affleurement. Les brèches sont composées d'éléments décimétriques à centimétriques de forme anguleuse, constitués de roches éruptives acides et plus rarement basiques, réunies dans une matrice tuffacée de couleur sombre. Les tufs plus fins, sont affectés par une schistosité N 20° à pendage subvertical marquée par l'orientation des éléments. Les cinérites de couleur blanche, se débitent en bancs décimétriques marqués par une alternance de lits indurés brunâtres et de lits tendres de couleur plus claire. Ce débit marque une stratification orientée N150° avec un pendage de 50°SW. La roche est complètement silicifiée et parfois kaolinisée aux environs du village de Mako. Localement, les cinérites sont affectées par un plissement à axes verticaux et un cisaillement induisant une schistosité orientée N165° avec un pendage de 60°SW. Le contact entre les pyroclastites et les faciès gabbroïques précédemment décrits, est marqué par une shear zone d'orientation générale N45° à N50° à pendage 75° à 80°NW ;

- à l'Est des pyroclastites, les péridotites sont en contact avec des coulées de métabasaltes massifs associées à d'abondantes pyroclastites. Leur contact est marqué par des failles parfois empruntées par des intrusions de dacite. Les péridotites qui affleurent sur plus de 2 Km suivant le trait de coupe, sont débitées en dalles, elles sont affectées par des diaclases orientées principalement suivant les directions N80°, N40°, N150°, N20°, N130°. La roche de composition homogène et dense, est holomélanocrate avec des teintes verdâtres à bleutées en réponse aux phénomènes de serpentisation ou de chloritisation. Elle est constituée principalement de minéraux millimétriques automorphes de pyroxène et d'olivine de taille plus modeste. Les péridotites sont localement affectées par une faille N45° soulignée par un filon de dacite aphyrique de couleur blanchâtre dans lequel sont disséminés des cubes de pyrite. La dacite est recoupée par une veine de quartz orientée N50° suivant l'allongement général de l'affleurement et par de nombreuses veinules de quartz remplissant des fractures orientées N140° à N145° avec un

pendage subvertical. Dans la zone de contact avec le filon de dacite, les roches ultrabasiques complètement déformées montrent également des figures de flux magmatique.

Les péridotites sont en contact tectonique orienté N-S avec les coulées de metabasaltes massifs qui s'étendent sur plus de 300 m vers l'Est. La roche débitée en dalles polygonales, est traversée par des fentes remplies de chlorite et d'épidote délimitant des blocs anguleux de dimension décimétrique à pluricentimétrique. Par endroits, la roche a un aspect « tigré » associé à « l'imprégnation » d'un mélange de matériel siliceux, de chlorite et d'épidote dans un fond basaltique de couleur vert - sombre résultant d'une activité hydrothermale intense (figure 7B). Vers l'Ouest, ces taches sont en lignes subparallèles remplies d'épidote et de chlorite sillonnant toute la roche, elles sont parfois décalées par des fractures orientées N130° avec un pendage de 40°SW (figure 7C). Ces coulées de metabasaltes sont associées à des pyroclastites représentées par des brèches volcaniques, des tufs, des cinérites avec des fragments chertitiques. Les brèches et les tufs sont affectés par une foliation orientée N45° à N50°. Les éléments des brèches de forme allongée à sub anguleuse, sont composés de fragments de roches acides pluricentimétriques réunis par une matrice tuffacée relativement abondante.

Les relations entre les coulées de metabasaltes massifs, les péridotites et les métagabbros différenciés sont marquées par des failles NE – SW. Le passage entre les métagabbros différenciés et les péridotites, est marqué par une zone où les roches ultrabasiques sont orientées N60° et présentent des plis dont l'axe de courbure est N – S.

I.2 - La coupe C₁

La coupe C₁ (figure 8) orientée WNW – ESE, est effectuée parallèlement à la piste Mako – Lamé sur une distance de 2 Km. Elle montre successivement vers l'Est Sud Est:

- des métapyroxénites débitées en blocs décimétriques à pluridécimétriques qui affleurent au bas de la colline à l'Est du village de Mako. La roche équante, est recouverte d'une patine grise parsemée de taches rouge brique liées à l'oxydation d'oxydes de fer. La partie fraîche de couleur sombre est composée de minéraux fins à moyen (1 – 3 mm) de pyroxène avec de rares taches blanchâtres de plagioclase et des minéraux opaques. Vers le Nord Est, la roche à grains grossiers, montre un

litage magmatique marqué par une alternance de lits clairs centimétriques à pluricentimétriques riches en plagioclase et en pyroxène et de lits plus sombres à pyroxènes prédominants avec de rares cristaux clairs de plagioclases et de minéraux opaques ;

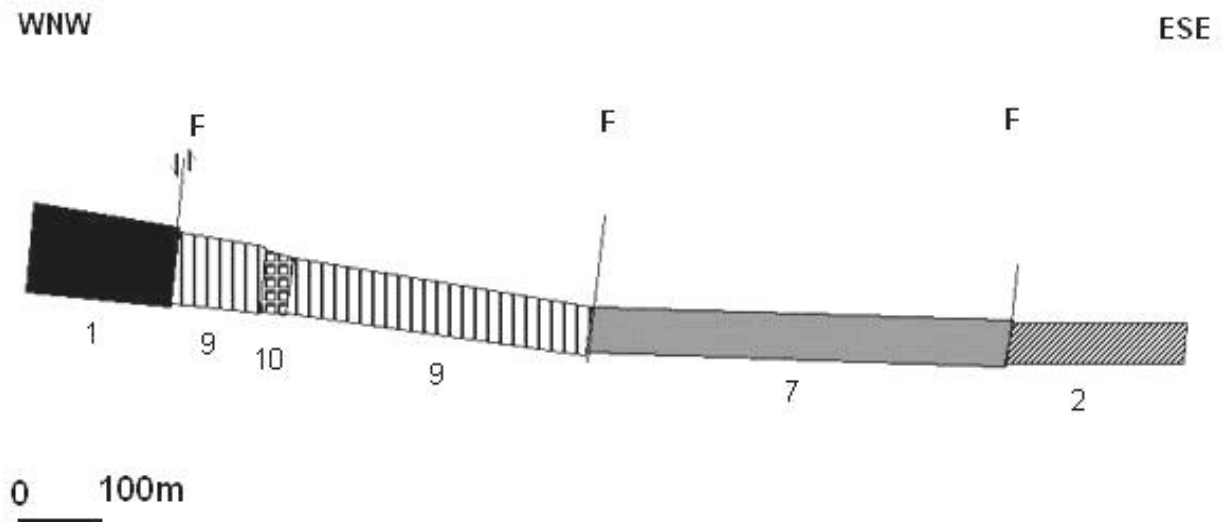


Figure 8 – Coupe C₁ (même légende que C₀)

- des tufs polygéniques de couleur mauve, s'étendent sur plus de 200 m à l'affleurement (figure 9A). Ils sont d'aspect grossier qui évolue vers des faciès fins et finement lités vers le Nord Est (figures 9B et C). Les tufs grossiers composés d'éléments décimétriques à centimétriques de forme anguleuse, sont constitués de roches éruptives acides et plus rarement basiques, réunies dans une matrice tuffacée de couleur sombre. Les tufs sont affectés par une schistosité (S1) N 20° à pendage subvertical marquée par l'orientation préférentielle des éléments. Vers l'Ouest, les tufs sont très fins et d'aspect lité, ils s'étendent à la bordure Ouest et au nord de la colline de métapyroxénites jusqu'au-delà du village de Mako. La roche de couleur blanche, se débite en bancs décimétriques avec une alternance de niveaux à grain fin et de niveaux à grain grossier traduisant une stratification So orientée N-S avec un pendage de 30 à 38 E (figure 9D). Les tufs sont recoupés par un filon de dacite porphyrique qui s'étend sur plus d'une centaine de mètres suivant la direction N160°. Le filon de puissance décamétrique à pluri décamétrique, présente des diaclases orientées généralement N70°. Vers l'Est, au contact du massif de métapyroxénites, les tufs sont plissés et orientés N30° avec un pendage de 35° NW ;

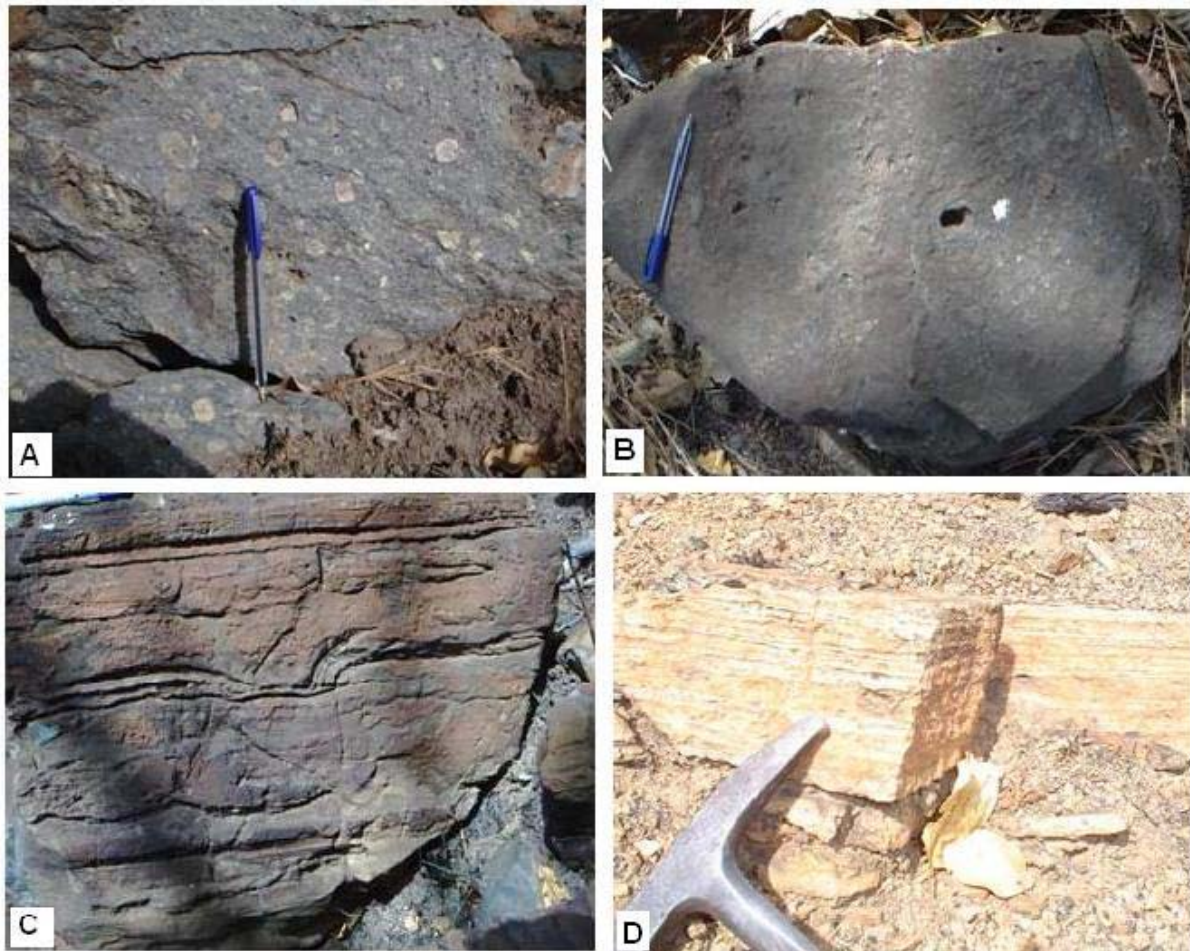


Figure 9. Produits pyroclastiques du volcanisme acide affleurant à l'Est de Mako. **(A)** Tufs à grain grossier polygéniques à éléments subarrondis à anguleux, **(B)** Tufs fins montrant une alternance de lits grossiers et fins, **(C)** Tufs fins montrant un litage souvent perturbé, **(D)** Tufs rhyolitiques stratifiés à l'Est de Mako (Piste Mako – Lamé).

Le contact entre les tufs et les métapyroxénites est marqué par une shear zone d'orientation générale $N45^\circ$ à $N50^\circ$ à pendage 75° à $80^\circ W$. A ce niveau, les tufs d'aspect folié sur plus d'une dizaine de mètres de largeur, sont complètement mylonitisés et les éléments complètement recristallisés, sont parfois indiscernables ;

- des coulées de metabasaltes massifs d'aspect amygdalaire, s'étendent sur plus de 500 m sur le trait de coupe en affleurement continu. La roche de couleur vert clair et d'aspect rugueux au toucher, est parsemée de vésicules de dimension pouvant dépasser un demi-décimètre (figure 10A). Les vésicules de forme généralement arrondie sont localement elliptiques en réponse à la fluidalité magmatique ou aux phénomènes tectoniques d'orientation générale NE (figure 10B). Les vésicules sont

remplies de quartz blanc laiteux à translucide associé à de la chlorite et à de l'épidote. A certains niveaux de l'affleurement, on observe dans les metabasaltes de véritables géodes de taille décimétrique (figure 10C) dans lesquelles on peut observer des cristaux de quartz bipyramidé centimétriques. La limite entre les metabasaltes et les tufs est marquée par une faille qui est soulignée par des brèches tectoniques renfermant des éléments de metabasaltes et de tufs boudinés et disposés suivant des plans orientés N 45° à pendage subvertical ;

- des métagabbros massifs différenciés d'aspect tacheté s'étendent sur plus de 200 m de puissance. La roche renferme des plagioclases groupés en amas dans un fond sombre constitué de pyroxène avec de rares minéraux opaques. Elle est recoupée par des injections d'épidote, de chlorite et de quartz généralement disposées suivant des fractures orientées N155° 60°W et N45 30°NW. Vers le Nord au sommet des collines, la roche est recoupée par des filons de pegmatites d'orientation générale N60° à N65° (figure 10D) ou de microgabbro orienté N40° renfermant localement des injections de metabasaltes massifs (figure 10E).

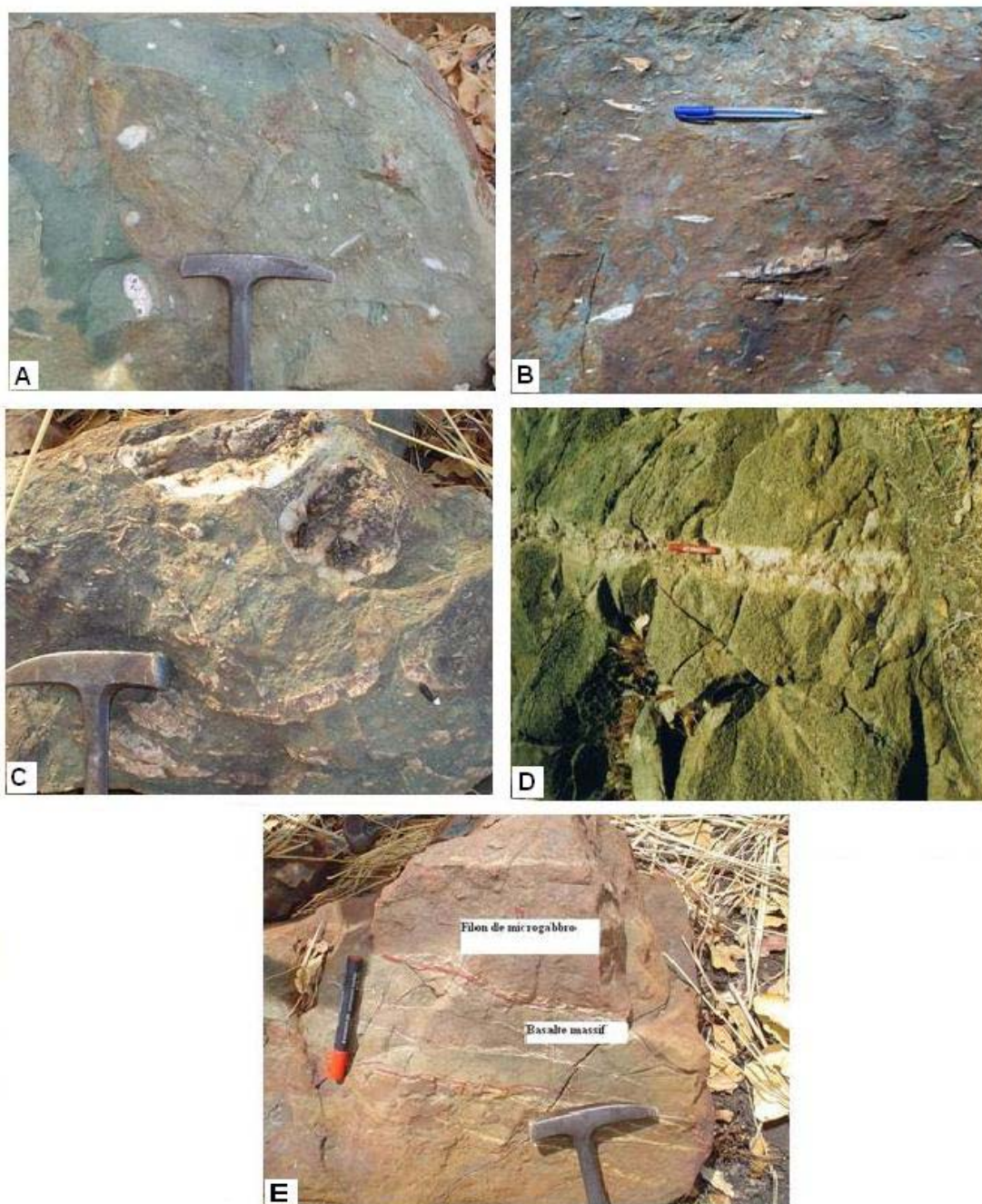


Figure 10. (A) Coulées de metabasaltes massifs d'aspect amygdalaire avec des vésicules arrondies remplies de quartz, d'épidote et de chlorite, (B) Coulées de metabasaltes massifs d'aspect amygdalaire montrant des vésicules elliptiques en réponse à la fluidalité magmatique ou aux phénomènes tectoniques, (C) Coulées de metabasaltes massifs d'aspect amygdalaire montrant des géodes décimétriques tapissés de quartz bipyramidé, (D) Métagabbros différenciés d'aspect tacheté recoupés par un filon de pegmatites d'orientation générale N60° à 65°, (E) Filon de microgabbro orienté N40° et recoupé par un metabasalte massif.

I.3 - La coupe C₂

La coupe C₂ (figure 11) orientée NE – SW, s'étend sur environ 1.5 km de long.

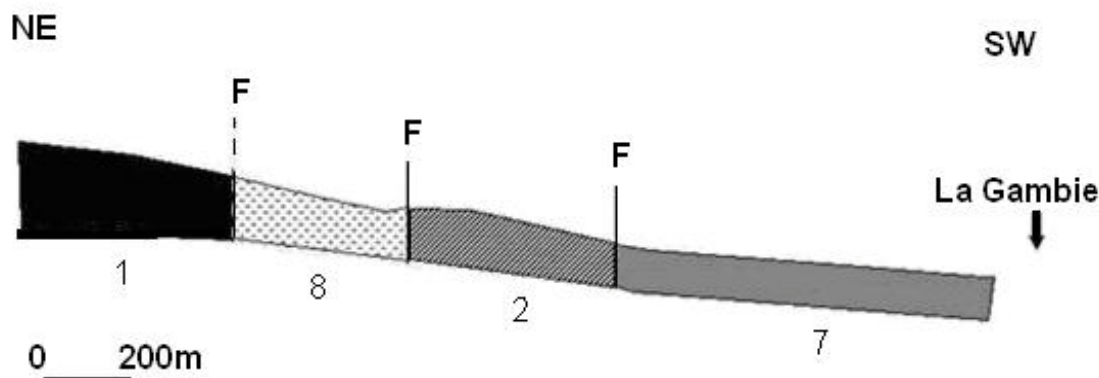


Figure 11 – Coupe C₂ (même légende que C₀)

Elle montre successivement :

- des péridotites en structure équante et localement débitées en gros blocs suivant des diaclases principalement orientées N160°, N110°, N80°, N170°, N40°. La roche très dense, est holomélanocrate avec des teintes verdâtre à bleuté en réponse aux phénomènes de serpentinisation ou de chloritisation. Elle est constituée principalement de minéraux millimétriques de pyroxène automorphes et d'olivine de taille plus modeste. Les péridotites sont recoupées par un filon de microgabbro plurimétrique (2 à 3 m) s'étendant sur plus de 200 m suivant la direction N160°. Il est parfois traversé par des veinules de quartz orientées N10°, N30° ou N60° ;
- des coulées de metabasaltes massifs interstratifiées avec d'abondantes pyroclastites. Les metabasaltes d'aspect amygdalaire, sont comparables à ceux précédemment décrits (cf. coupe C₁). Ils sont traversés par de nombreux filonnets leucocrates puis recoupés suivant la direction N165° à N170° par une intrusion de métaandésite à pyroxène porphyrique (figure 12A) rattachée au volcanisme andésitique sus - jacent. Les pyroclastites (figure 12B et C) sont représentées par des brèches volcaniques grossières, des tufs et des cinérites associés à du matériel chertitique qui s'étendent sur plus de 300 m suivant la direction N80°. Les éléments des brèches sont représentés par des metabasaltes, des tufs et des cherts de dimension décimétrique à pluri centimétrique. Ils sont de forme allongée, anguleuse à subanguleuse et sont réunis par une matrice tuffacée relativement abondante. En certains endroits, ces éléments sont affectés par des phénomènes tectoniques se

traduisant par un cisaillement dextre suivant la direction E – W. Les tufs et les cinérites sont marqués par une alternance de lits sombres centimétriques et de lits clairs millimétriques qui montrent des plans de stratification S_0 orientés $N80^\circ$ avec un pendage de $42^\circ S$.

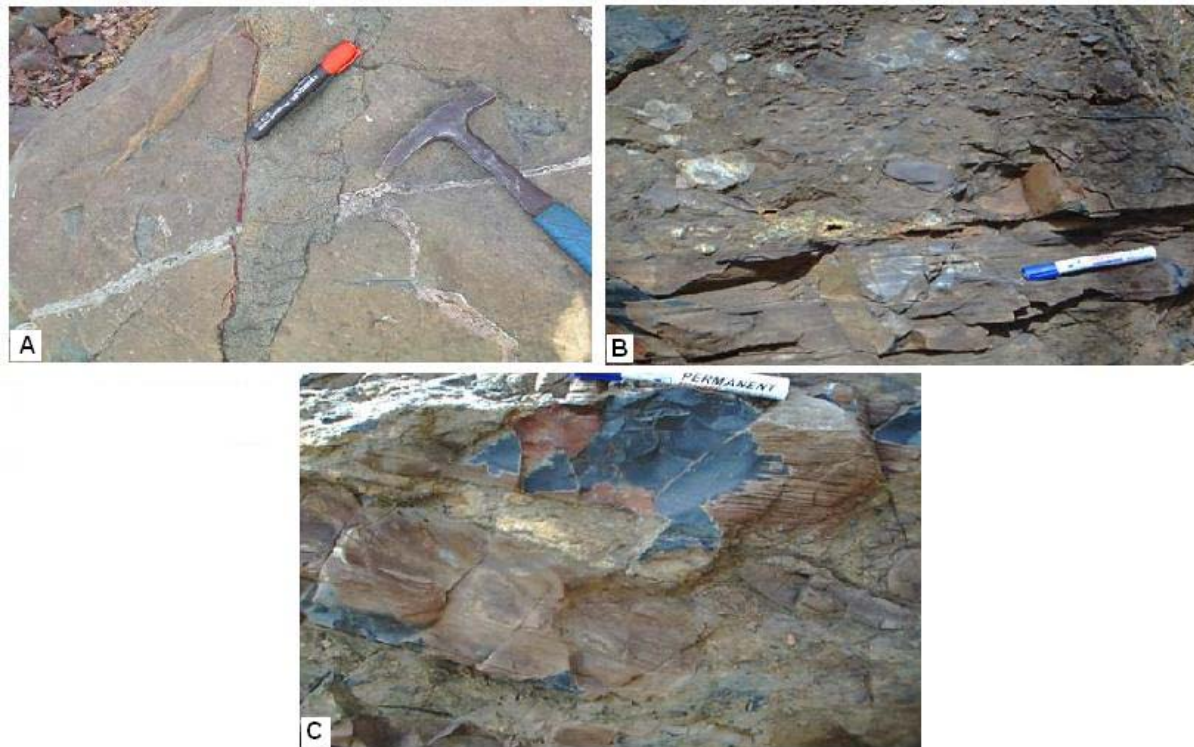


Figure 12. (A) Métabasalte massif d'aspect amygdalaire recoupé par une intrusion de métaandésite à pyroxène porphyrique, (B) Brèches volcaniques polygéniques à fragments de métabasaltes massifs, de tufs lités et de cherts, (C) Faciès bréchiqye associé à des cherts orientés $N80^\circ$ avec un pendage de $42^\circ S$.

Les relations entre les métabasaltes et les péridotites sont marquées par un contact tectonique orienté N - S à pendage sub vertical ;

- des métagabbros différenciés d'aspect tacheté comme ceux décrits précédemment (cf. coupe C_1), ils s'étendent sur plus de 500 m suivant la direction $N135^\circ$. Leur contact avec les métabasaltes est marqué par une faille N-S;
- des coulées de métabasaltes massifs s'étendent sur plus de 500 m. Les métabasaltes d'aspect amygdalaire sont débités en dalles métriques d'orientation générale $N80^\circ$ avec un pendage subvertical. La roche est un métabasalte aphyrique de couleur vert clair présentant deux types de faciès : i)- des métabasaltes vésiculaires et d'aspect tigré, traversés par un réseau de filonnets anastomosés clairs à quartz, chlorite et épidote. Les vésicules de dimension centimétrique à pluri

centimétrique, sont remplies de quartz blanc laiteux à translucide. Leur forme arrondie à subarrondie, est parfois allongée parallèlement à la linéation d'orientation générale N60°. Certaines vésicules ont un aspect de géodes avec des bordures tapissées de cristaux centimétriques de quartz alors que leur cœur est creusé de cavités souvent colmatées par du matériel rosâtre imprégné d'hydroxyde de fer. De la pyrite est disséminée dans la roche ; ii)- des metabasaltes avec des vésicules remplies soit de matériel feldspathique de couleur rose, soit d'une association quartzo - feldspathique. Dans ce cas, le quartz occupe généralement le cœur des vésicules alors que le matériel feldspathique tapisse les bordures.

I.4 - La coupe C₃

La coupe C₃ (figure 13) orientée N - S, est effectuée à 500 ou 600 m à l'Ouest de Lamé et à une vingtaine de mètres du cours de la Gambie jusqu'à la piste de Koulountou. Elle montre successivement :

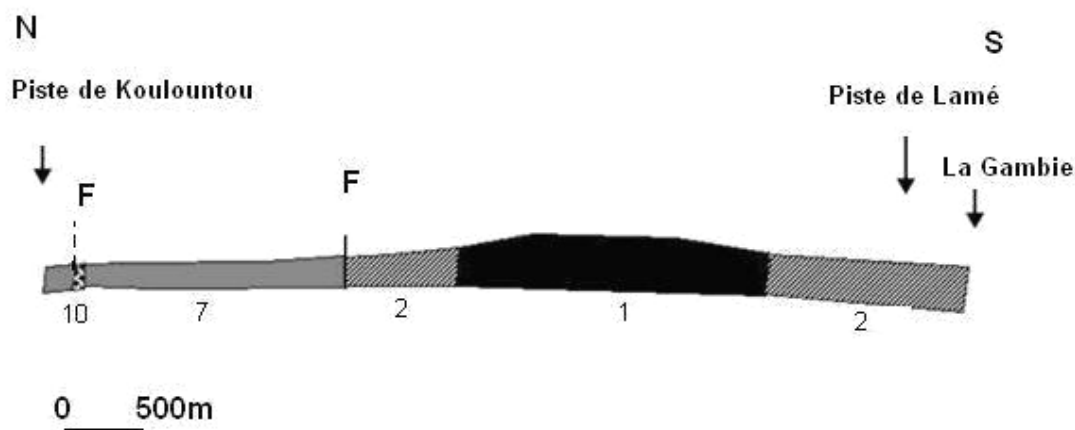


Figure 13 – Coupe C₃ (même légende que C₀)

- d'épaisses coulées de metabasaltes massifs non amygdalaires s'étendent environ sur 2 km en suivant le trait de coupe. Elles sont débitées en blocs décimétriques à pluri décimétriques. La roche est un metabasalte porphyrique de couleur vert clair et d'aspect ophitique piqueté de fins cristaux de plagioclase. Elle est affectée par un hydrothermalisme intense qui se traduit par des filonnets anastomosés de quartz, d'épidote et de chlorite. La roche est par endroits traversée par de nombreuses diaclases (N30°, N45°, N70°, N140°, N110°) remplies de quartz. Vers l'Ouest à une centaine de mètres de la piste de Mako - Koulountou, la roche est recoupée suivant

la direction N150° par un filon de microgranite de couleur claire, montrant une texture microgrenue avec des phénocristaux de quartz en œillets dans une matrice rose. La roche est affectée d'une foliation orientée N10° à N15° ;

- des métagabbros différenciés d'aspect tacheté s'étendent sur plus de 300 m. La roche est mésocrate et présente des parties sombres constituées de pyroxènes groupés en amas polycristallins et des parties claires riches en plagioclases ;

- des péridotites en structure équante débitées en dalles polygonales, font suite aux métagabbros sur plus de 2 km suivant le trait de coupe. Elles sont affectées par des diaclases orientées principalement suivant les directions N70°, N40°, N160°, N20°, N130°. La roche de composition homogène à l'échelle de la coupe, est comparable à celle précédemment décrite (cf. coupe C₂);

- des métagabbros différenciés d'aspect tacheté font suite aux péridotites d'une manière continue. La roche est mésocrate et présente des parties sombres constituées de pyroxènes groupés en amas polycristallins et des parties claires riches en plagioclase. Ce faciès passe latéralement à des métapyroxénites d'environ 400 m de puissance. La roche d'aspect porphyrique, est composée de cristaux millimétriques de pyroxène et de rares plagioclases associés à des opaques alors que vers le sud, ils sont à grain fin, traversés par des veinules d'épidote et de chlorite. Les métapyroxénites passent progressivement à des métagabbros pegmatitiques qui s'étendent sur plus de 300 m. La roche communément appelée métagabbros à spinifex est composée de pyroxène de forme prismatique pouvant atteindre une dizaine de centimètres entre lesquels se détachent des cristaux automorphes de plagioclase de taille millimétrique. Des faciès pegmatitiques plus clairs de nature dioritique et riches en oxydes, se rencontrent dans ces pegmatites.

I.4 - La coupe C₄

La coupe C₄ (figure 14) orientée NNW – SSE, est levée de la piste Mako – Koulountou jusqu'au Nord Est de Lamé. Elle montre successivement :

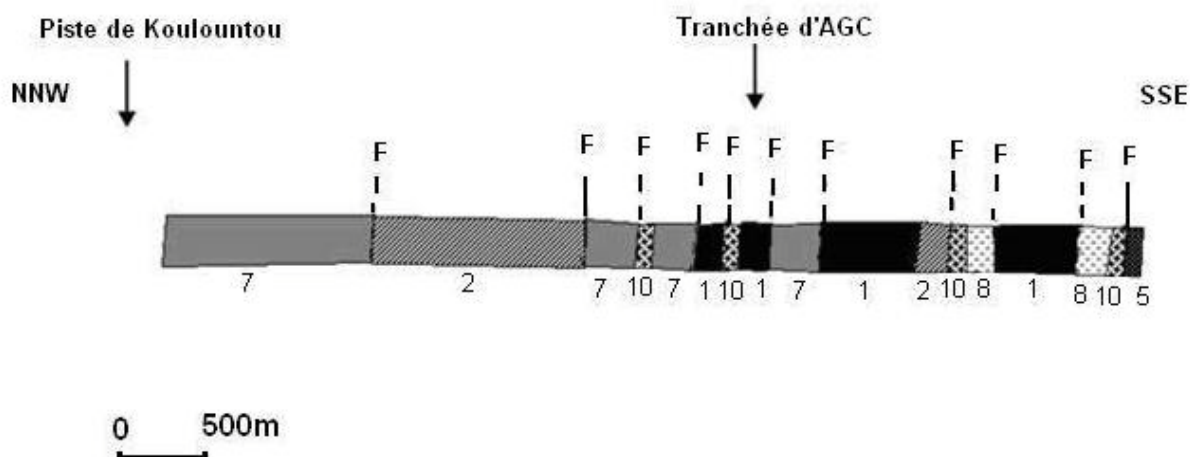


Figure 14 – Coupe C₄ (même légende que C₀)

- des coulées de metabasaltes massifs non amygdalaires très répandues à l'Ouest, elles sont recoupées par des métagabbros différenciés d'aspect tacheté et de petites intrusions de microgranites. La roche débitée en blocs décimétriques à pluri décimétriques, est un metabasalte porphyrique de couleur vert clair et d'aspect ophitique piqueté de fins cristaux de plagioclase. Elle est affectée par un hydrothermalisme intense qui se traduit par des filonnets anastomosés de quartz, d'épidote et de chlorite. La roche est traversée par endroits par de nombreuses diaclases d'orientation N30°, N45°, N70°, N140°, N110° généralement remplies de quartz. Vers l'Est, les metabasaltes deviennent amygdalaires, renfermant de nombreuses vésicules remplies de quartz translucide. Les vésicules de dimension centimétrique à pluri centimétrique, sont de forme allongée à elliptique parallèlement au sens d'écoulement de la lave. Les metabasaltes sont recoupés par une intrusion de métagabbros différenciés de puissance kilométrique sur notre ligne de coupe. Les métagabbros d'aspect tacheté sont en structure équante et leur passage avec les péridotites se fait d'une manière continue. Ils sont recoupés par un filon de microgranite de puissance décamétrique d'orientation générale N150°. Le microgranite de couleur claire, montre une texture porphyrique avec des phénocristaux de quartz en œillets dans une matrice rose. Il est affecté par une foliation orientée N - S avec un pendage de 80°W. Le microgranite est traversé par de nombreuses veinules de quartz orientées suivant plusieurs directions. A l'Ouest, il recoupe un banc de quartzite intensément déformé et présentant des plans de

foliation N - S avec un pendage de 40°W. Des veinules de quartz orientées N150° recoupent les plans de foliation, elles sont microplissées et les plis sont affectés par un décrochement senestre.

- Vers l'Est, les metabasaltes massifs et les pyroclastites sont en contact des panneaux de péridotites parfois associés à des métagabbros. Leur contact est marqué par des failles à pendage fort à subvertical et soulignées par des filons de dacite ou de microgranite. Les péridotites à structure équante sont débitées en dalles polygonales par l'action des diaclases orientées principalement suivant les directions N70°, N40°, N160°, N20°, N130°. La roche holomélanocrate est comparable à celle décrite dans la coupe Co. Elle passe progressivement à l'Est à des métagabbros porphyriques de couleur plus claire dont certains horizons ont une structure en spinifex. Les péridotites sont recoupées par un filon décamétrique de rhyolite de couleur blanche d'orientation N45° qui s'étend sur plus de 800m de longueur. Une tranchée de 3 à 4 mètres de profondeur et large d'un mètre a été creusée tout au long de son contact avec les péridotites pour la recherche de minéralisation (Diouf, 1997). La roche est une dacite aphyrique au fond de laquelle sont disséminés des cubes de pyrite. Elle est parcourue par de nombreux filonnets de quartz remplissant des fractures orientées N140° à N145° avec un pendage subvertical. Dans les zones de contact, les péridotites complètement déformées, montrent des figures de flux magmatique.

Les péridotites sont en contact avec un panneau de metabasaltes massifs non amygdalaires comparables à ceux décrits sur la coupe Co. Ce contact avec les péridotites est marqué par des failles NS à pendage fort.

Plus à l'Est, les péridotites sont en contact avec un panneau hectométrique de pyroclastites représentées par des brèches volcaniques, des tufs, des cinérites associées à du matériel chertitique. Les brèches et les tufs sont affectés par une foliation orientée N45° à N50°. Les éléments des brèches de forme allongée à sub anguleuse, sont composés de fragments de roches acides pluricentimétriques réunis par une matrice tuffacée relativement abondante. Leur contact avec les métagabbros est marqué par une intrusion de microgranite suivant la direction N45°. Le microgranite de couleur claire, montre une texture microgrenue avec des phénocristaux de quartz, de feldspaths alcalins et de plagioclases dans une matrice brune à grisâtre. Vers le Nord, la roche est plus riche en feldspaths alcalins et en quartz et présente une structure granophyrique. Le filon est affecté par une foliation

N40° avec un pendage de 80°NW, il est traversé par de nombreuses veinules remplies de quartz et de chlorite. Les veinules sont orientées principalement suivant plusieurs directions N120°, N130°, N40, N20°, N170°, celles orientées NE - SW, sont remplies par du quartz boudiné.

- des quartzites rubanés d'aspect jaspéroïde, d'orientation N38 avec un pendage sub vertical, dont le contact avec les pyroclastites est marqué par une shear zone de direction N45° à N50° soulignée par un filon de microgranite. Les quartzites sont traversés par des veinules de quartz parallèles ou sécantes à la stratification.

Conclusion

La carte (figure 15) établie à partir des coupes géologiques, a permis de montrer que le secteur d'étude est constitué principalement de coulées volcaniques, de gabbros, de péridotites et des quartzites recoupés par des granites.

Des coulées de metabasaltes qui sont géographiquement distribuées selon leur structure. Dans les parties Ouest du secteur, affleurent d'épaisses coulées de metabasaltes en coussin séparées par de faibles lentilles de quartzites rubanés communément appelés des cherts ou des jaspes. Des massifs de gabbros de longueur parfois pluri kilométrique orientés NNW-SSE, sont disposés parallèlement aux failles.

Des coulées de metabasaltes en structure massive communément appelés metabasaltes massifs associées à d'abondantes pyroclastites, affleurent dans les parties orientales du secteur. Elles présentent différents faciès dont les plus caractéristiques, sont d'aspect amygdalaire avec des vésicules remplies de quartz blanc laiteux à translucide ou d'aspect tigré et la roche est structurée par des fentes de retrait. Les pyroclastites sont composées de brèches volcaniques, de tufs et de cinérites litées de composition polygénique, associées à des cherts.

Les péridotites bien représentées sont d'orientation NNW – SSE à NE – SW concordantes aux structures tectoniques. Elles sont généralement associées à des métagabbros différenciés disposés parallèlement à l'orientation générale des massifs. Les péridotites sont coincées entre les metabasaltes massifs et les metabasaltes en pillow dont le contact est marqué par une faille NNE-SSW d'extension régionale.

A l'Est de Mako, le massif de péridotites est limité par des shear zones NE – SW. Il montre une structure plissée dans les metabasaltes massifs et le volcanisme acide dont les contacts, de nature tectonique, sont marqués par des shear zones concordantes à leur direction générale NE-SW que l'on peut suivre sur des dizaines de km jusqu'à Koulountou. La géométrie de la structure d'ensemble montre un mouvement relatif sénestre de cette tectonique.

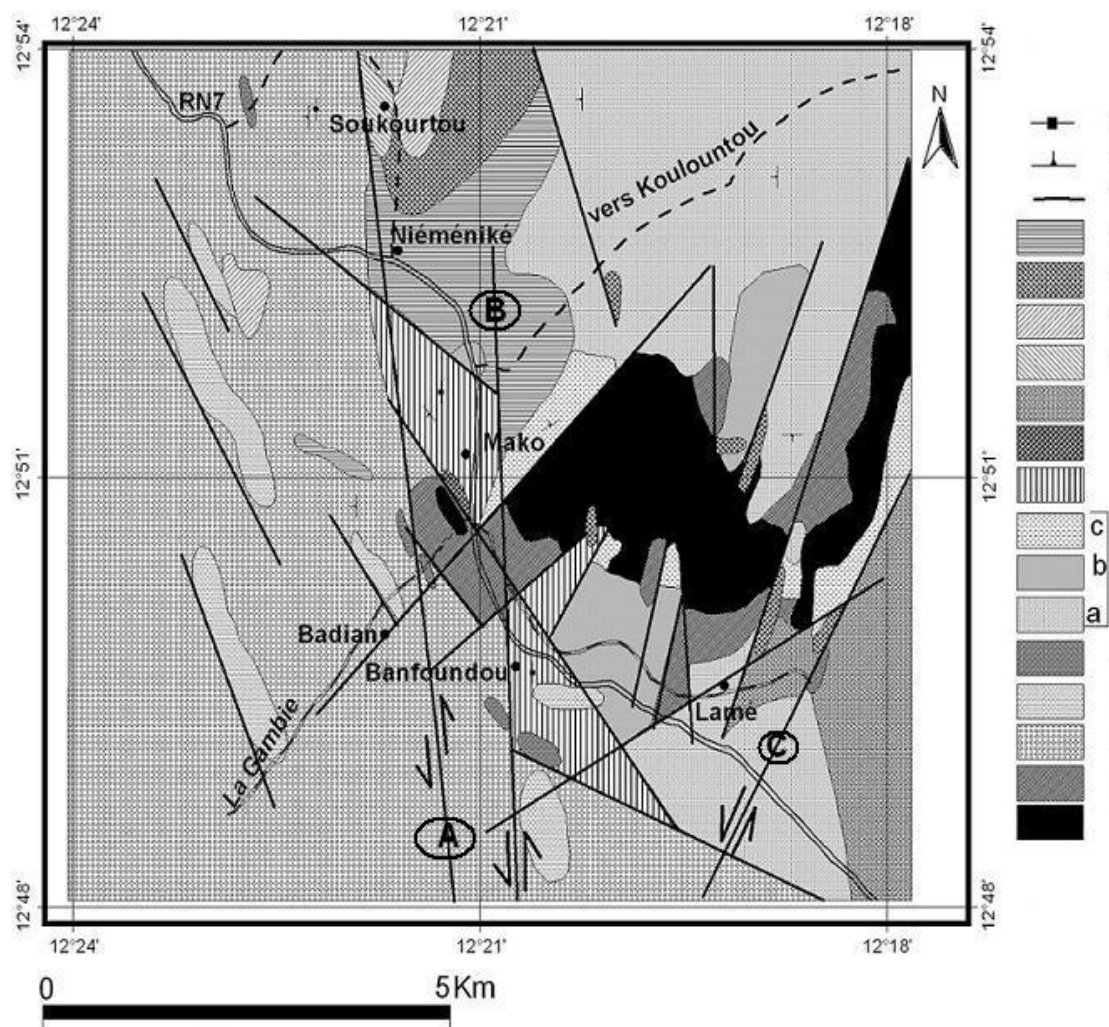


Figure 15 – Carte géologique du secteur de Mako, partie méridionale du Supergroupe de Mako. Légende: 1 – Péridotites; 2 – Métagabbros différenciés; 3 – Métabasaltes en pillow; 4 – Métagabbros; 5 - Quartzites; 6a – Métabasaltes massifs; 6b – Métabasaltes massifs amygdalaires; 6c - Pyroclastites; 7 – Volcanisme acide; 8 – Métaandésites; 9 – Roches volcanodétritiques; 10 – Granite de Soukourtou; 11 – Granite de Niéméniké; 12 – Microgranite/Dacite; 13 – Rhyolite; 14 – Shear zones et failles; 15 – Stratification ; 16 – Schistosité ; **A** – Shear zone de Mako ; **B** – Shear zone de Bafoundou ; **C** – Shear zone de Lamé.

Le volcanisme acide plus discret s'intercale entre les deux types de volcanisme basique précédents et les péridotites. Il est représenté par de faibles coulées de rhyodacite associées à d'abondantes pyroclastites. Son contact Ouest avec les péridotites est marqué par une importante intrusion de dolérites à mégacristsaux de plagioclase (Mapoka, 2001).

Le volcanisme andésitique affleure dans les parties Est du secteur où, il recoupe les metabasaltes massifs sous forme d'intrusion. Il est à rattacher au volcanisme andésitique décrit par Bassot (1966) encore appelé volcanisme de Bagnomba (Moussolo, 2000).

Les métasédiments sont composés de roches volcanodétritiques à structure fine à grossière bien répandues dans les parties orientales du secteur.

Les granitoïdes sont de deux types, i)- le granite de Soukourtou encore appelé granite de la Bananeraie dont le faciès dominant est une granodiorite déformée d'aspect gneissique, il est à rattacher au batholite de Badon - Kakadian ; ii)- les massifs circonscrits, discordants représentés par :

- le complexe granitique de Niéméniké qui est composé de granite alcalin de couleur rose, de microgranite et de rhyolite en massifs coalescents et isotropes; ils renferment des enclaves d'andésites, de diorites et de basaltes ;

- le granite de Soukouta, de forme elliptique dont le grand axe est orienté N-S, c'est une granodiorite associée à des rhyodacites à ces bordures.

Des filons de microgranites et de dacites sont généralement associés aux shear zones N - S à NE - SW qui marquent les limites entre les différentes formations géologiques.

II - TECTONIQUE

Le secteur de Mako, est affecté par diverses structures tectoniques représentées essentiellement par des couloirs de cisaillement ou « shear zone » parfois d'extension régionale et des failles le long desquelles sont disposés des filons de quartz ou de roches felsitiques (cf. figure 15).

Dans les parties occidentales du secteur d'étude, les structures sont en majorité orientées NW - SE à NNW - SSE et dans les parties orientales, elles sont pour la plupart NNE - SSW à NE - SW.

II.1- Les « shear zone »

Les « shear zone » représentent les structures majeures qui recoupent les formations du secteur étudié. Les roches affectées présentent des couloirs de déformation de largeur hectométrique marqués par une forte foliation et une importante mylonitisation. Les shear zones, principalement orientées N - S, NE - SW et NW-SE sont à l'origine du modelé structural régional du supergroupe de Mako. Elles seraient associées aux phases de déformation majeures D2 et D3 dont leur fonctionnement est synchrone de la mise en place des massifs granitiques (Milési et al., 1986 ; Ledru et al., 1989 ; Guéye et al., 2008).

II.1.1- La « shear zone » de Mako (A).

Localisée à 1.5 km à l'Ouest du village de Mako, elle est orientée NNW - SSE à N - S et avec un pendage vertical. Elle est relayée au Nord par la shear zone de Badon de même direction et bien visible sur les photographies aériennes. Elle affecte les metabasaltes en pillow lavas, les métagabbros, les quartzites rubanés et les roches volcanodétritiques qui sont tous marqués par une schistosité généralement parallèle à la direction de la shear zone (Diène, 2002). Les metabasaltes en pillow lavas sont affectés par une foliation parallèle au grand axe des coussins orienté N - S avec un pendage de 45°W (figures 16A et B). Des fentes de tension remplies de quartz sont soit orientées perpendiculairement à la foliation, soit parallèlement et dans ce dernier cas, elles montrent du quartz boudiné ou tordu. Le matériel inter - pillow est microplissé avec des plis à axe courbe liés à un cisaillement sénestre. En certains endroits, les pillow lavas sont boudinés (figures 16C et D).

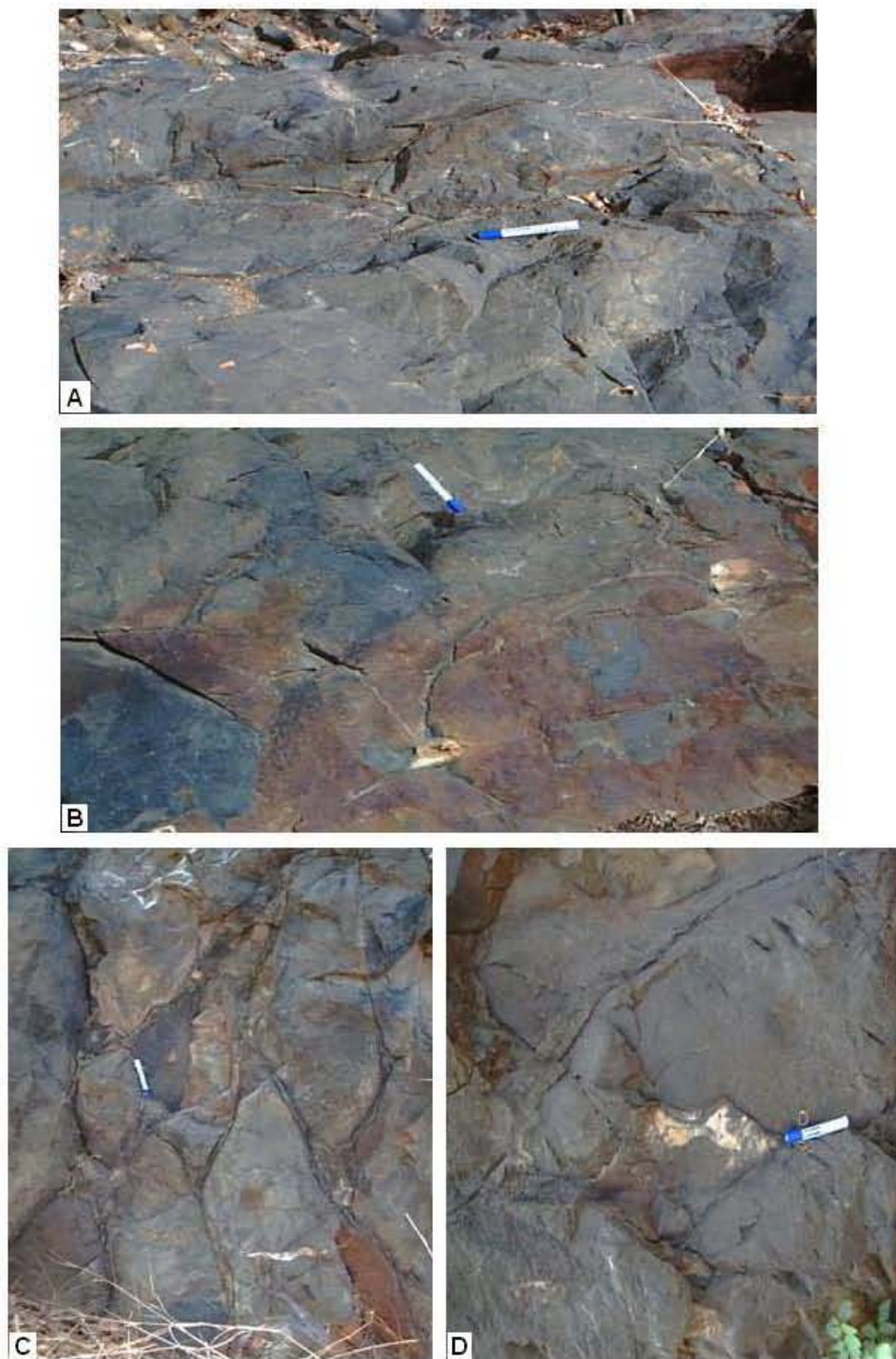


Figure 16. (A) Métabasaltes en pillow affectés par une foliation N-S avec un pendage de 45°W, (B) Métabasaltes foliés orientés N-S dont le matériel inter – pillow est microplissé, (C) Métabasaltes en pillow boudinés et traversés par des filonnets de

quartz tordus, (D) Métabasaltés en pillow boudinés avec un matériel inter - pillow microplissé. Ils sont recoupés par des filonnets de quartz tordus.

II.1.2 - La « shear zone » de Bafoundou (B).

Elle est orientée NNW-SSE à N - S et de vergence NE. Elle affecte essentiellement les roches volcanodétritiques et se marque d'une part par une schistosité orientée N170° à N165° 65°W, des boudins et des agrégats de calcite cisillés senestres et d'autre par une linéation d'étirement orientée N175° 15°S (Diène, 2002).

Dans les agglomérats volcaniques, les éléments subarrondis, sont aplatis suivant le plan de schistosité N - S à pendage vertical portant la linéation d'étirement plongeant de 36°S. La direction de la stratification est N36° avec un pendage de 43°S. Un peu plus à l'Est, dans les horizons franchement conglomératiques, la stratification montre une orientation E - W à pendage 80°S. Ils sont affectés par une shear zone où la roche affectée, présente une schistosité N - S à pendage 85°W et la stratification est N120° pentée à 30°S.

II.1.3 - A l'Est de Mako, on peut suivre un couloir de déformation ductile NE - SW très net à partir des images Landsat -TM qui serait le prolongement sud de la « shear zone » de Sabodala. C'est une faille majeure caractérisée par des structures d'enroulement sénestre observées dans les tufs et par l'aspect mylonitisé des roches dans la zone de cisaillement (Diouf, 1997).

Elle affecte des brèches volcaniques au contact des massifs ultrabasiques différenciés et jouerait le rôle de failles de type P dans un modèle de Riedel en régime transpressif (Guéye, com. orale). Au Sud Est de Mako, entre les villages de Mako et de Lamé, les brèches volcaniques associées au volcanisme acide de Bafoundou montrent une foliation orientée N45° à N50° avec un pendage subvertical (figure 17A). Au contact des péridotites, la roche intensément déformée, présente une direction de foliation N60° qui est reprise par des plans secondaires orientés N10° montrant un débit de schistosité en frites (figure 17B). Vers l'Est, au contact du même massif, la roche montre par contre un début de plissement, la stratification est orientée N30° avec un pendage de 35°W (figure 17C).



Figure 17. (A) Brèches volcaniques polygéniques à structure grossière, (B) Brèche volcanique acide montrant un débit de schistosité en frites, (C) Brèches volcaniques acides localement plissées, orientées N30° avec un pendage de 35°W, (D) Brèches volcaniques constituées de fragments de metabasaltes orientés N45° dans un matériel tuffacé très peu abondant. Elles marquent le contact entre le volcanisme

acide et les metabasaltes massifs, (E) Brèches volcaniques polygéniques non structurées montrant un cisaillement dextre, (F) Tufs lités affectés par un plissement et un cisaillement senestre.

Le contact entre les brèches volcaniques associées au volcanisme acide de Bafoundou et les coulées de metabasaltes amygdalaires situées à l'Est, est de type tectonique. En effet, à ce niveau on observe des brèches orientées N45° formées de fragments de metabasaltes amygdalaires boudinés de dimension pluri décimétrique (figure 17D). Les fragments sont cimentés par du matériel tuffacé relativement abondant de couleur verdâtre.

Plus à l'Est, au contact des péridotites, on observe des metabasaltes amygdalaires associés à d'abondantes pyroclastites orientés N80° avec un pendage de 42°S. Les éléments des brèches représentés par des fragments de metabasaltes, de tufs et de cherts de dimension décimétrique à pluri centimétrique, montrent des critères de cisaillement dextre (figure 17E). Les tufs et les cinérites associés aux cherts sont parfois affectés par un plissement repris par un cisaillement senestre qui serait lié à l'écoulement de la lave (figure 17F).

I.1.4 - La « shear zone » de Lamé (C).

Située à 1.5 km à l'Est du village de Lamé, elle est orientée N45° à N50° et affecte les jaspes, les roches volcanodétritiques et les microgranites. Elle se caractérise par une schistosité N40° – vertical affectant l'ensemble des formations et des plans de cisaillement dont le sens senestre est donné par des clastes de type « sigmas » (Diène, 2002). Dans les jaspes, la stratification orientée N38° avec un pendage subvertical, est parallèle ou sécante à l'orientation des veinules de quartz (E - W, NW - SE) qui traversent la roche.

Au Nord Est de Lamé et au contact des péridotites, des quartzites intensément déformés présentent des plans de foliation orientés N - S avec un pendage de 40°W. Des veinules de quartz orientées N150° recoupent les plans de foliation, elles sont parfois affectées par un microplissement et un décrochement senestre (figures 18A et B). La roche est recoupée par un filon de microgranite orienté suivant la direction E - W. Certaines intrusions de microgranite sont traversées par de nombreux filonnets de quartz boudiné (figure 18C).

On observe dans cette même localité, des péridotites orientées N60° et présentant des plis dont l'axe de courbure est N-S (figure 18D).

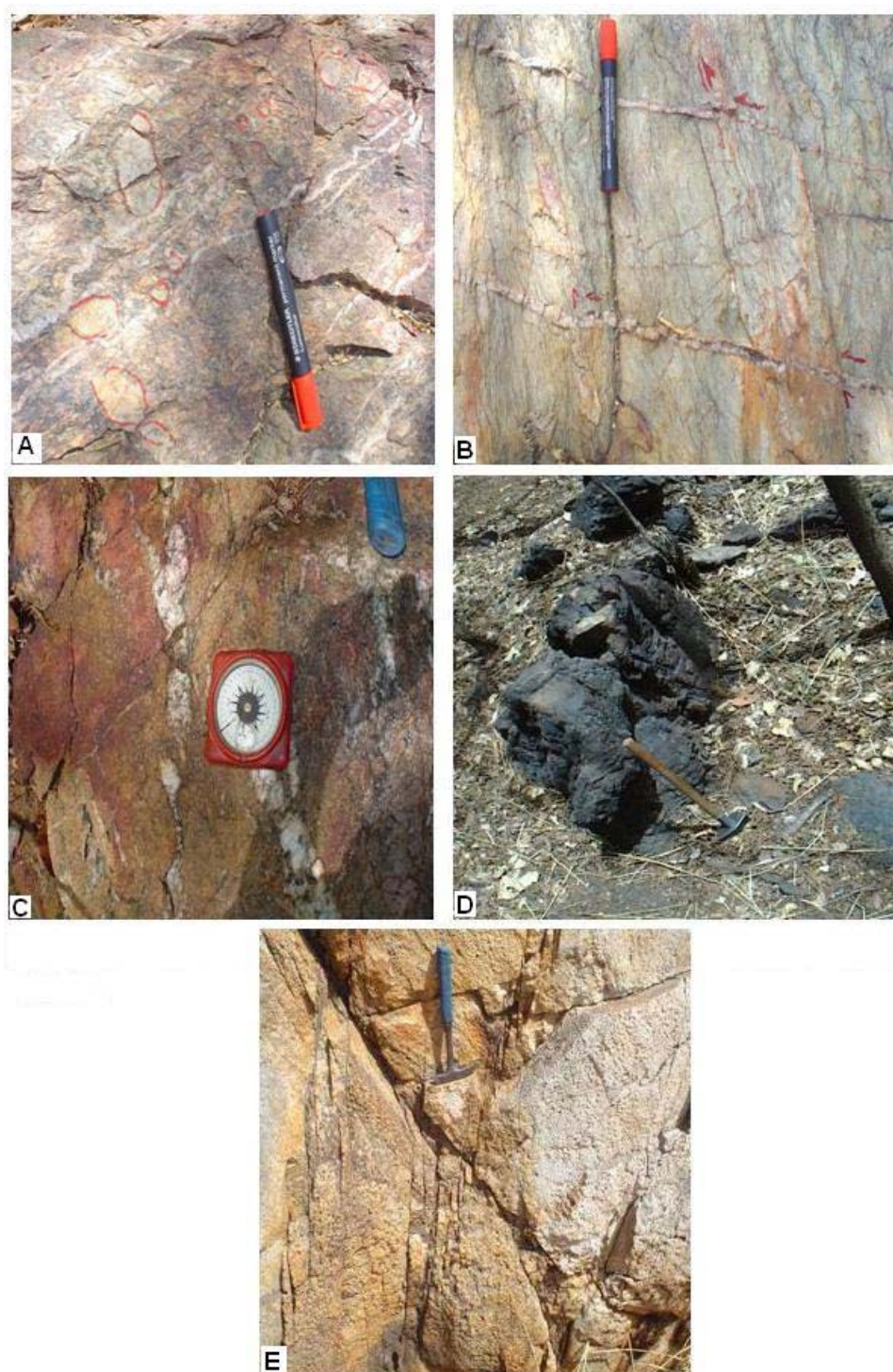


Figure 18. (A) Quartzite à niveau conglomératique recoupé par des veinules de quartz microplissées, (B) Quartzite intensément schistosé et recoupé par des filonnets de quartz. Noter le cisaillement senestre au niveau des filonnets, (C) Filonnets de quartz boudiné dans une intrusion de microgranite, (D) Péridotites au NE de Lamé affectées par une foliation N60° et d'un plissement dont l'axe de

courbure est orienté N – S, (E) Filon de dacite aphyrique affecté par des failles conjuguées.

II.2 - Les failles

Elles sont relativement plus discrètes que les shear zone et sont généralement soulignées par des filons de quartz, de roches felsitiques ou des plaquages d'oxydes de fer. Les failles sont diversement orientées, WNW, NW, NNW, NS, NE, NNE, ENE. Cette tectonique cassante tardive observée dans les metabasaltes massifs et les rhyolites (figure 18E), est associée à une structure décrochante dextre N-S (Diouf, 1997).

Conclusion

La description de la carte géologique permet de montrer qu'à l'Est de Mako, les massifs d'ultrabasites différenciées en contact tectonique avec les metabasaltes massifs et le volcanisme acide, sont disposés dans un couloir limité par des shear zones concordantes de direction générale NE-SW qu'on peut suivre sur des dizaines de km jusqu'à Koulountou. Ces shear zones joueraient le rôle de failles P dans un modèle de Riedel en régime transpressif induisant le plissement des massifs d'ultrabasites différenciées. A l'Ouest, une faille majeure orientée N150° contrôlerait l'orientation générale d'une colline isolée d'ultrabasites différenciées et la schistosité observée dans les volcanites acides. Elle est associée à un système de failles en échelon qui marquent le contact entre les coulées de metabasaltes en pillow et les massifs de métagabbros qui leur sont associés.

Des mouvements tectoniques transpressifs auraient affecté ce dispositif en deux phases distinctes (Guéye, travail en cours) :

- une première phase transpressive N-S sénestre matérialisée dans notre secteur par les failles de Badon, Bafoundou et Koulountou, associée à une extension NNE–SSW, elle affecte les metabasaltes en pillow et conduit à la mise en place d'ouvertures et de la formation des bassins dans lesquels vont s'épancher des coulées de metabasaltes massifs d'aspect vésiculaire et un volcanisme acide avec d'abondantes pyroclastites. Les conséquences de cette phase transpressive seraient la contiguïté entre un domaine profond à l'Ouest siège des metabasaltes en pillow et d'un domaine peu profond à l'Est où se sont mis en place un volcanisme subaquatique et qui expliqueraient la remontée des massifs ultrabasiques ;

- une deuxième phase transpressive NE–SW dextre, matérialisée par les failles obliques subméridiennes entraîne le plissement des roches ultrabasiqnes différenciées et contrôle la structuration des bassins marginaux à l'Est.

Chapitre III :
ETUDE PETROGRAPHIQUE

Chapitre III : ETUDE PETROGRAPHIQUE

Les formations géologiques du secteur de Mako sont représentées par des basaltes en pillow, des basaltes massifs associés à des pyroclastites, des gabbros, des ultrabasites différenciées, des rhyodacites associées à des pyroclastites, des andésites, des microgranites et des dacites.

Ces faciès magmatiques sont affectés par un métamorphisme de faible degré, leurs textures sont très bien conservées alors que la minéralogie primaire est presque entièrement déstabilisée en minéraux secondaires.

I. LE MAGMATISME SOUS MARIN

Le magmatisme sous marin est représenté par des coulées de metabasaltes en pillow, des métagabbros et des ultrabasites différenciées.

I.1. Les metabasaltes en pillow

Selon la texture, on distingue :

I.1.1. Les metabasaltes à « plumose texture » (figure 19A) constitués de microlites de plagioclase et de clinopyroxène disposés en gerbes, ils sont associés à des minéraux opaques. Une telle texture atteste d'un refroidissement rapide de la lave au contact de l'eau de mer. Les plagioclases (0,25 – 0,50 mm) d'aspect squelettique et complètement saussuritisés, ont une composition albitique. Les clinopyroxènes (0,50 – 1 mm) sont en fines aiguilles disposées en gerbes, ils sont complètement ouralitisés en amphibole secondaire associée à de l'épidote, de la calcite, de la chlorite et à des minéraux opaques. Les minéraux opaques peu abondants, sont soit en cristaux automorphes à subautomorphes de petite taille, soit en cristaux xénomorphes de grande taille, généralement associés aux amas d'épidote provenant de la déstabilisation des pyroxènes. La mésostase très peu abondante, est complètement recristallisée en amas de cristaux de quartz de forme anguleuse associés à de l'épidote et de la chlorite. La roche est parfois parcourue par des filonnets de quartz associé à de la calcite liés aux phénomènes hydrothermaux.

I.1.2. Les metabasaltes à texture microlitique porphyrique (figure 19B) sont de même composition minéralogique que les basaltes décrits ci-dessus. Les plagioclases en phénocristaux de forme tabulaire (1 – 2,5 mm), sont souvent groupés en amas polycristallins. Leurs sections sont parsemées de granules d'épidote, de quartz et parfois de calcite en réponse aux phénomènes de saussurisation. Cette paragenèse secondaire atteste une origine plus calcique des plagioclases. Les clinopyroxènes en phénocristaux de bordures irrégulières, sont transformés en

amphibole secondaire associée à de la chlorite, de la calcite, de l'épidote et à des minéraux opaques. Les minéraux opaques xénomorphes sont généralement de petite taille. Ils résultent de l'ouralitisation des pyroxènes. La mésostase relativement abondante, est constituée de microlites de clinopyroxènes transformés en actinote et associés à des oxydes.

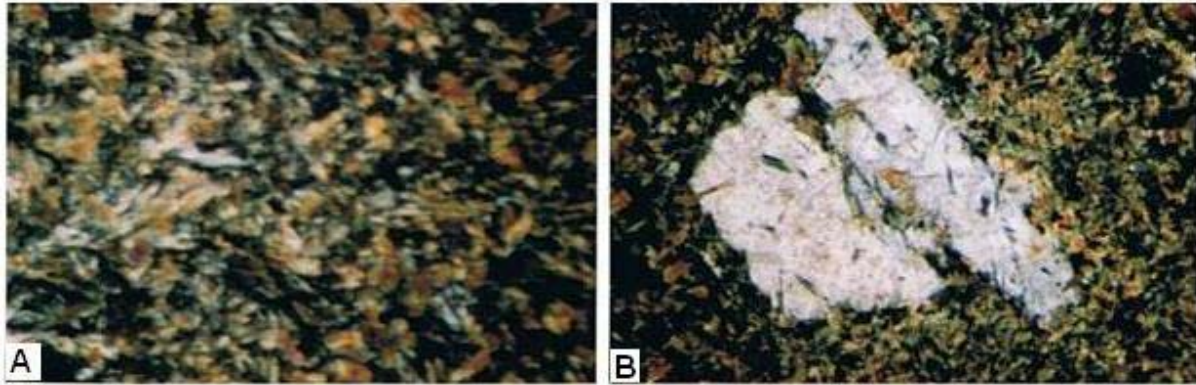


Figure 19. (A) Métabasalte en pillow lava de Badian (Gr : 10 x 10). La roche en plumose texture, est constituée de microlites de plagioclase albitisé et de fines aiguilles de clinopyroxènes ouralitisées et disposées en gerbes dans une mésostase très peu abondante et complètement recristallisée en quartz, (B) Métabasalte en pillow lava de Tambanoumaya (Gr : 10 x 10). La roche a une texture microlitique porphyrique constituée de phénocristaux de plagioclases saussuritisés et de clinopyroxènes ouralitisés associés à des minéraux opaques dans une mésostase constituée de microlites de clinopyroxènes transformés en actinote et d'oxydes.

1.2. Les métagabbros

Ils représentent les termes plutoniques associés aux basaltes en pillow et peuvent évoluer vers des pegmatites.

1.2.1. La roche a une texture grenue constituée de fins cristaux automorphes de clinopyroxène en inclusion dans d'autres individus en phénocristaux parfois poecilites intensément ouralitisés en amphibole secondaire d'aspect fibreux à section chloritisée. Les plagioclases en section tabulaire, sont presque entièrement saussuritisés. Ils sont inclus dans les clinopyroxènes poecilites. Les minéraux opaques peu abondants, sont en automorphes ou en fines traînées dans les espaces intercrystallins.

Dans d'autres faciès, le clinopyroxène est en phénocristaux tabulaires, parfois en lattes avec des sections intensément ouralitisées. Le plagioclase plus abondant et

presque entièrement albitisé, est groupé en amas et semble être englobé par les clinopyroxènes.

I.2.2. Les faciès pegmatitiques sont constitués de phénocristaux de clinopyroxène en voie d'ouralitisations pouvant renfermer des inclusions de plagioclases presque entièrement saussuritisés. Du quartz xénomorphe tapisse le fond de la roche ou est en association granophyrique avec les plagioclases. Les minéraux opaques relativement abondants, sont associés aux clinopyroxènes poecilites. D'abondants granules d'épidote secondaire occupent les espaces intercrystallins.

Conclusion

Les metabasites en pillow lavas et les massifs de métagabbros qui leur sont associés, montrent une paragenèse magmatique caractérisée par la cristallisation de clinopyroxène, de plagioclase et de minéraux opaques. La forme et la taille des minéraux d'une part et leurs relations mutuelles dans les différents faciès d'autre part, permettent de retenir l'ordre de cristallisation suivant : clinopyroxène + plagioclase + oxydes.

La minéralogie magmatique est presque entièrement déstabilisée en réponse aux phénomènes post magmatiques qui se marquent par l'ouralitisations des pyroxènes, la saussuritisations des plagioclases et la dévitrification de la mésostase.

Les clinopyroxènes sont transformés en actinote, épidote, chlorite, leucoxène, calcite et opaques. Les plagioclases sont transformés en albite, épidote, quartz et calcite attestant une origine plus calcique. Ces paragenèses, caractéristiques d'un métamorphisme de faciès schiste vert, sont liées à l'orogénèse éburnéenne et à la mise en place des granitoïdes. Signalons également l'impact de l'hydrothermalisme qui se manifeste par des injections à épidote, chlorite, quartz, calcite et sulfures qui percolent la roche et sont porteuses de minéralisations.

I.3. Les ultrabasites différenciées

Elles sont anciennement cartographiées comme des péridopyroxénites (Bassot, 1966). Ngom (1995) a montré qu'elles sont composées d'une partie ultrabasique et d'une partie basique avec des termes pegmatitiques à la périphérie des massifs.

I.3.1 – La séquence ultrabasique

Elle est constituée de werhlites et de lherzolites.

I.3.1.1 – Les werhlites

Selon la classification de Wagner (1968), les werhlites ont une texture d'hétéradcumulat (figure 20A), elles sont constituées d'olivine, de clinopyroxène et de minéraux opaques.

L'olivine en phase cumulus, représente 60 à 70% de la composition modale de la roche. Elle se présente en cristaux automorphes à sub automorphes de dimension variable. Les individus de taille modeste (0,25 – 0,5 mm) montrent des sections arrondies à sub arrondies alors que les autres en phénocristaux (0,5 – 2 mm) sont rectangulaires à losangiques. L'olivine est partiellement affectée par des phénomènes de serpentinisation qui occupent les craquelures pré existantes. La serpentine d'aspect fibreux est associée à des minéraux opaques, ou représente des réactions de bordure avec les pyroxènes.

La phase intercumulus est représentée par des clinopyroxènes poecilitiques généralement ouralitisés en amphiboles secondaires associés à de la calcite et des minéraux opaques.

Les minéraux opaques peu abondants, sont automorphes à sub automorphes associés aux clinopyroxènes ou xénomorphes issus des phénomènes de serpentinisation.

I.3.1.2 – Les Iherzolites sont des hétéradcumulats (figure 20B) comme les faciès précédemment décrits. Elles sont constituées d'olivine cumulus et de pyroxènes intercumulus.

Les cristaux d'olivine sont automorphes et de taille variable. Les sections arrondies à sub arrondies sont de petite taille (0,25 – 0,5 mm) alors que les sections rectangulaires à losangiques ou hexagonales, sont de plus grande taille (0,5 – 3 mm). La serpentinisation est intense et souligne les craquelures du minéral où elle est associée à des minéraux opaques.

Les pyroxènes intercumulus assez abondants, sont représentés par des orthopyroxènes et des clinopyroxènes poecilitiques ouralitisés en actinote, chlorite, épidote et calcite. Leur limite avec les cristaux d'olivine est marquée par une bordure ou couronne réactionnelle.

De nombreux minéraux opaques souvent automorphes sont associés aux pyroxènes ouralitisés, ils sont généralement concentrés sur les plans de clivage ou de fractures.

I.3.2 – La séquence basique

Cette séquence est caractérisée par l'absence d'olivine et l'apparition de plagioclase et de minéraux opaques d'une part, et par un litage magmatique marqué par une alternance de webstérite, de gabbros à orthopyroxène et au sommet du massif on observe des ferrogabbros et des gabbros pegmatitiques.

I.3.2.1 – Les webstérites sont des adcumulats isogranulaires (figure 20C) constitués essentiellement de pyroxènes et de minéraux opaques.

Les clinopyroxènes plus abondants que les orthopyroxènes, sont en section rectangulaire (1 – 1,5 mm) avec des bordures irrégulières, effilochées en réponse à une ouralitisaiton intense. Ils sont essentiellement transformés en calcite, chlorite, épidote, et minéraux opaques.

Les orthopyroxènes de même habitus que les clinopyroxènes, sont généralement très chloritisés.

Les minéraux opaques peu abondants (moins de 5% du volume total de la roche) sont généralement xénomorphes et de taille modeste (0,5 – 1 mm), ils sont associés aux pyroxènes ouralitisés.

I.3.2.2 – Les gabbros à orthopyroxène

La roche montre une texture grenue et légèrement hétérogranulaire.

Les plagioclases qui représentent la moitié de la composition modale de la roche, sont groupés en amas polycristallins. Les individus en lattes (1 – 2 mm) généralement saussuritisés, présentent parfois un liseré albitique. Ils sont parfois en inclusion dans les pyroxènes.

Les clinopyroxènes sont soit en cristaux automorphes et trapus (1,5 – 2.5 mm) présentant parfois des macles très nettes, soit en cristaux xénomorphes à sub automorphes de taille modeste renfermant de fins cristaux de plagioclase. Ils sont ouralitisés en amphibole, chlorite, épidote et minéraux opaques. Ils peuvent être souvent en inclusion dans les orthopyroxènes.

Les orthopyroxènes en phénocristaux automorphes à subautomorphes (1,5 – 2,5 mm), sont très chloritisés et présentent généralement des sections fortement serpentinisées. Certains individus montrent un aspect poecilitique renfermant des cristaux de plagioclase saussuritisés (figure 20D).

L'amphibole de type hornblende verte représente 0,5 à 1% du volume total de la roche. Elle est en section hexagonale ou losangique (1 mm) et montre comme les pyroxènes des inclusions de plagioclase.

Les minéraux opaques, sont soit en cristaux xénomorphes, soit en cristaux automorphes à subautomorphes. Les individus xénomorphes de grande taille (1,5 – 2 mm), sont généralement d'aspect lamellaire disposés dans les espaces inter - plagioclases ou parfois en treillis au – dessus des pyroxènes. Les lamelles sont parallèles au plan de clivage des pyroxènes ouralitisés. Les individus automorphes à subautomorphes, de taille modeste (0,60 – 0,85 mm), sont associés aux orthopyroxènes poecilitiques.

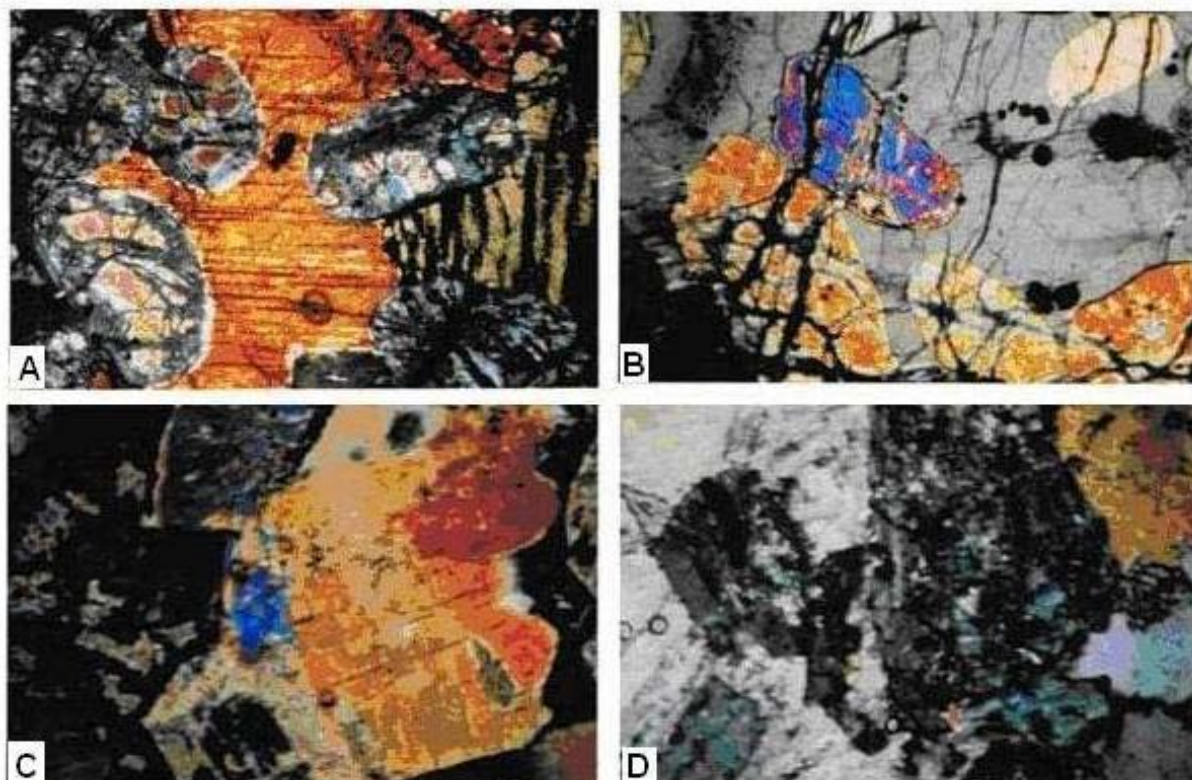


Figure 20. **(A)** Wehrlite du massif situé à l'Est de Mako (Gr : 10 x 10). La roche a une texture d'hétéradcumulat constituée d'olivine serpentinisée en phase cumulus, de clinopyroxènes poecilitiques intercumulus associés généralement à des minéraux opaques automorphes à subautomorphes, **(B)** Lherzolite du massif situé à l'Est de Mako (Gr : 10 x 10). La roche montre une texture d'hétéradcumulat de l'olivine et des clinopyroxènes cumulus, les orthopyroxènes intercumulus et poecilitiques, sont associés à des minéraux opaques, **(C)** Webstérites (Gr : 10 x 10). La roche est constituée essentiellement de clinopyroxènes xénomorphes ouralitisés renfermant de rares inclusions de plagioclases altérés avec de fines réactions de bordure. Les minéraux opaques généralement associés aux pyroxènes montrent une structure en treillis caractéristiques, **(D)** Gabbros à opx du massif situé à l'Est de Mako (Gr : 10 x 10). La roche à texture grenue renferme des plagioclases automorphes de tailles

variables. Leur section est piquetée d'épidote, de quartz et de calcite. Du quartz xénomorphe cristallise dans les espaces intercrystallins.

I.3.2.3 – Les gabbros pegmatitiques sont marqués par l'absence d'orthopyroxène, l'accroissement de la taille des minéraux et l'apparition de quartz en association granophyrique avec les plagioclases. La roche est composée de grandes aiguilles (3 – 4 mm) prismatiques de clinopyroxène groupées en gerbes avec des cristaux automorphes de plagioclase de dimension plus modeste (1,5 – 2 mm) disposés en "comb layered texture" (Taubeneck et Poldervaart, 1960 ; Lofgren et Donaldson, 1975).

Discussion et conclusion

Les roches ultrabasiques - basiques du secteur de Mako sont représentées par des massifs différenciés en wehrlites, lherzolites, webstérites, gabbros à orthopyroxènes, ferrogabbros et pegmatites.

L'ordre d'apparition des minéraux magmatiques dans la séquence ultrabasique représentée par les wehrlites et les lherzolites est le suivant : olivine + clinopyroxène ± orthopyroxène + oxydes.

Dans la séquence basique représentée par les webstérites, les gabbros à orthopyroxène, les ferrogabbros et les pegmatites l'ordre de cristallisation est le suivant : clinopyroxène + orthopyroxène + plagioclase ± hornblende verte + oxydes ± quartz ± apatite.

Cet ordre est régi par le caractère cumulatif de mise en place de ces massifs. En effet, les minéraux les plus lourds ou denses tels que l'olivine et les pyroxènes cristallisent en premier et s'accumulent au fond du massif, alors que les minéraux les moins denses comme les plagioclases occupent la partie supérieure non cumulative et sont associés à des pyroxènes. Un tel dispositif est équivalent à ceux observés dans une chambre magmatique (Wager et al., 1960 ; Wager et Brown, 1968 ; Bottinga et Weill, 1970 ; Campbell, 1977 ; Mc Birney et Noyes, 1979).

Le mécanisme de la différenciation est régi par les phénomènes de gravité où les minéraux les plus denses s'accumulent au fond et les plus légers à la partie supérieure. Cela a pour conséquence la différenciation en deux (2) séquences : ultrabasique et basique où l'enrichissement tardif en oxydes de fer et en quartz, est caractéristique d'une évolution tholéiitique.

La minéralogie primaire des différents faciès pétrographiques de ces massifs est déstabilisée en une paragenèse secondaire en réponse aux phénomènes de serpentinitisation, d'ouraltisation et de saussuritisaiton.

Des massifs ultrabasiques différenciés sont fréquemment décrits dans les ceintures volcaniques bimodales d'âge Paléoprotérozoïque du domaine Baoulé Mossi. Ils montrent une grande variabilité compositionnelle selon les provinces (tab. 4).

Au Burkina Faso, dans la ceinture de Bouroum – Yalogo, les ultrabasites sont caractérisées par la cristallisation précoce du plagioclase dans les lherzolites plagifères ou les troctolites et l'apparition d'amphibole dans les termes différenciés (Ouédraogo, 1985). Alors que les ultrabasites de Loraboué sont marquées par la cristallisation précoce de chromite associée aux olivines dans les wehrlites et de minéraux hydratés tels que les amphiboles et la biotite dans les gabbros lités. Le plagioclase n'apparaît que dans les gabbros où l'amphibole est visiblement plus abondante que les clinopyroxènes (Béziat et al., 2000).

Dans la ceinture de Kadiolo au Sud du Mali, les ultrabasites sont également marquées par la cristallisation précoce de la chromite associée aux olivines dans les dunites, les wehrlites et les lherzolites. Alors que dans les termes basiques, la séquence de cristallisation est marquée par la précocité du plagioclase, de l'orthopyroxène et du spinelle (Sangaré, 2008).

En Côte d'Ivoire, les ultrabasites de la région de la Haute Comoé Sud, sont caractérisées par l'absence de l'olivine et de la cristallisation précoce d'orthopyroxène suivie de clinopyroxène et de plagioclase (projet de coopération géologique ivoiro – allemande, 1995 – 1996). Dans la ceinture de Marabadiassa située au centre nord de la Côte d'Ivoire, les ultrabasites sont composées de dunites et de wehrlites à spinelles chromifères alternant avec des niveaux de chromitites et de clinopyroxénites à olivine. Elles sont interprétées comme des cumulats localisés à la base d'une croûte océanique (Poucllet et al., 2006).

Dans la ceinture volcanique d'Ashanti au Ghana, les roches ultramafiques sont marquées par la cristallisation précoce de l'olivine et des pyroxènes (Loh et Hirdes, 1996). Par contre dans la ceinture de Dixcove les ultrabasites sont caractérisées par l'apparition précoce de la chromite associée aux olivines dans les dunites et les harzburgites alors que dans les termes basiques, la séquence de cristallisation est marquée l'apparition d'orthopyroxènes et des plagioclases (Attoh et al., 2006).

Provinces	Contexte géologique	Pétrographie	Ordre de cristallisation
Supergroupe de Mako au Sénégal (Bassot, 1966 ; Debat et al., 1984 ; Ngom, 1995)	Sills dans la partie sud de la ceinture volcanique bimodale du supergroupe de Mako	Wehrlites et lherzolites. Webstérite, gabbro à orthopyroxène et gabbros pegmatitiques.	Ol. + Cpx. ± Opx. + Oxy. Cpx. + Opx. + Pl. + Oxy. ± Q.
Supergroupe de Mako au Sénégal (Dioh 1986, Dia 1988, Dioh et al., 1990)	Plutons syntectoniques Complexe lité de Sandikounda (partie nord du supergroupe de Mako)	Wehrlites, pyroxénites, gabbros à hornblende, diorites, hornblendites, tonalite, veines trondhémiques.	Ol. + Cpx. + Opx. + Pl. + Hb. verte + Bi. + Q.
Bouroum – Yalogo au Burkina Faso (Zonou, 1983, Sawadogo, 1983 et Ouédraogo, 1985)	Intrusions plutoniques dans la ceinture volcanique bimodale de Bouroum - Yalogo	Lherzolites plagifères, troctolites, pyroxénites, gabbros à olivine, ferrogabbros, gabbro–norites et diorite.	Ol. + Pl. + Cpx. + Opx. + Hb. verte + Oxy. + Q.
Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000)	Intrusions plutoniques dans la ceinture volcanique bimodale de Boromo	Wehrlites et gabbros lités.	Ol. + Chr. + Cpx. + Hb. brune ± Opx. ± Bi.
Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008)	Intrusions plutoniques dans la ceinture volcanique de Kadiolo.	Dunites, wehrlites et lherzolites Gabbro – norites, norites et diorites.	Ol. + Chr. + Cpx + Opx + Hb + Pl. Pl. + Opx. ± Sp. ± Cpx. ± Hb.
Akitékyi et Ahama au Ghana (Loh et Hirdes, 1996, Dampare et al., 2008)	Complexes ultramafiques mafiques localisés à la base de la ceinture volcanique d'Ashanti	Dunites, harzburgites, pyroxénites et gabbros	Ol. + Opx. + Cpx. + Hb. brune ± Chr. ± Mt.
Dixcove au Ghana (Attoh et al., 2006)	massifs de péridotites et de gabbros localisés à la base de la ceinture volcanique.	Péridotites (dunites et harzburgites) associées à de la rodingite. Leucogabbros et plagiogranites.	Ol. + Chr. + Opx. + Mt. Opx. + Pl. + Mt.
Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Poucllet et al., 2006)	massifs de péridotites et de gabbros localisés à la base de la ceinture volcanique.	Dunites, wehrlites, pyroxénites à olivine, chromitites et gabbros.	Ol. + Cpx. + Chr. + spinelle + Pl.
Haute Comoé Sud en Côte d'Ivoire (Rapport minier ivoiro – allemande, 1995 – 1996)	Intrusions plutoniques dans les ceintures volcaniques Birimiennes	Pyroxénites et gabbros/norites.	Opx. + Cpx. ± Pl.
Yaouré en Côte d'Ivoire (Fabre, 1987).	Intrusions plutoniques (Lopolite de Kami et Laccolite de Bandama) dans la ceinture volcanique bimodale du Yaouré	Ultrabasites, Gabbros, gabbros doléritiques.	

Tableau 4 – Etude comparative des massifs ultrabasiques - basiques dans les différents sillons birimiens du Craton Ouest Africain.

Dans les parties septentrionales du supergroupe de Mako, le complexe lité de Sandikounda se particularise par la cristallisation précoce des plagioclases dans les

wehrlites et par le caractère très différencié jusqu'à des diorites et des tonalites avec de la hornblende verte, de la biotite et du quartz qui s'expriment bien dans les termes différenciés.

II - LE MAGMATISME SUBAERIEN

Il est représenté par des metabasaltes massifs, des méta-andésites, et des métarhyodacites associés à d'abondantes pyroclastites.

II.1 - Les metabasaltes massifs

Ils comprennent plusieurs faciès associés à d'abondantes pyroclastites.

II.1.1 - Les metabasaltes amygdalaires (figure 21A). Ils sont formés de plagioclase en phénocristaux ou en microlites et de clinopyroxènes dans une mésostase relativement abondante renfermant des vésicules remplies de quartz. Les plagioclases en microlites très abondants dans la roche, montrent une orientation fruste. Ceux en phénocristaux de forme trapue (0,5 – 1 mm), ont des sections albitisées et épidotisées avec des macles d'albite encore bien nettes malgré le degré de saussuritisation. Les phénocristaux de clinopyroxènes sont ouralitisés en actinote associée à de la chlorite, de l'épidote, de la calcite et des minéraux opaques. Les individus les plus altérés, ont un aspect effiloché. La mésostase relativement abondante, est transformée en silice, en chlorite et en épidote.

Les vésicules généralement de forme arrondie à lenticulaire, sont remplies de quartz. Leur paroi est tapissée de quartz et d'épidote finement cristallisés alors que vers le centre, les minéraux de quartz et d'épidote forment un agrégat cristallin avec une texture plus grossière. Les formes lenticulaires (> 4 mm) présentent des extrémités effilées ou allongées.

La roche montre une texture hétérogranulaire constituée principalement de fragments de metabasaltes à texture microlitique porphyrique composée de plagioclases ouralitisés dans une mésostase relativement abondante. Les contacts entre les éléments et la matrice tuffacée, sont marqués par des cristaux de quartz xénomorphes.

D'autres faciès montrent une texture intersertale avec des plagioclases en latte (0,5 – 1 mm) et rarement microlitiques associés à des clinopyroxènes et des minéraux opaques. La mésostase est presque inexistante. Le fond de la roche est constitué parfois par des amas d'épidote de quartz. La roche est traversée par des

veinules remplies d'épidote, de chlorite et des minéraux opaques en réponse aux phénomènes d'hydrothermalisme.

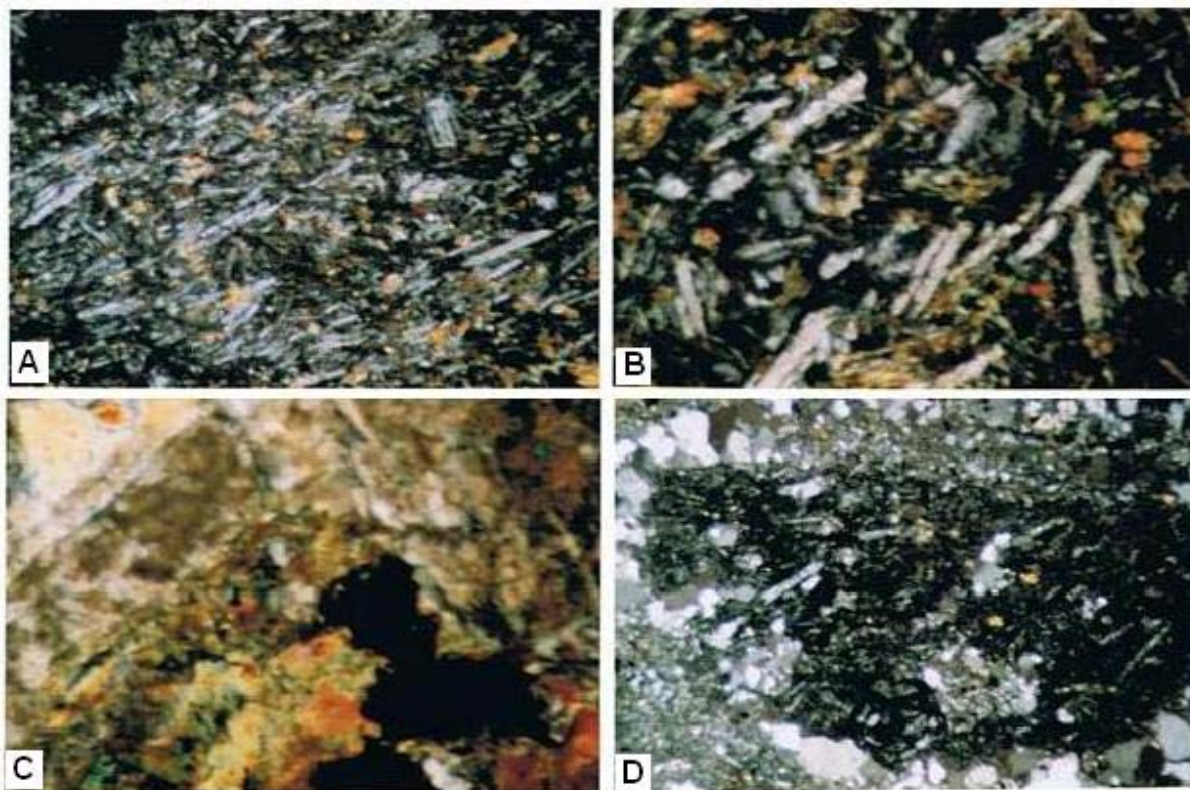


Figure 21. **(A)** Métabasalte massif amygdalaire du secteur Mako - Lamé (Gr : 10 x 10). La roche montre une texture microlitique porphyrique pseudo – fluidale formée de plagioclase en phénocristaux ou en microlites albitisés, de clinopyroxènes ouralitisés et des minéraux opaques dans une mésostase relativement abondante partiellement silicifiée. Les microlites de plagioclase très abondants dans la roche, montrent une orientation magmatique fruste, **(B)** Métabasalte massif au Nord Est de Lamé (Gr : 10 x 10). La roche présente une texture microlitique porphyrique à tendance subdoléritique constituée de plagioclase, de clinopyroxène en microlites ou en phénocristaux et des minéraux opaques dans une mésostase peu abondante recristallisée en chlorite et en épidote, **(C)** Métabasalte massif altéré (Gr : 10 x 10). La roche a une texture intersertale. Les phénocristaux de plagioclase entièrement saussuritisés sont entourés par un liséré albitique. Les clinopyroxènes en phénocristaux xénomorphes et complètement ouralitisés en actinote, épidote, et chlorite. Les opaques sont en cristaux xénomorphes, **(D)** Métabrèches volcaniques de Lamé (Gr : 10 x 10).

II.1. 2 - Les metabasaltes non amygdalaires

Selon la texture, on distingue deux types de faciès :

II.1.2.1 - les metabasaltes à texture microlitique porphyrique (figure 21B), ils sont constitués de plagioclase, de clinopyroxène en microlites ou en phénocristaux et des minéraux opaques dans une mésostase peu abondante. Les plagioclases en phénocristaux sont en lattes (0,5 – 2,5 mm) ou en microlites complètement saussuritisés et épidotisés, ils semblent englober les clinopyroxènes. Les clinopyroxènes sont en microlites ou en phénocristaux à section rectangulaire avec généralement des bordures irrégulières. Ils sont complètement ouralitisés en épidote, chlorite, calcite et opaques. Les minéraux opaques sont soit xénomorphes issus de la transformation des pyroxènes, soit automorphes baignant dans une mésostase très peu abondante et recristallisée en chlorite et en épidote. La roche est parcourue par des filonnets remplis d'épidote, de chlorite, de calcite avec de rares sulfures témoins des phénomènes d'hydrothermalisme.

Dans certains faciès, les phénocristaux de clinopyroxènes relictuels encore reconnaissables par leur clivage sont d'aspect craquelé. Ils sont généralement ouralitisés en amphiboles secondaires associés à de la calcite, de la chlorite de l'épidote et des minéraux opaques. La mésostase est presque totalement transformée en un assemblage de quartz, de chlorite et d'épidote en réponse aux phénomènes d'hydrothermalisme.

II.1.2.2 - les metabasaltes à texture intersertale (figure 21C) sont composés de phénocristaux de plagioclases, de pyroxènes et des minéraux opaques. Les plagioclases (1,5 – 2 mm) très abondants sont en lattes, ils sont presque entièrement déstabilisés en albite, épidote et quartz. Les clinopyroxènes en phénocristaux à bordures irrégulières et parfois maclés, sont ouralitisés en actinote, chlorite, épidote et minéraux opaques. Les minéraux opaques généralement xénomorphes, soulignent les plans de clivage des clinopyroxènes. La mésostase partiellement dévitrifiée, renferme des aiguilles d'amphibole secondaire et de microlites de plagioclase albitisés et silicifiés.

Dans d'autres faciès, les plagioclases en lattes complètement saussuritisées, sont entourés d'un liséré albitique. Certaines sections présentent des granules de quartz, d'épidote et de calcite. Les clinopyroxènes très abondants, ont un aspect effiloché en réponse aux phénomènes d'ouralitisation. La roche renferme beaucoup de sulfures automorphes.

II.1.3 - Les pyroclastites

Elles sont associées aux coulées de metabasaltes massifs.

II.1.3.1 - Les métabrèches volcaniques (figure 21D) montrent une texture hétérogranulaire constituée d'éléments anguleux à sub anguleux réunis dans une matrice finement recristallisée en quartz. Les éléments sont représentés par des lithoclastes et des fragments de minéraux. Les lithoclastes comprennent des fragments de metabasaltes massifs non amygdalaires montrant des bordures recristallisées en quartz et des fragments de metabasaltes massifs amygdalaires d'aspect vésiculaire. Les fragments de metabasaltes amygdalaires (1,5 – 5 mm) renferment des vésicules de quartz à extinction ondulante et des microlites de plagioclase qui montrent une orientation magmatique fruste. Les fragments de minéraux sont généralement représentés par des plagioclases saussuritisés et silicifiés. La matrice peu abondante et de nature tuffacée, est finement recristallisée en quartz. La roche est parcourue par de nombreux filonnets de calcite associée à de l'épidote.

D'autres faciès de nature polygénique, sont constitués de fragments metabasaltes, de roches volcanodétritiques associés à de nombreux minéraux opaques et de roches magmatiques acides de nature rhyodacitique cimentés par une matrice tuffacée silicifiée riche en calcite.

II.1.3.2 - Les métatufs montrent une texture hétérogranulaire caractérisée par une alternance de lits clairs plus fins riches en fragments de plagioclase saussuritisé et en quartz de forme arrondie à sub arrondie et de lits sombres constitués d'épidote, de chlorite et de quartz. La roche est parcourue par des filonnets de calcite et de quartz.

Conclusion

Les metabasaltes massifs montrent une paragenèse magmatique caractérisée par l'ordre de cristallisation suivant : clinopyroxène + plagioclase + oxydes. Cette paragenèse est déstabilisée en actinote, épidote, chlorite, calcite et quartz en réponse aux phénomènes postmagmatiques.

II.2 - Les méta - andésites

Les méta-andésites sont représentées par des faciès à plagioclase ou à pyroxène porphyrique.

II.2.1 - Les méta-andésites à plagioclase porphyrique

La roche est une andésite à plagioclase porphyrique présentant une texture microlitique porphyrique. Les phénocristaux de plagioclase de forme tabulaire (3 mm) sont généralement groupés en amas polycristallins dont certains individus sont corrodés par la mésostase. Les sections contiennent des taches d'épidote résultant des phénomènes d'albitisation, ce qui témoigne de leur composition plus calcique. Les formes en microlite très abondantes, ont un aspect squelettique parfois tordu et leur bordure est irrégulière. Les minéraux ferromagnésiens peu abondants, ne subsistent que sous forme d'association de phyllites, de chlorite, d'épidote et d'opacques. La mésostase est abondante.

II.2.2 - Les méta-andésites à pyroxène porphyrique

Elles sont à pyroxène porphyrique (figure 22A) comparables aux faciès communs des andésites de Bagnomba (Moussolo, 2000). La roche est constituée de plagioclases saussuritisés et complètement épidotisés en forme de lattes (0,45 – 1,5 mm) le plus souvent groupés en amas polycristallins. Les phénocristaux de clinopyroxènes à bordure irrégulière, sont partiellement ou totalement ouralitisés en actinote, chlorite brune épidote, calcite et minéraux opaques. Certains individus présentent des reliques avec des clivages caractéristiques. La mésostase relativement abondante, renferme des aiguilles de clinopyroxène transformé en chlorite, épidote et calcite.

Conclusion

L'ordre de cristallisation dans les méta-andésites est : clinopyroxène + plagioclase ± chlorite ± épidote + calcite ± quartz.

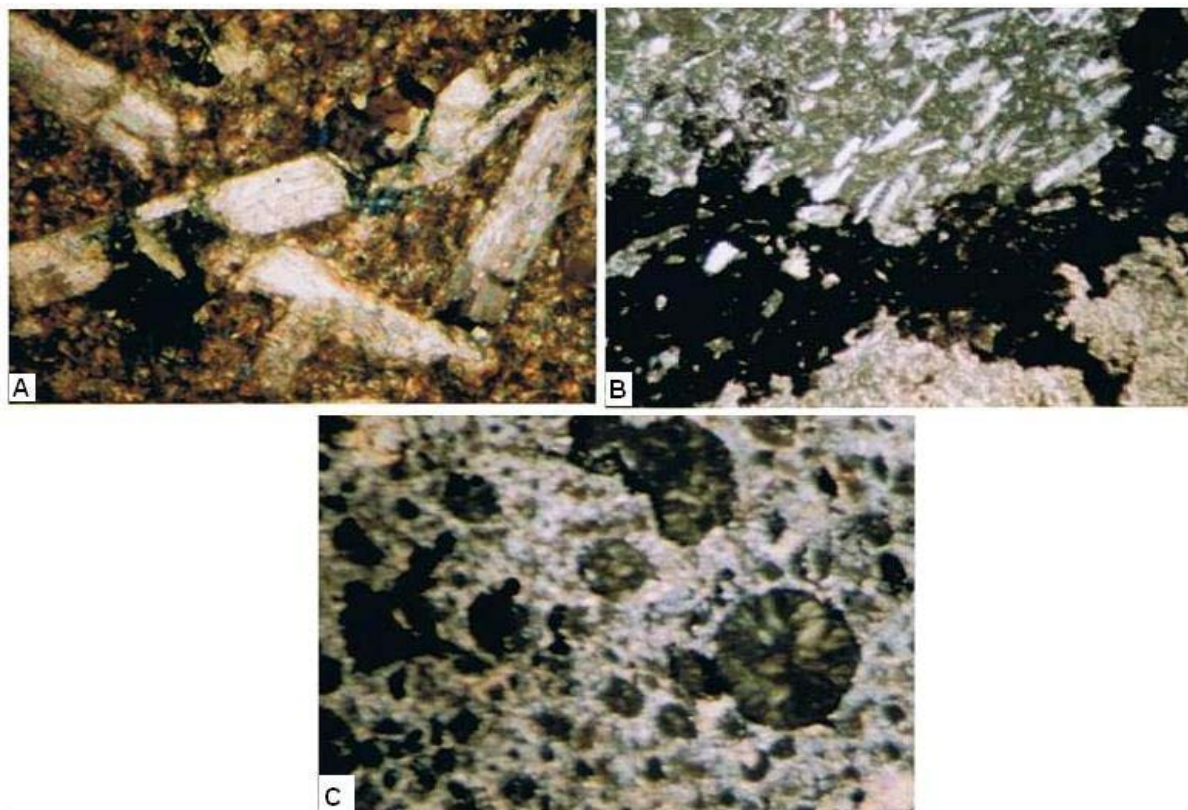


Figure 22. (A) Méta-andésite en filon dans les metabasaltes massifs de Lamé (Gr : 10 x 10). La roche est une méta-andésite porphyrique avec des plagioclases en lattes et des pyroxènes complètement transformés en actinote, chlorite, épidote, calcite et minéraux opaques. La mésostase peu abondante, renferme des microlites de clinopyroxènes transformés en chlorite, épidote et calcite, (B) Métabrèche volcanique acide du secteur Mako – Lamé (Gr : 10 x 10). La roche est une brèche volcanique constituée de fragments de metabasaltes massifs à texture microlitique pseudo – fluidale. Les éléments sont corrodés par une mésostase hyaline isotrope qui renferme de rares cristaux ou de fragments de roches plus fins, (C) Fragments de laves dans les brèches volcaniques acides du secteur Mako – Lamé (Gr : 10 x 10). D'autres fragments renferment des glomérules sphériques de quartz dans une mésostase complètement recristallisée en séricite et avec de rares minéraux opaques.

II.3 - Les métarhyodacites et les intrusions dacitiques

II.3.1 - Les métarhyodacites

Elles constituent de rares coulées associées à des pyroclastites relativement abondantes. La roche est une rhyodacite à texture microlitique porphyrique constituée essentiellement de quartz et de plagioclase. Le quartz se présente en

cristaux automorphes, groupés en amas polycristallins avec des individus à section sub arrondie montrant parfois des golfes de corrosion. Les phénocristaux de plagioclase (2 à 3 mm) déstabilisés, sont associés à de l'épidote et de la calcite en réponse à une saussuritisation avancée. Les individus en microlite montrent une orientation magmatique fruste. Les minéraux ferromagnésiens sont rares et ne subsistent que sous forme d'amas de chlorite et d'opagues.

II.3.2 - Les intrusions dacitiques

Elles comprennent un faciès aphyrique d'aspect hololeucorate et un faciès à quartz porphyrique.

II.3.2.1- Le faciès aphyrique anciennement cartographié comme une rhyolite blanche (Milési, 1978), montre une texture microlitique porphyrique constituée essentiellement de plagioclase en phénocristaux (0,25 – 0,5 mm) ou en microlites et de minéraux opaques. Les phénocristaux de plagioclase en baguettes trapues, sont groupés en amas polycristallins, ils sont associés à de la calcite et de la silice en réponse aux phénomènes de saussuritisation. Certains individus présentent cependant des macles bien nettes. Les microlites de plagioclase très abondants, montrent une orientation magmatique fruste, ils baignent dans une mésostase très peu abondante. Les minéraux opaques sont en phénocristaux automorphes (0,2 – 0,3 mm) isolés ou disséminés dans la roche dont certains sont de la pyrite.

II.3.2.2 - Le faciès porphyrique est constitué de quartz, de plagioclase et des reliques de minéraux ferromagnésiens dans une matrice felsitique. Le quartz en phénocristaux (0,5 – 3,5 mm) à section pyramidale ou subarrondie montre parfois des golfes de corrosion. Certains individus montrent des inclusions de plagioclase. Les plagioclases généralement fracturés et groupés en amas polycristallins, sont en phénocristaux trapus (1,5 x 1 mm) présentant parfois des macles bien nettes. Ils sont associés à de la calcite, du quartz, de l'épidote en réponse à une saussuritisation intense. La hornblende verte est presque entièrement transformée en biotite, en calcite en épidote et en minéraux opaques. La matrice de nature felsitique est constituée de microlites de plagioclases et de microcristaux de quartz.

II.3.3 - Les pyroclastites

Elles sont représentées par des brèches volcaniques et des cinérites.

II. 3.3.1 - Les métabrèches volcaniques

Elles sont constituées de fragments lithiques et des fragments de minéraux cimentés par une mésostase.

Les fragments lithiques de forme anguleuse à sub anguleuse, sont composés de basaltes ou de rhyodacites corrodés par la mésostase (figure 22B). Les fragments de pélites gréseuses renferment des granules de calcite, de la chlorite fibro-radiée auréolée de quartz microcristallin ou de grains de quartz entourés d'une couronne de chlorite (figure 22C).

Les fragments de basaltes sont comparables aux metabasaltes massifs, avec une texture microlitique porphyrique pseudo – fluidale constituée de plagioclase albitisé en microlites ou en phénocristaux et de minéraux ferromagnésiens complètement chloritisés.

Les fragments de rhyodacite ont une texture microlitique porphyrique fluidale, ils sont composés de quartz à golfes de corrosion et de plagioclases albitisés en amas polycristallins.

Les fragments de minéraux sont représentés essentiellement par des plagioclases ou du quartz souvent corrodés.

La matrice de nature hyaline et abondante, corrode les lithoclastes.

II.3.3. 2 - Les cinérites

Les cinérites sont entièrement kaolinisées, elles montrent une texture constituée d'agrégats de quartz, d'épidote, de minéraux opaques dans une masse formée de minéraux argileux où se détachent des phyllites.

D'autres faciès sont structurés par une alternance de lits clairs finement cristallisés en quartz avec de rares cristaux de plagioclase altéré et de lits sombres plus épais, riches en minéraux argileux associés à de l'épidote et des minéraux opaques.

Conclusion

La composition minéralogique de ce volcanisme acide est : plagioclase + quartz ± chlorite ± épidote ± amphibole. L'absence de feldspath alcalin dénote du caractère peu alcalin de ce volcanisme felsitique.

III – LES INTRUSIONS MICROGRANITIQUES ET GRANITIQUES

III.1 - Les microgranites

La roche montre une texture microgrenue constituée de quartz, de plagioclase et des reliques de minéraux ferromagnésiens associés à des opaques dans une

matrice felsitique. Le quartz se présente en cristaux automorphes (2 – 3 mm) généralement fracturés avec des individus à section pyramidale ou sub arrondie montrant parfois des golfes de corrosion. Les plagioclases en phénocristaux (1,5 – 2,5 mm) trapus, sont généralement groupés en amas polycristallins avec des macles bien nettes. Certains individus sont transformés en quartz associé à de la calcite et de l'épidote en réponse aux phénomènes de saussuritisation et de séricitisation. Les minéraux ferromagnésiens (anciennes amphiboles ?) très peu abondants, ne subsistent que sous forme d'amas de biotite, de chlorite, d'épidote et de calcite associées à des oxydes de fer. La matrice de nature felsitique est constituée de microlites de plagioclases silicifiés et de microcristaux de quartz. La roche est parcourue par un filonnet de calcite associée à du quartz et de la tourmaline.

Dans certains faciès, la roche montre une texture granophyrique caractérisée par des plagioclases en association symplectique avec du quartz et de minéraux opaques xénomorphes associés à de la biotite déstabilisée.

III. 2 – LE GRANITE DE SOUKOUTA

La roche est une granodiorite constituée de quartz, de plagioclase, de microcline, d'amphibole et de minéraux opaques. Le quartz souvent fracturé, est groupé en agrégats polycristallins xénomorphes à extinction ondulante. Il renferme des inclusions d'amphiboles, de plagioclases et de minéraux opaques. Les plagioclases groupés en amas polycristallins sont parfois zonés, ils sont en phénocristaux allongés ou trapus avec des contours irréguliers. Ils sont associés à de la séricite, de la calcite et de l'épidote en réponse à une saussuritisation plus ou moins intense. Certaines sections renferment des inclusions d'amphiboles et de minéraux opaques. Le microcline très faiblement représenté dans la roche, se présente sous forme de cristaux automorphes à contours irréguliers et à macle difficilement observable à cause de l'altération. Les amphiboles sont représentées par la hornblende verte disséminée dans la roche sous forme de cristaux généralement automorphes trapus ou allongés et à contours irréguliers. Elle est souvent altérée en biotite, en calcite, en chlorite en épidote et en minéraux opaques. Certaines sections sont parfois maclées et renferment des inclusions de minéraux opaques. La biotite d'aspect fibreux, est faiblement représentée dans la roche. Elle est généralement déstabilisée en chlorite associée à des minéraux opaques qui sont relativement abondants dans la composition modale de la roche (Sagna, 2002).

III. 3 – LE GRANITE DE NIEMINIKE

La roche est un granite alcalin de couleur rose comprenant un faciès grenu et un faciès microgrenu tous constitués de quartz, de microcline, de plagioclase, d'amphibole, de muscovite et de minéraux opaques.

Dans le faciès grenu, le quartz souvent xénomorphe, présente par endroits une extinction ondulante. Le microcline, automorphe à subautomorphe présente généralement des macles quadrillées. Le plagioclase peu abondant présente des sections tabulaires avec un contour plus ou moins régulier. Il est associé à de la calcite à de l'épidote en réponse aux phénomènes de saussuritisation et d'épidotisation. L'amphibole est presque entièrement déstabilisée en minéraux secondaires associés à des minéraux opaques. La muscovite se présente sous forme de feuillets disséminés dans la roche.

Le faciès microgrenu est formé de porphyres de quartz, de plagioclase et de microcline dans une matrice constituée essentiellement de microcristaux de quartz et de feldspaths, de l'épidote et des minéraux opaques (Diamé, 2002).

L'étude pétrographique des granites montre une différence notable d'une part, entre le granite de Soukouta et les intrusions microgranitiques pauvres en feldspaths alcalins et d'autre part le granite de Niéméniké riche en feldspaths alcalins.

CONCLUSION

Les données lithologiques et pétrographiques ont permis de distinguer dans la partie méridionale du Supergroupe de Mako, la succession suivante. De la base au sommet, on a :

- un volcanisme sous marin effusif représenté par d'épaisses coulées de metabasaltes en pillow associées à des péridotites et recouvert par des quartzites. Il est recoupé par le granite de Badon Kakadian et le granite de Soukouta.
- un volcanisme subaérien représenté par des coulées de metabasaltes massifs associées à d'abondantes pyroclastites, un volcanisme andésitique associé à d'abondantes pyroclastites et un volcanisme acide où la fraction lavique est peu importante. Ils sont recoupés par le granite alcalin de Niéméniké et des filons felsitiques. L'abondance des pyroclastites, l'absence de structure en pillow laissent penser à un volcanisme subaérien de type explosif.

Ce dispositif contrasté du volcanisme se retrouve dans les parties centrale et septentrionale du Supergroupe de Mako avec cependant un caractère moins tranché.

Au Nord, les basaltes en pillow reposent sur les basaltes en structure massive (Dia, 1988) ou sur des métasédiments immatures (Diallo, 1994) et l'ensemble est recouvert par un volcanisme acide à intermédiaire. Dans les parties centrales, seuls sont cartographiés des basaltes en pillow sur lesquels reposent des métasédiments volcanodétritiques et des carbonates avant le volcanisme acide à intermédiaire (Ngom, 1985).

Une telle succession se retrouve dans les ceintures volcaniques birimiennes bimodales (A₃) du craton Ouest Africain (Milési et al., 1989).

Chapitre IV :
ETUDE MINERALOGIQUE

Chapitre IV : ETUDE MINERALOGIQUE

Cette étude a été réalisée à partir des résultats des analyses cristallographiques obtenus sur l'ensemble volcanoplutonique basique et sur les ultrabasites de Mako (Diallo, 1994 ; Ngom, 1995). Ils sont comparés à ceux obtenus sur les ultrabasites de Bouroum Yalogo (Ouédraogo, 1985) et de Loraboué (Béziat et al., 2000) au Burkina Faso et de Katiola – Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006) en vue de mettre en évidence leurs particularités dans les ceintures volcaniques birimiennes.

I – LES MINERAUX MAGMATIQUES

I.1 - L'OLIVINE

Les olivines (tableaux 5 à 7) sont présentes dans les wehrlites et les lherzolites de la séquence ultrabasique et absentes dans la séquence basique du Supergroupe de Mako (Diallo, 1994 ; Ngom, 1995), de Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000) et de Katiola – Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006). Par contre, elles sont présentes dans les parties ultrabasiques et basiques des ultrabasites de Bouroum Yalogo (Ouédraogo, 1985) et de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008).

Les olivines des wehrlites et des lherzolites de Mako ont des compositions variant entre Fo80 et Fo85 (Ngom, 1995). Ces compositions sont sensiblement plus faibles que celles des olivines (Fo : 89 – 90%) des dunites et des wehrlites de la région de Katiola – Marabadiassa (Pouclet et al., 2006). Elles sont par contre comparables à celles des olivines (Fo: 80 – 85%) des dunites et des gabbro – norites de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008) et des péridotites (Fo85) de Dixcove au Ghana (Attoh et al., 2006).

Les olivines des wehrlites de Loraboué (Béziat et al., 2000) ont des teneurs en Fo (84 – 85%) comparables à celles des wehrlites de Mako. Par contre, les olivines des lherzolites (Fo: 80 – 81%) et des gabbros à olivine (76 – 78 %) de Bouroum – Yalogo sont relativement moins magnésiennes (Ouédraogo, 1985) que celles de Mako.

Tableau 5 - ANALYSES CHIMIQUES DES OLIVINES DANS LES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE MAKO (Ngom, 1995). 70

	Ouest Mako					Est Mako													Koulountou		
	Wehrlite					Lherzolite													Lherzolite		
N° Ech.	M1A	M1A	M1A	11	11	77	77	77	77	77	77	77	77	77B	77A	77B	77A	77A	77A	36	36
Points	49	54	55	10	14	63	64	68	69	70	72	74	37	55	24	49	52	55	1	8	
SiO2	40,97	40,75	40,19	41,08	40,55	39,54	40,09	39,78	40,32	39,98	40,37	40,21	40,85	40,44	39,84	38,41	40,32	40,44	39,56	39,45	
TiO2	0	0	0,04	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al2O3	0,04	0,05	0	0	0,02	0	0,08	0,06	0,07	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cr2O3	0	0	0,03	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
FeO	13,53	13,53	13,21	14,08	13,61	17,27	17,09	17,05	17,07	16,11	16,88	17,02	16,52	17,42	16,72	17,54	17,55	17,42	17,12	17,41	
MnO	0,16	0,29	0,25	0,17	0,09	0,33	0,28	0,28	0,21	0,3	0,29	0,31	0,19	0,12	0,23	0,2	0,06	0,12	0,23	0,2	
MgO	45,67	45,06	45,36	45,32	45,25	42,47	41,99	41,91	41,51	42,75	42,02	41,97	43,93	43,08	44,09	41,43	43,51	43,08	42,58	41,67	
CaO	0,1	0,05	0,11	0	0	0,05	0,12	0,08	0,06	0,08	0,11	0,09	0	0	0	0	0	0	0,08	0	
NiO	0,31	0,41	0,3	0,3	0,36	0,25	0,29	0,25	0,31	0,28	0,17	0,29	0,35	0,22	0,32	0,43	0,25	0,22	0,02	0,24	
Total	100,8	100,1	99,49	101	99,98	99,92	99,94	99,41	99,55	99,5	99,84	99,89	101,8	101,3	101,2	98,01	101,7	101,3	99,59	98,97	
	formule structurale sur la base de 4 atomes d'oxygène																				
Si	1,01	1,01	1,01	1,02	1,01	1,01	1,02	1,01	1,03	1,01	1,02	1,02	1,01	1,01	1	1	1,01	1,01	1,01	1,01	
Ti	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Al	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Fe2+	0,27	0,28	0,28	0,29	0,28	0,37	0,36	0,36	0,36	0,34	0,36	0,36	0,34	0,36	0,35	0,38	0,37	0,36	0,36	0,37	
Mn	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	
Mg	1,68	1,67	1,69	1,67	1,68	1,61	1,59	1,59	1,57	1,61	1,59	1,59	1,62	1,61	1,65	1,61	1,62	1,61	1,62	1,59	
Ca	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Ni	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0	0	0	
Total	2,99	2,99	2,99	2,99	2,99	3	2,98	2,99	2,97	3	2,98	2,98	2,99	2,99	3	3	2,99	2,99	2,99	2,99	
Fa	14,21	14,37	13,99	14,84	14,43	18,5	18,51	18,51	18,69	17,38	18,31	18,45	17,41	18,47	17,54	19,21	18,45	18,47	18,39	18,97	
Fo	85,35	85,19	85,44	85,15	85,56	81	80,85	80,96	80,91	82,07	81,07	80,96	82,58	81,52	82,45	80,78	81,54	81,52	81,6	81,02	
somme	99,56	99,56	99,43	99,99	99,99	99,5	99,36	99,47	99,6	99,45	99,38	99,41	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	99,99	
XMg	0,86	0,86	0,86	0,85	0,86	0,81	0,82	0,82	0,81	0,83	0,82	0,82	0,83	0,82	0,83	0,81	0,81	0,82	0,82	0,81	

Minéraux magmatiques	Lherzolites	Gabbros à orthopyroxène	Ferrogabbros	Gabbros pegmatitiques
Olivine	Fo, 80-82 %			
Orthopyroxène	En 79–81%, Wo 3%, Fs 15–16%			
Clinopyroxène	En 48–49%, Wo 41–42%, Fs 8-9%	En 39–42%, Wo 39–43%, Fs 15-21%	En 36– 42%, Wo 37-39%, Fs 16-23%	En 43–46%, Wo 38–40%, Fs 13-17%
Plagioclase	-	albitisé	albitisé	albitisé
oxydes	Mgn 93% Usp7%	Non analysés	Mgn 65% Usp35%	Non analysés

Tableau 6 : composition et évolution minéralogiques dans le massif situé à l'Est de Mako (Ngom, 1995).

Minéraux magmatiques	Wehrlites	Gabbros à opx	Webstérites	Gabbros à opx	Webstérites	Gabbros pegmatitiques
Olivine	Fo, 85 %					
Orthopyroxène	En 46-55 Wo 41-42 Fs 6-9					
Clinopyroxène	En 48 – 49 Wo 41 – 42 Fs 8 - 9	En 47 – 48 Wo 29 Fs 20 - 22		En 47 – 55 Wo 28 – 29 Fs 16 - 24	En 53 – 54 Wo 28 – 29 Fs 15 - 17	
Plagioclase		albitisé	albitisé	albitisé	albitisé	albitisé
Oxydes	Mgn 98% Usp 2%					Non analysés
Quartz						+
Apatite						+

Tableau 7: composition et évolution minéralogiques dans le massif situé à l'Ouest de Mako (Ngom, 1995).

I.2 - LES PYROXENES

Les pyroxènes sont présents en des proportions variables dans les faciès basiques et ultrabasiques des ultrabasites de Mako. Ils forment généralement la phase intercumulus dans les péridotites, alors que dans les gabbros, ils sont généralement en cristaux automorphes à xénomorphes.

	Klntou						W.Mako																				
	Lherzolites						Wehrlites						Webstérites			Gabbros à opx.											
N° Ech.	36	36	36	36	36	36	11	11	11	11	11	11	M1A	M1A	11	M2D	M2D	M2D	M2A	M2A	M2A	M2A	M2C	M2C	M2C		
Points	2	4	51	6	8	9	11	12	15	21	22	23	47	48	9	81	82	84	73	74	75	78	85	87	88		
SiO2	55,56	53	53,86	54,14	52,3	52,07	53,91	53,7	53,01	52,54	52,33	51,53	53,94	53,65	52,86	54,95	54,53	56,81	54,38	52,83	56,23	50,97	55,34	54,62	53,12		
TiO2	0,18	0,03	0,33	0,28	0,5	0,3	0,06	0	0	0,06	0,12	0,13	0,2	0,18	0	0	0	0	0	0	0	0,17	0	0	0		
Al2O3	1,92	1,87	2,3	1,64	2,34	2,13	1,88	1,93	2,68	2,47	2,63	3,54	2,27	2,16	1,96	2,96	3,16	1,18	3,87	4,35	0,97	3,06	2,95	3,92	4,14		
Cr2O3	0,32	0,62	0,33	0,06	0,04	0,04	0,71	0,85	0,6	0,87	0,95	0,47	0,91	1	0,73	0	0,06	0	0	0,14	0	0	0	0	0		
FeO	10,49	5,43	6,18	10,14	9,44	8,47	4,86	6,14	4,3	3,94	4,05	4,45	4,18	5,03	3,96	9,46	8,86	9,34	11,3	12,04	12,62	9,03	8,94	10,42	14,01		
MnO	0,11	0,15	0,1	0,22	0,24	0,28	0	0,06	0,22	0,07	0,14	0,14	0,15	0,09	0,12	0,13	0,1	0,25	0,12	0,18	0,31	0,24	0,25	0,08	0,18		
MgO	29,28	17,82	17,61	29,76	15,23	16,23	20,7	19,8	17,03	17	17,66	15,8	17,46	18,15	17,25	16,87	17,53	17,67	15,57	15,1	15,2	14,23	17,64	16,24	15,35		
CaO	1,97	19,68	19,46	1,6	19,39	19,54	19,25	17,57	21,53	21,51	20,51	21,76	20,87	19,36	21,45	12,52	13,12	13,5	12,54	12,6	13,05	20,23	12,62	12,63	12,67		
Na2O	0,04	0,27	0,24	0,01	0,22	0,11	0,21	0,12	0,25	0,29	0,23	0,36	0,17	0,21	0,13	0,23	0,28	0,16	0,3	0,36	0,06	0,35	0,26	0,27	0,26		
K2O	0	0	0	0	0,04	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0,12	0	0	0	0	0		
NiO	0	0,05	0,14	0	0	0	0	0,12	0,15	0,11	0,03	0,08	0,02	0,1	0,06	0	0	0,1	0,02	0	0,03	0,11	0	0	0,16		
Total	99,87	98,92	100,6	97,85	99,74	99,17	101,6	100,3	99,77	98,86	98,65	98,26	100,2	99,94	98,52	97,12	97,64	99,01	98,1	97,72	98,47	98,39	98	98,18	99,89		
													sur la base de 6 atomes d'oxygène														
Si	1,97	1,95	1,96	1,95	1,95	1,94	1,91	1,94	1,94	1,94	1,93	1,91	1,96	1,96	1,95	2,08	2,05	2,12	2,06	2,01	2,14	1,92	2,07	2,06	1,99		
Ti	0	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
AlIV	0,03	0,05	0,04	0,05	0,05	0,06	0,08	0,06	0,06	0,06	0,07	0,09	0,04	0,04	0,05	0	0	0	0	0	0	0,08	0	0	0,01		
AlVI	0,05	0,03	0,06	0,02	0,05	0,03	0	0,03	0,05	0,04	0,04	0,07	0,06	0,05	0,04	0,13	0,14	0,05	0,17	0,2	0,04	0,06	0,13	0,17	0,17		
Cr	0	0,02	0	0	0,01	0	0,02	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0,01	0	0		
Fe3+	0	0,01	0	0,02	0	0,02	0,09	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,04	0	0	0		
Fe2+	0,31	0,15	0,19	0,29	0,3	0,24	0,06	0,17	0,12	0,11	0,11	0,12	0,13	0,15	0,12	0,3	0,28	0,29	0,36	0,38	0,4	0,25	0,28	0,33	0,44		
Mn	0	0	0	0,01	0,01	1	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0,01	0,01	0,01	0	0,01		
Mg2+	1,54	0,97	0,95	1,61	0,84	0,9	1,09	1,07	0,93	0,94	0,97	0,88	0,95	0,98	0,95	0,95	0,98	0,98	0,87	0,86	0,86	0,8	0,89	0,91	0,85		
Ca2+	0,07	0,78	0,76	0,06	0,77	0,78	0,73	0,68	0,84	0,85	0,81	0,87	0,81	0,76	0,85	0,51	0,53	0,54	0,51	0,51	0,53	0,82	0,51	0,51	0,51		
Na	0	0,02	0,02	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0	0,03	0,02	0,02	0,02		
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0		
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0		
Somme	3,97	3,98	3,99	4,02	4,01	4	3,99	3,99	4	4	3,99	4	3,97	3,95	3,97	3,99	4	4	3,99	4,02	3,98	4,01	3,92	4	4		
XMg	0,83	0,87	0,83	0,85	0,74	0,79	0,95	0,86	0,89	0,90	0,90	0,88	0,88	0,87	0,89	0,76	0,78	0,77	0,71	0,69	0,68	0,76	0,60	0,73	0,66		
Wo	3,86	40,31	39,83	3,13	40,28	39,92	37,13	35,17	44,16	44,54	42,42	45,98	42,99	39,83	44,11	28,8	29,48	29,62	29,08	29,2	29,46	42,8	28,46	29,09	28,09		
En	79,9	50,77	50,14	81,04	44,02	46,12	55,55	55,14	48,6	48,97	50,81	46,45	50,04	51,95	49,34	53,98	54,8	53,94	50,24	48,69	47,74	41,88	55,35	52,03	47,35		
Fs	16,23	8,92	10,03	15,83	15,7	13,96	7,32	9,69	7,24	6,48	6,77	7,57	6,97	8,22	6,55	17,22	15,72	16,43	20,68	22,11	22,79	15,31	16,18	18,88	24,56		
Total	99,99	100	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100	100	100	100	100	100	99,99	100	100	99,99	99,99	99,99	100	100		

I.2.1 - Nomenclature et composition chimique des pyroxènes

La composition chimique des clinopyroxènes des roches ultrabasiques de Mako, est donnée sur les tableaux (6 à 8) et reportée dans le diagramme (figure 23) de Poldervaart et Hess (1951).

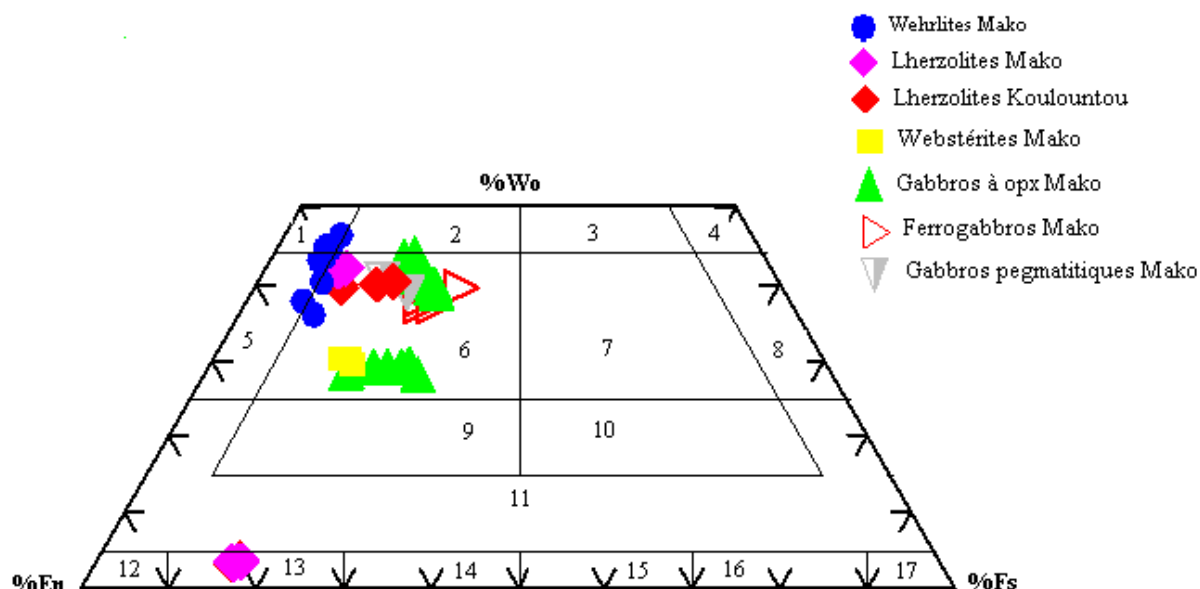


Figure 23 – Nomenclature des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés du secteur de Mako (Poldervaart et Hess, 1951).

Légende :

1 – Diopside, 2 – Salite, 3 – Ferrosalite, 4 – Hedenbergite, 5 – Endiopside, 6 – Augite
7 – Ferroaugite, 8 – Ferrohedenbergite, 9 – Augite subcalciqie, 10 – Ferroaugite subcalciqie, 11 – série des pigeonites, 12 – Enstatite, 13 – Bronzite, 14 – Hypersthène, 15 – Ferrhypersthène, 16 – Eulite, 17 – Orthoferrosilite.

Dans les lherzolites de Koulountou et de Mako, les clinopyroxènes sont des endiopsides calciques (En 48 – 49, Wo 41 – 42, Fs 8 – 9), avec parfois de rares individus augitiques (En 44 - 46, Wo 39 – 40, Fs 13 - 15). Leurs compositions sont comparables à celles des clinopyroxènes des wehrlites (En 48 – 49, Wo 41 - 42, Fs 8 – 9) avec une tendance diopsidique (En 48 – 50, Wo 40 – 42, Fs 8 - 9).

Les orthopyroxènes apparaissent essentiellement dans les lherzolites, ils sont des bronzites (En 79 - 81, Wo 3, Fs 15 - 16).

Dans la séquence basique, les clinopyroxènes sont tous des augites. Ils sont moins calciques (Wo 28 – 29, En 47 – 55, Fs 15 – 24) dans les gabbros à

orthopyroxène et les webstérites associés aux wehrlites et se distinguent de ceux des gabbros à orthopyroxène et des gabbros pegmatitiques (Wo 37 – 43, En 36 - 46, Fs13 – 23) associés aux lherzolites qui sont plus riches en calcium. Ainsi on note une évolution positive du fer des wehrlites vers les lherzolites d'une part et des webstérites vers les ferrogabbros d'autre part. Cette évolution marquée par un enrichissement en fer, est caractéristique des clinopyroxènes des séries tholéitiques comme le montre la cristallisation tardive des oxydes ferro titanés dans le cursus de cristallisation.

La distribution des clinopyroxènes des wehrlites de Loraboué ressemble beaucoup à celles de Mako (figure 24). En effet les clinopyroxènes ont des compositions variant entre les diopsides (En 46 – 48, Wo 44 – 47, Fs 6 - 7) et les endiopsides à tendance augitique (En 53, Wo 36 – 39, Fs 6 - 9). Alors que ceux des gabbros, ont des compositions variant entre les salites (En 46, Wo 44, Fs 9) et les augites (En 35, Wo 50, Fs 14). Les orthopyroxènes sont des bronzites (En 81, Wo 4, Fs 14).

L'évolution chimique des pyroxènes dans les wehrlites et les gabbros de Loraboué est marquée par un enrichissement limité en fer contrairement à celle des pyroxènes dans les ultrabasites de Mako où ce caractère est plus net.

Les clinopyroxènes des lherzolites de Bouroum Yalogo (figure 25) ont des compositions variant des salites à tendance diopsidique à des augites (En 46 – 44, Wo 45 – 47, Fs 7 - 8) à des augites (En 49, Wo 39, Fs 10), alors que ceux des webstérites sont à la limite des diopsides et des salites (En 44%, Wo 47%, Fs 8 – 7%) et ceux des gabbros à la limite augite - salite (En 34 – 44, Wo 40 – 46, Fs 8 - 20). Par contre ceux des monzodiorites sont des salites (En 40 – 39%, Wo 48 - 47%, Fs 12 – 11%). La composition des orthopyroxènes est plus variée, elle s'étale des bronzites (En 80, Wo 2, Fs 16) dans les lherzolites, à des bronzites – pigeonites (En 78 – 73%, Wo 5,7 – 1,1%, Fs 20%) dans les webstérites et à de l'hypersthène (En 48 – 69, Wo 1 – 5, Fs 27 - 49) dans les gabbros montrant une nette augmentation en fer.

La différenciation des pyroxènes dans les massifs ultrabasiques de Bouroum est marquée par un enrichissement en fer associé à de faibles variations en calcium des faciès ultrabasiques vers les faciès basiques aussi bien au niveau des clinopyroxènes que des orthopyroxènes.

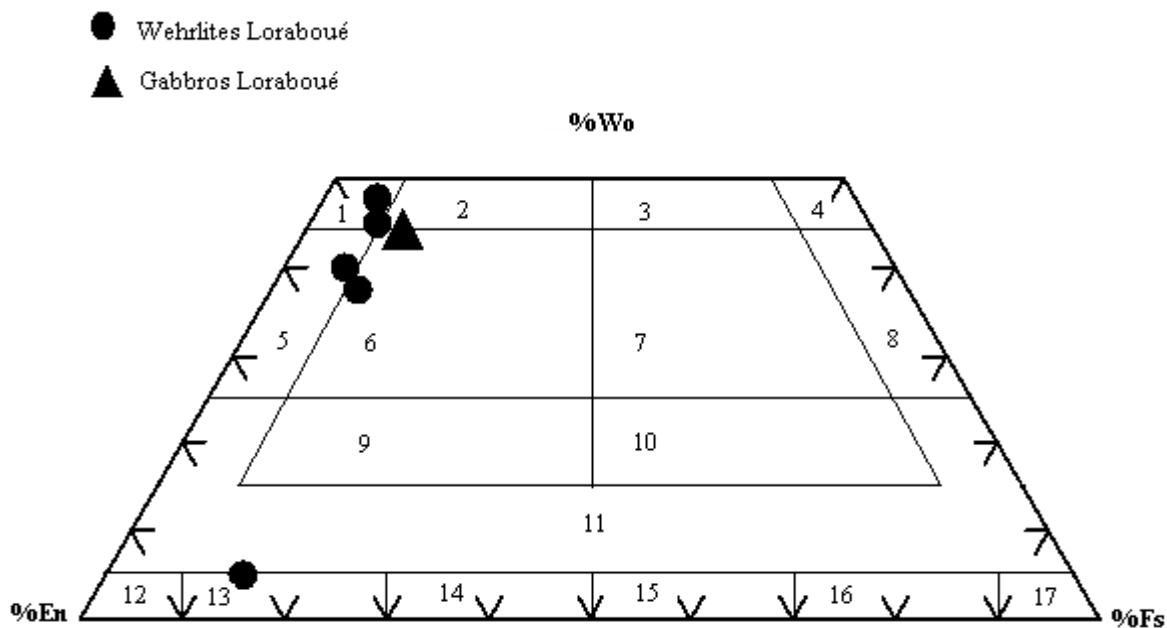


Figure 24 - Position des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Loraboué dans le diagramme En – Wo – Fs (Poldervaart et Hess, 1951).

Légende :

- 1 – Diopside, 2 – Salite, 3 – Ferrosalite, 4 – Hedenbergite, 5 – Endiopside, 6 – Augite
7 – Ferroaugite, 8 – Ferrohedenbergite, 9 – Augite subcalciqie, 10 – Ferroaugite subcalciqie, 11 – série des pigeonites,
12 – Enstatite, 13 – Bronzite, 14 – Hypersthène, 15 – Ferrhypersthène, 16 – Eulite, 17 - Orthoferrosilite.

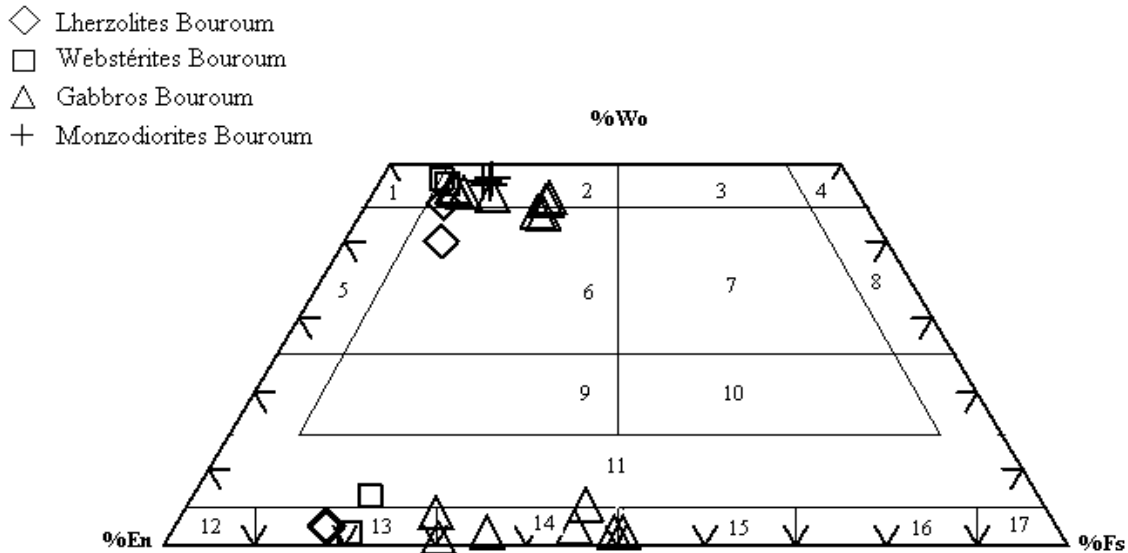


Figure 25 - Position des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Bouroum – Yalogo dans le diagramme En – Fs – Wo (Poldervaart et Hess, 1951). Même légende que la figure 24.

Les clinopyroxènes de Mako et de Bouroum Yalogo montrent un net enrichissement en fer contrairement à ceux de Loraboué où cet enrichissement en fer est limité.

L'évolution chimique des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Bouroum Yalogo, se particularise, par des teneurs plus importantes en calcium (salite) surtout dans les clinopyroxènes de la partie basique et une variation compositionnelle des orthopyroxènes des bronzites à l'hypersthène jusqu'à des ferrohypersthènes. Cette tendance marquée par un enrichissement en fer et une diminution des teneurs en calcium, est comparable à celle observée dans les clinopyroxènes du massif différencié de Skaergaard d'affinité tholéiitique (Brown et Vincent, 1963).

I.2.2 - Variation chimique

Dans le diagramme Al^t/Si (figure 26), les clinopyroxènes des différents faciès des ultrabasites de Mako se placent au-dessus de la droite $Al^t + Si = 2$. En effet, les valeurs de l'aluminium total sont très faibles (< 0.2), alors que celles du silicium sont plus élevées de l'ordre de 1.85 à 1.99. Ce qui traduit un site tétraédrique pratiquement saturé en silicium. Ces résultats sont comparables à ceux des clinopyroxènes de Bouroum et de Loraboué avec cependant un caractère relativement plus alumineux dans les pyroxènes les plus siliceux des lherzolites de Mako.

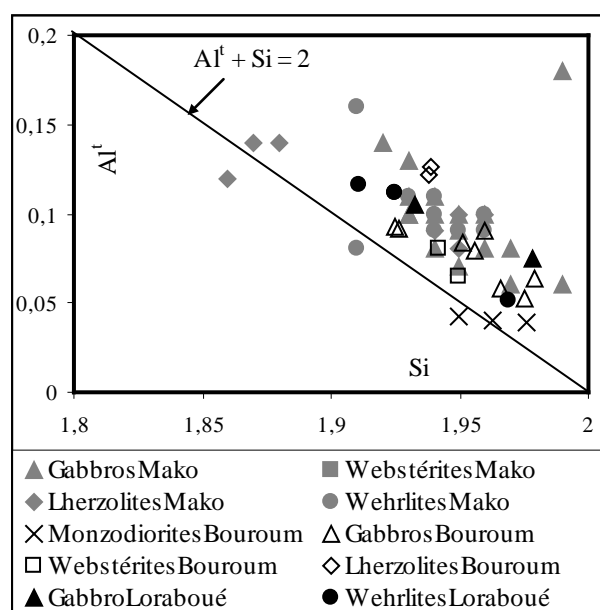


Figure 26 - Disposition des clinopyroxènes des roches ultrabasiques de Mako, de Bouroum – Yalogo et de Loraboué dans le diagramme Al^t / Si (Kushiro, 1960).

Cet enrichissement en silice par rapport à l'alumine est encore confirmé par le diagramme Silice / Alumine (figure 27A) où les clinopyroxènes de Mako se placent tous dans le champ des pyroxènes des roches non alcalines comme ceux du Burkina Faso. Cependant, soulignons l'étalement des valeurs de l'alumine dont les plus élevées se rencontrent dans les lherzolites de Mako (1.87 – 3.1%), les plus faibles sont représentées par les pyroxènes de Bouroum Yalogo (0.89 – 2.87%).

Ce caractère non alcalin des pyroxènes des ultrabasites de Mako, de Loraboué et de Bouroum - Yalogo, est encore confirmé par les faibles teneurs en Al^Z (figure 27B) qui sont comprises entre (0.04 – 0.18) comme cela a été suggéré par Lebas (1962).

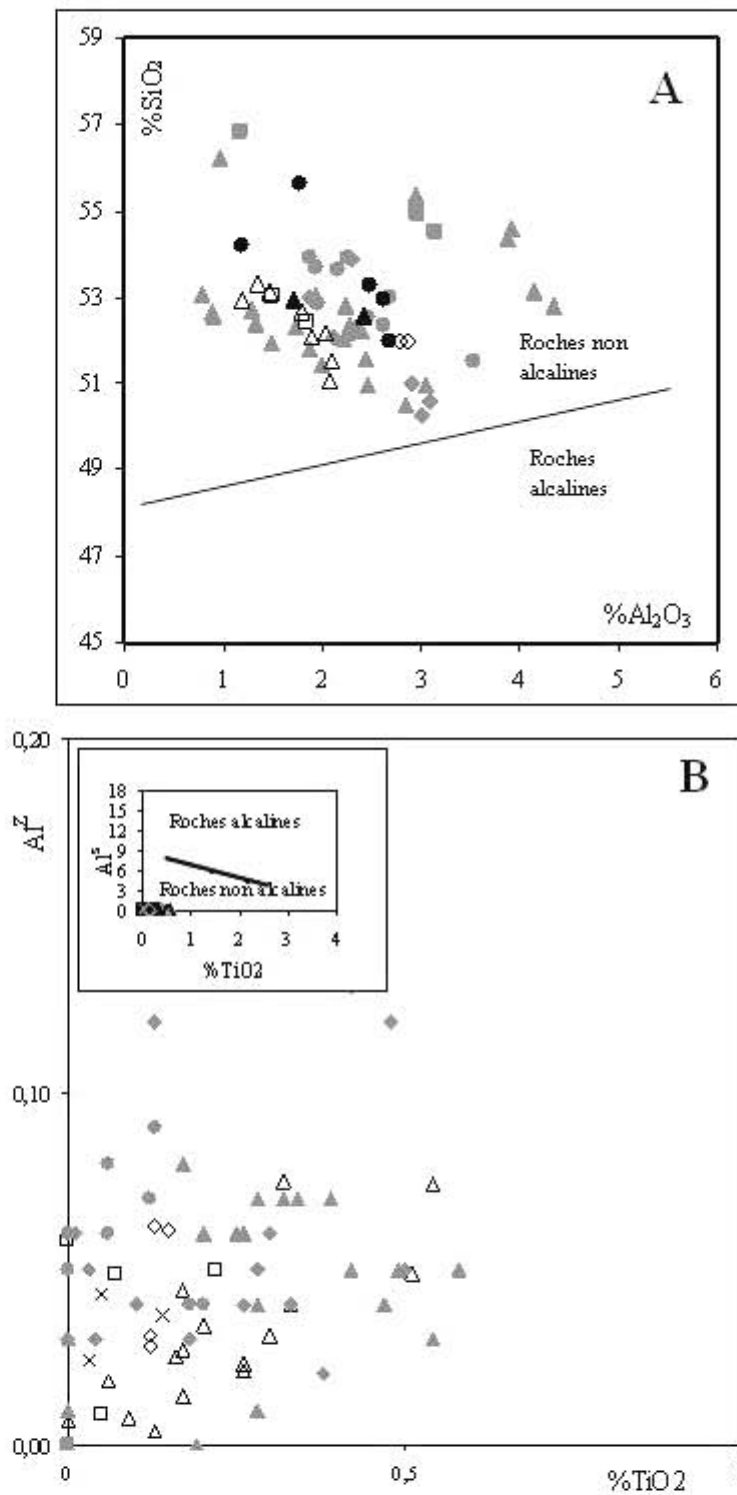


Fig. 27 - Disposition des clinopyroxènes des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et de Loraboué dans les diagrammes de Lebas, (1962). Même légende que la fig. 25

Variations des éléments significatifs au cours de la différenciation.

L'indice XMg ($Mg^{2+}/Mg^{2+} + Fe^{2+}$) considéré comme indice de différenciation et de l'évolution de la cristallisation des clinopyroxènes, diminue au fur et à mesure qu'avance la différenciation dans le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes. Il est beaucoup plus étalé dans les roches ultrabasiques différenciées de Mako (0.61 – 0.95) que dans celles de Bouroum – Yalogo (0.65 – 0.89) et de Loraboué (0.72 – 0.88), ce qui laisse prévoir un caractère plus différencié des ultrabasites de Mako (figure 28).

Le fer montre une corrélation négative très nette avec XMg traduisant un contrôle par la différenciation fractionnée. Dans les ultrabasites de Mako, les valeurs les plus élevées en fer se rencontrent dans les gabbros et les webstérites alors que les plus faibles sont observées dans les lherzolites et les wehrlites. Ces tendances sont également observées dans les clinopyroxènes des massifs de Loraboué et de Bouroum - Yalogo où les points représentatifs s'inscrivent selon la même pente d'évolution. Signalons cependant un enrichissement plus net dans les massifs de Mako.

Par contre le magnésium montre une évolution positive avec une pente faible traduisant des variations faibles au cours de la différenciation assez comparable à celles observées dans les pyroxènes de Bouroum Yalogo et de Loraboué.

Vis-à-vis du chrome, les clinopyroxènes des péridotites montrent les valeurs les plus significatives en cet élément, alors que dans les clinopyroxènes des faciès basiques, les teneurs en Cr sont très faibles à nulles. Ce phénomène est dû à la forte partition de cet élément entre le clinopyroxène et le liquide. En effet, lorsque le stade de $XMg \leq 0.8$ est atteint, le chrome serait pratiquement épuisé dans le liquide résiduel (Seward, 1971 ; Gibb, 1973). Ce qui peut expliquer les faibles valeurs de chrome observées dans les pyroxènes de la partie basique. Ce comportement laisse supposer un contrôle par la différenciation magmatique et par les processus cumulatifs de la mise en place de ces massifs.

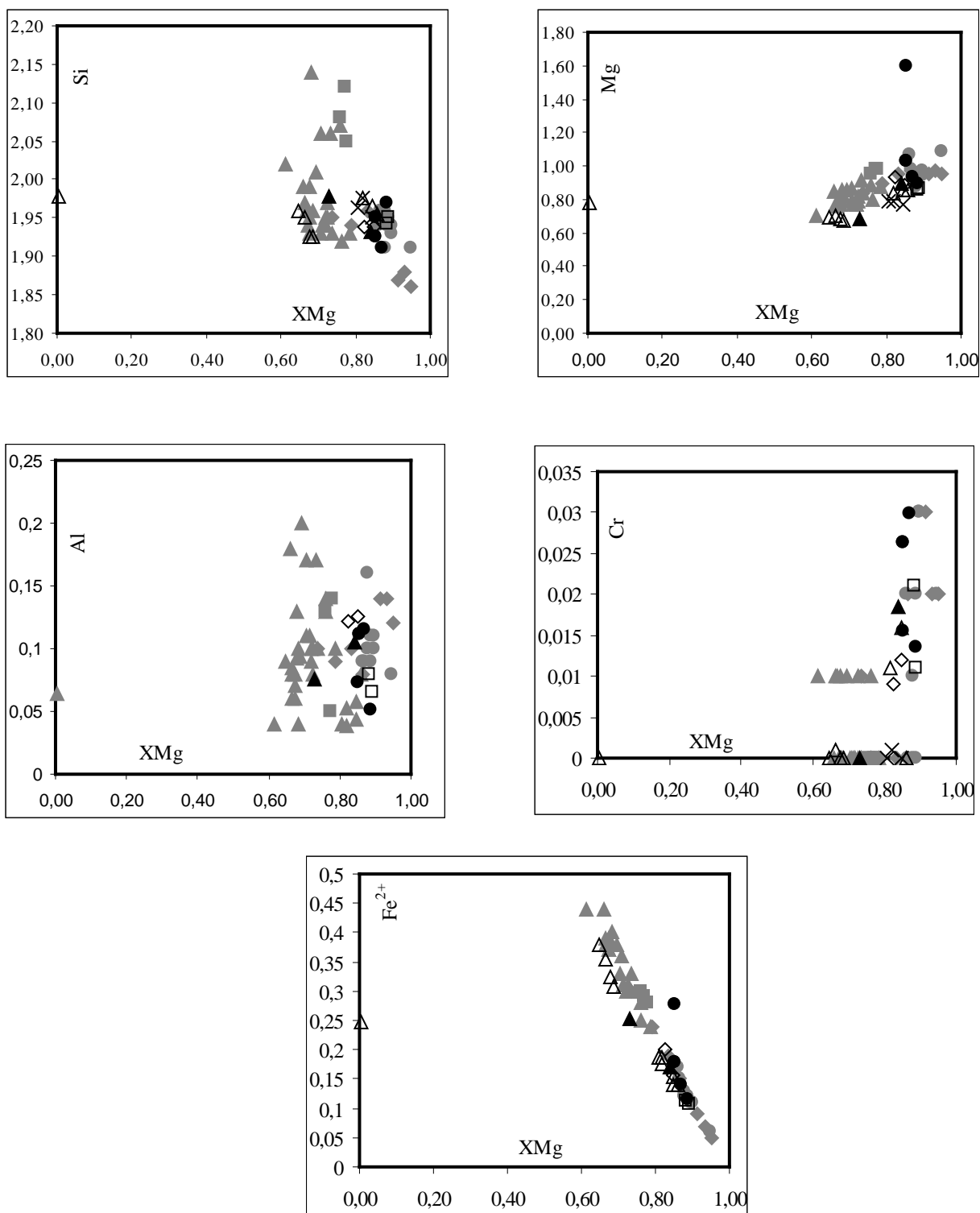


Figure 28 – Variations chimiques des éléments (Fe^{2+} , Mg, Cr, Si, et Al) au cours de la différenciation magmatique dans les clinopyroxènes des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué. Même légende que la figure 25.

Le silicium montre une évolution négative avec la différenciation magmatique avec les valeurs plus élevées dans les gabbros à orthopyroxène et dans les webstérites de Mako. Cette tendance vers une augmentation en silicium est moins nette dans les clinopyroxènes de Bouroum – Yalogo et de Loraboué où les variations du silicium sont très faibles au cours de la différenciation.

Par ailleurs, Al total montre le même comportement que le silicium dans les clinopyroxènes des massifs de Mako, de Bouroum – Yalogo et de Loraboué.

Cette étude laisse penser que le silicium et l'aluminium ont joué un rôle majeur dans la cristallisation des clinopyroxènes et ceci est encore plus net dans les clinopyroxènes de Mako que dans ceux de Bouroum – Yalogo et de Loraboué. Ce qui traduit le caractère non alcalin des pyroxènes.

Le type d'évolution des éléments particulièrement du Fe, Mg, Cr, Si, Al^t met nettement en évidence le fait que le liquide donnant naissance aux clinopyroxènes de Mako est comparable à celui des liquides tholéiitiques, comme cela a été démontré par le diagramme Ca – Mg - Fe.

I.3 – LES AMPHIBOLES

Dans les faciès basiques et ultrabasiques du secteur de Mako, l'amphibole subsiste sous forme secondaire, produit de l'ouralitisation des pyroxènes suite aux phénomènes post magmatiques tels que le métamorphisme ou l'hydrothermalisme. Signalons cependant la présence d'une très faible proportion d'amphiboles primaires de type hornblende verte (0.5 à 1%) dans la composition modale des gabbros à orthopyroxène du complexe ultrabasique différencié de Mako.

Par contre à Bouroum Yalogo, l'amphibole primaire apparaît dans les gabbros à olivine pour devenir plus importante dans les diorites. A Loraboué, la cristallisation de l'amphibole est précoce, elle coexiste avec les clinopyroxènes comme phase intercumulus dans les wehrlites et est abondante dans les gabbros et les diorites où elle est associée à de la biotite.

Les amphiboles primaires (figure 29) des termes différenciés des ultrabasites de Bouroum Yalogo sont globalement des hornblendes magnésiennes. Par contre les amphiboles primaires des wehrlites et des gabbros de Loraboué sont des hornblendes tschermakitiques, alors que celles des basaltes et des dolérites varient entre les hornblendes ferrotschermakitiques et les hornblendes actinolitiques.

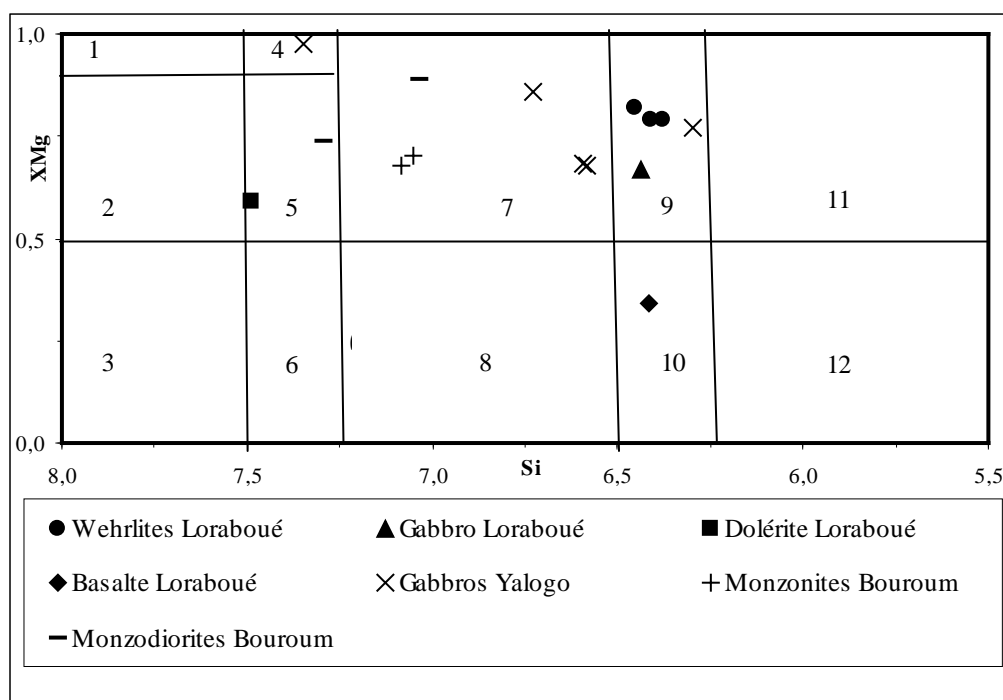


Figure 29 - Répartition des amphiboles primaires de Loraboué et de Bouroum Yalogo dans le diagramme XMg / Si.

Légendes : 1 - Trémolite ; 2 - Actinote ; 3 - Ferroactinote ; 4 - Hornblende trémolite ; 5 - Hornblende actinolitique ; 6 - Hornblende ferroactinolitique ; 7 - Magnésiohornblende ; 8 - Ferrohornblende ; 9 - Hornblende tschermakitique ; 10 - Hornblende ferrotschermakitique ; 11 - Tschermakite ; 12 - Ferrotschermakite.

Dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$ (figure 30), les amphiboles primaires des termes évolués de Bouroum Yalogo montrent une bonne corrélation positive parallèlement à la droite joignant le pôle actinote au pôle pargasite. Les amphiboles des monzodiorites et des monzonites ont des teneurs relativement faibles en Al^{IV} et en alcalins, leur composition varie entre les hornblendes et les hornblendes actinolitiques. Par contre dans les gabbros, leurs teneurs en ces éléments deviennent plus élevées ce qui fait que la composition de ces amphiboles varie entre les hornblendes actinolitiques et les hornblendes pargasites. Signalons le remplissage limité du site A malgré le caractère primaire de ces amphiboles.

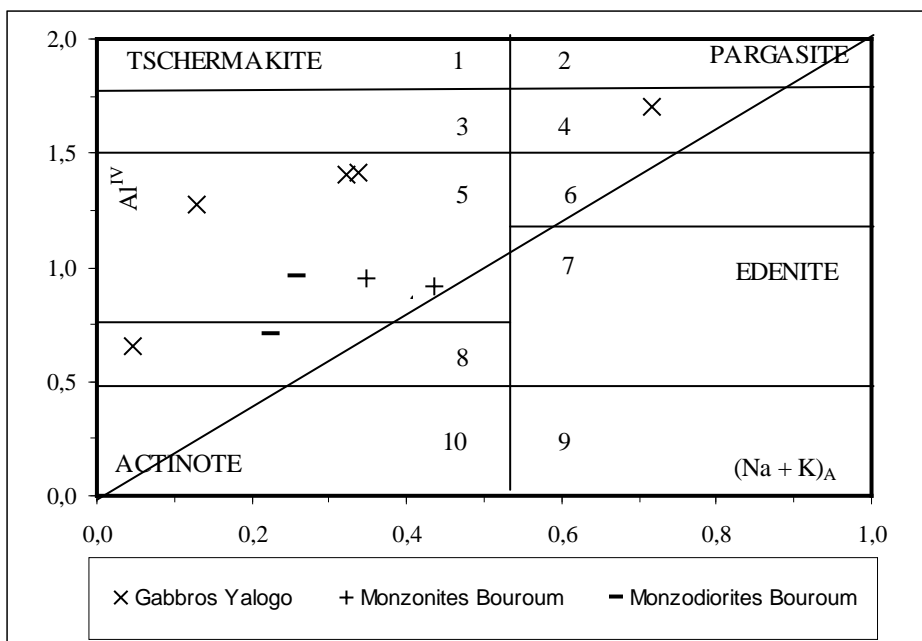


Figure 30 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$

Légendes : 1 - Tschermakite ; 2 - Pargasite ; 3 Hornblende tschermakite ; 4 – Hornblende pargasite ; 5 – Hornblende ; 6 - ; 7 - Hornblende édénitique ; 8 – Hornblende actinolitique ; 9 - ; 10 – Actinote.

Dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (figure 31), les amphiboles primaires représentatives des termes évolués de Bouroum Yalogo se placent à gauche du champ compositionnel délimité par les pôles trémolite – pargasite – tschermakite entre l'axe des ordonnées et la droite pargasite – trémolite. Quelque soit le faciès, les amphiboles primaires montrent une corrélation globale bien définie avec la ligne stochiométrique définissant la substitution Al – tschermakite. Dans le diagramme Al^{IV} / Ti (figure 32), les amphiboles primaires des termes évolués de Bouroum Yalogo montrent une bonne corrélation positive malgré leurs teneurs relativement faibles en titane.

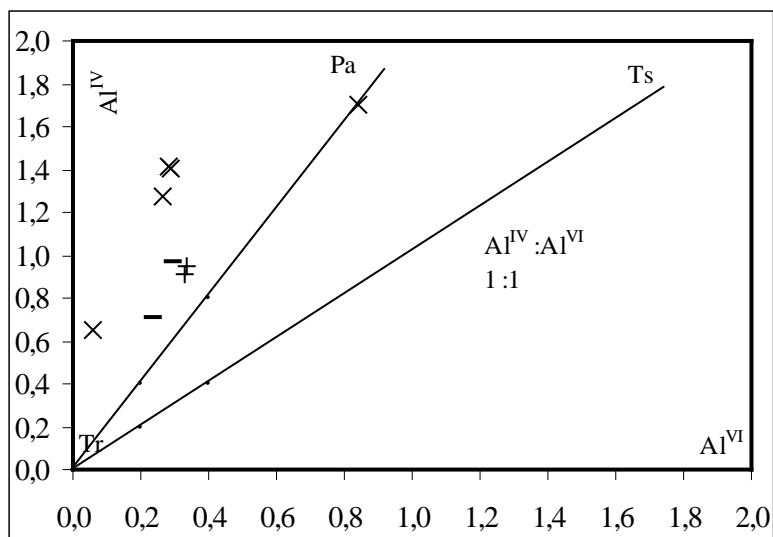


Figure 31 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (mêmes légendes que la figure 29).

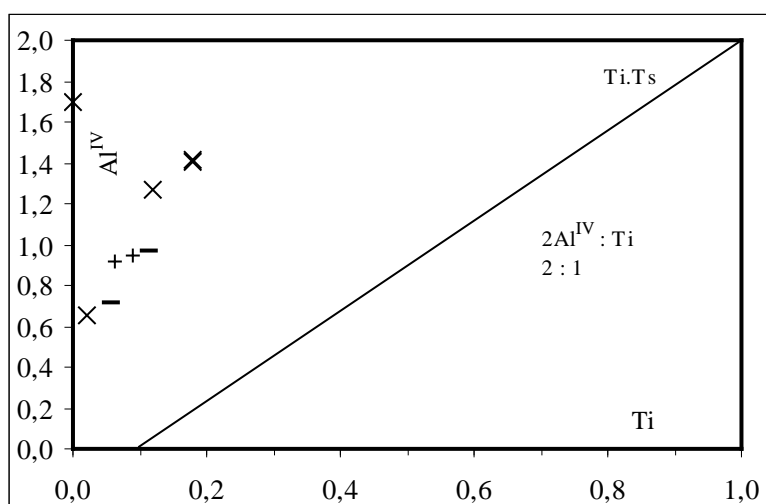


Figure 32 - Position des amphiboles primaires de Bouroum Yalogo dans le diagramme Al^{IV} / Ti (même légende que la figure 29).

Dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$ (figure 33), les amphiboles primaires des basaltes, des wehrlites et des gabbros de Loraboué montrent des teneurs élevées en Al^{IV} et en alcalins, ce qui leur confère une composition pargasitique alors que celles des dolérites qui montrent de faibles teneurs en ces éléments sont proches des actinotes.

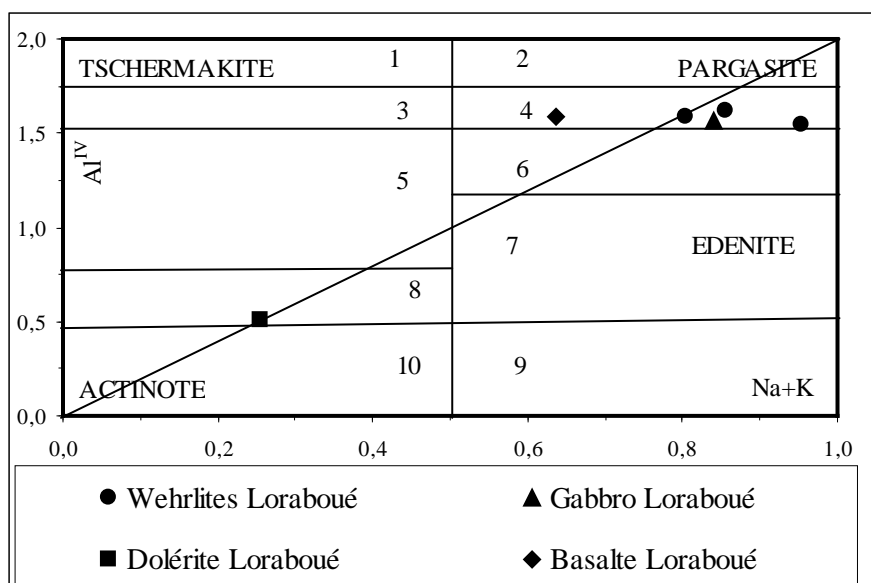


Figure 33 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme $Al^{IV} / Na + K$.

Légendes : 1 - Tschermakite ; 2 - Pargasite ; 3 - Hornblende tschermakite ; 4 - Hornblende pargasite ; 5 - Hornblende ; 6 - ; 7 - Hornblende édénitique ; 8 - Hornblende actinolitique ; 9 - ; 10 - Actinote.

Dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (figure 34), les amphiboles primaires représentatives des ultrabasites, des basaltes et des dolérites de Loraboué se placent à gauche du champ compositionnel délimité par les pôles trémolite – pargasite – tschermakite entre l'axe des ordonnées et la droite pargasite – trémolite. Dans le diagramme Al^{IV} / Ti (figure 35), les amphiboles primaires de Loraboué montrent de faibles teneurs en titane dans les basaltes et les dolérites alors que les valeurs en titane dans les ultrabasites sont relativement élevées.

Signalons enfin que les amphiboles primaires des ultrabasites de Loraboué sont plus titanifères que celles des termes évolués des massifs de Bouroum Yalogo.

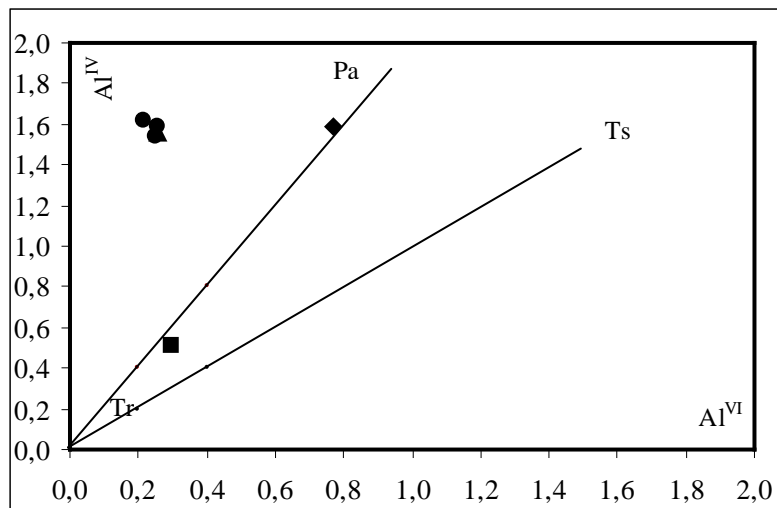


Figure 34 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Al}^{\text{VI}}$ (mêmes légendes que la figure 33).

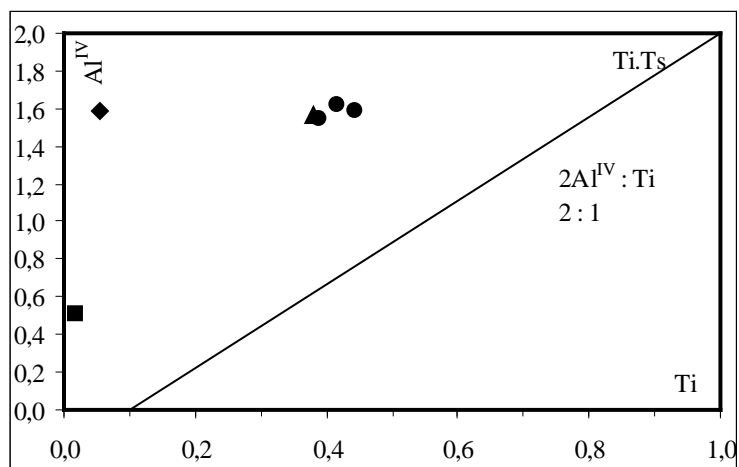


Figure 35 - Position des amphiboles primaires de Loraboué dans le diagramme $\text{Al}^{\text{IV}} / \text{Ti}$ (même légende que la figure 33).

I- 4- LES MINERAUX OPAQUES

Ils sont accessoires et peu représentés dans les parties péridotitiques mais plus abondants dans les faciès gabbroïques, ce qui laisse présager de l'enrichissement du magma en opaques au cours de la différenciation magmatique.

I.4.1 - Nomenclature.

Les minéraux opaques ont été analysés dans les wehrlites et les lherzolites de la partie péridotitique et dans les ferrogabbros des massifs ultrabasiques différenciés de Mako (tableaux 6, 7 et 9).

Tableau 9 - ANALYSES CHIMIQUES DES OXYDES DANS LES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE MAKO (Ngom, 1995).

	Wehrlite		Lherzolite		Ferrogabbro
N° Ech.	11	11	77A	77A	78C
Points	16	19	61	62	67
SiO ₂					
TiO ₂	0,77	0,8	2,82	2,74	12,21
Al ₂ O ₃	15,57	16,66	15,04	14,01	0,32
Cr ₂ O ₃	41,37	40,8	33,49	34,17	0
Fe ₂ O ₃	10,87	10,53	16,31	16,68	44,97
FeO	19,63	19,23	23,14	23,16	41,66
V ₂ O ₃	0	0	0	0	0
MnO	0,27	0,47	0,32	0,24	0,75
MgO	9,47	9,72	8,54	8,23	0
ZnO	0	0	0	0	0
NiO	0,02	0,18	0,16	0,29	0
CoO	0	0	0	0	0
Total	97,97	98,39	99,82	99,62	99,91
formule structurale sur la base de 32 atomes d'oxygène et 24 cations					
Si					
Ti	0,153	0,158	0,559	0,548	2,794
Al	4,861	5,149	4,149	4,389	0,115
Cr	8,665	8,459	6,978	7,181	0
Fe ₃	2,167	2,077	3,234	3,335	10,3
Fe ₂	4,349	4,216	5,099	5,171	10,6
V	0	0	0	0	0
Mn	0,061	0,104	0,071	0,054	0,193
Mg	3,739	3,799	3,354	3,26	0
Zn	0	0	0	0	0
Ni	0,004	0,038	0,034	0,062	0
Co	0	0	0	0	0
Total	24	24	24	24	24
% Ulvo.	1,91	1,97	6,99	6,85	34,93
% Magn.	98,08	98,03	93,01	93,15	65,07

Dans le diagramme de nomenclature $\text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$ (figure 36), les minéraux opaques des massifs différenciés montrent une grande diversité compositionnelle selon les faciès. Ils sont des chromites alumineuses dans les wehrlites à tendance ferrifère et dans les lherzolites alors que dans les ferrogabbros, ils sont des magnétites. Dans les lherzolites et les gabbros de Bouroum Yalogo, ils sont des spinelles ferrifères alors que dans les dunités et les wehrlites de Loraboué, ils sont des chromites alumineuses.

Ainsi on note une évolution vers un net enrichissement en fer des péridotites vers les gabbros de Mako, qui est moins nette dans les chromites de Loraboué.

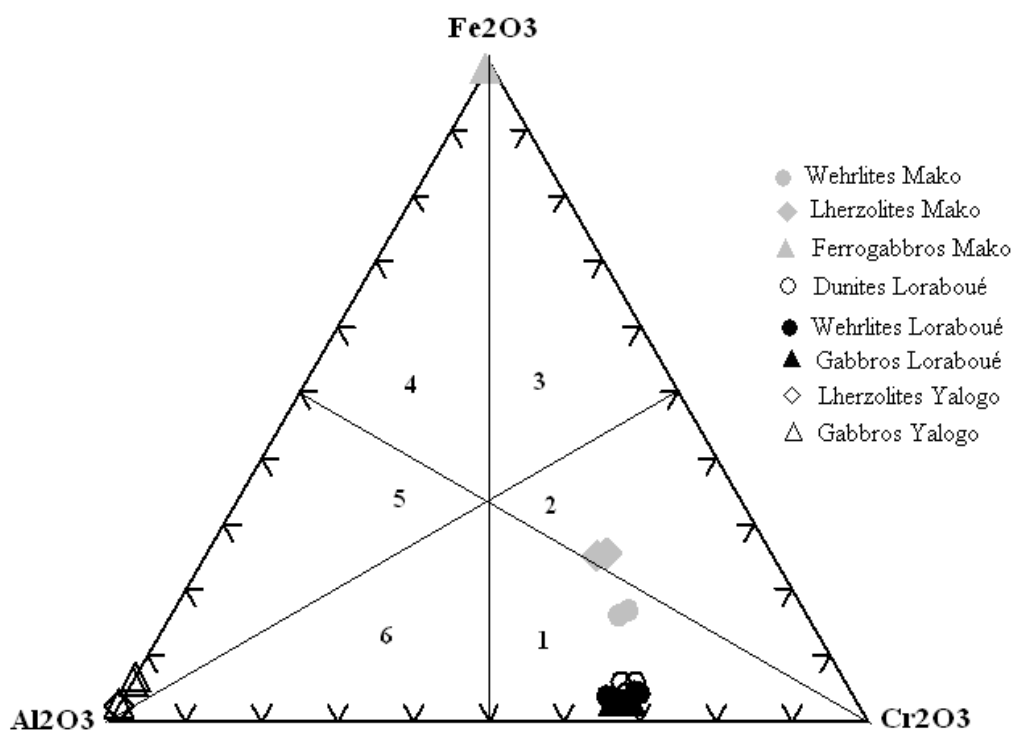


Figure 36 - Compositions des opaques des massifs ultrabasiques différenciés de Mako, de Bouroum Yalogo et de Loraboué dans le diagramme $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{Cr}_2\text{O}_3$.

Légende :

- 1 – Chromites alumineuses, 2 – Chromites ferrifères, 3 – Magnétites chromifères,
4 – Magnétites alumineuses, 5 – Spinelles ferrifères, 6 – Spinelles chromifères.

I.4.2 - Caractères chimiques.

Pour des teneurs en alumine comparables (14 – 16%), les chromites des wehrlites de Mako sont plus riches en Cr_2O_3 (40 – 41%), moins ferrifères (31 – 32%) et moins titanifères (0.77 – 0.8%) que celles des lherzolites où ces valeurs sont successivement de l'ordre de 33 – 34%, 42% et 2.74 – 2.82%.

Les minéraux opaques dans les dunites, les gabbros lités et les wehrlites de Loraboué sont des chromites alumineuses. Elles sont plus alumineuses (16.04 – 20.23%), moins ferrifères (24.75 – 38.36%) mais avec des valeurs en chrome (37.66 – 42.93%) comparables à celles de Mako.

Les minéraux opaques de Bouroum Yalogo sont nettement plus alumineux, leur composition varie entre les spinelles et les hercynites (Ouédraogo, 1985). Les teneurs en alumine (61.4 – 64.16%) sont plus élevées contrairement au chrome (0.00 – 0.02%) et au fer (18.84 – 25.04%) qui sont plus faibles comparées à celles de Mako ou de Loraboué.

Si les valeurs de XCr (Cr/Cr+Al) dans les wehrlites (0.64 – 0.62) et les lherzolites (0.63 – 0.62) de Mako sont comparables, celles de XMg (Mg/Mg + Fe^{2+}) sont plus élevées dans les wehrlites (0.47 – 0.46) que dans les lherzolites de Mako (0.40 – 0.39). Par contre les valeurs de XCr (0.57 – 0.62) et de XMg (0.32 – 0.55) sont relativement moins élevées dans les wehrlites de Loraboué que dans celles de Mako. Les chromites des ultrabasites de Mako sont plus riches en Ti (0.152 – 0.559), en Fe^{3+} (2.07 – 3.33) et en Al (4.1 – 5.1) que celles de Loraboué où ces valeurs sont successivement (0 – 0.001), (0.03 – 0.08) et (0.01 – 0.73).

Les minéraux opaques de Bouroum Yalogo qui ont une composition variant entre les spinelles sens strict et les hercynites présentent des valeurs en XCr (Cr/Cr+Al) nulles.

Dans les diagrammes de variations du Fe^{3+} , Al, et Cr en fonction de XMg, (figure 37) les péridotites de Mako montrent une corrélation positive avec le chrome et l'aluminium des lherzolites aux wehrlites avec des valeurs plus élevées dans ces dernières. Par contre la corrélation est négative vis-à-vis du Fe^{3+} dont les valeurs les plus élevées sont observées dans les lherzolites. Par ailleurs, le titane présente également une corrélation positive avec le Fe^{3+} des wehrlites aux gabbros avec des valeurs plus élevées dans ces derniers (figure 38).

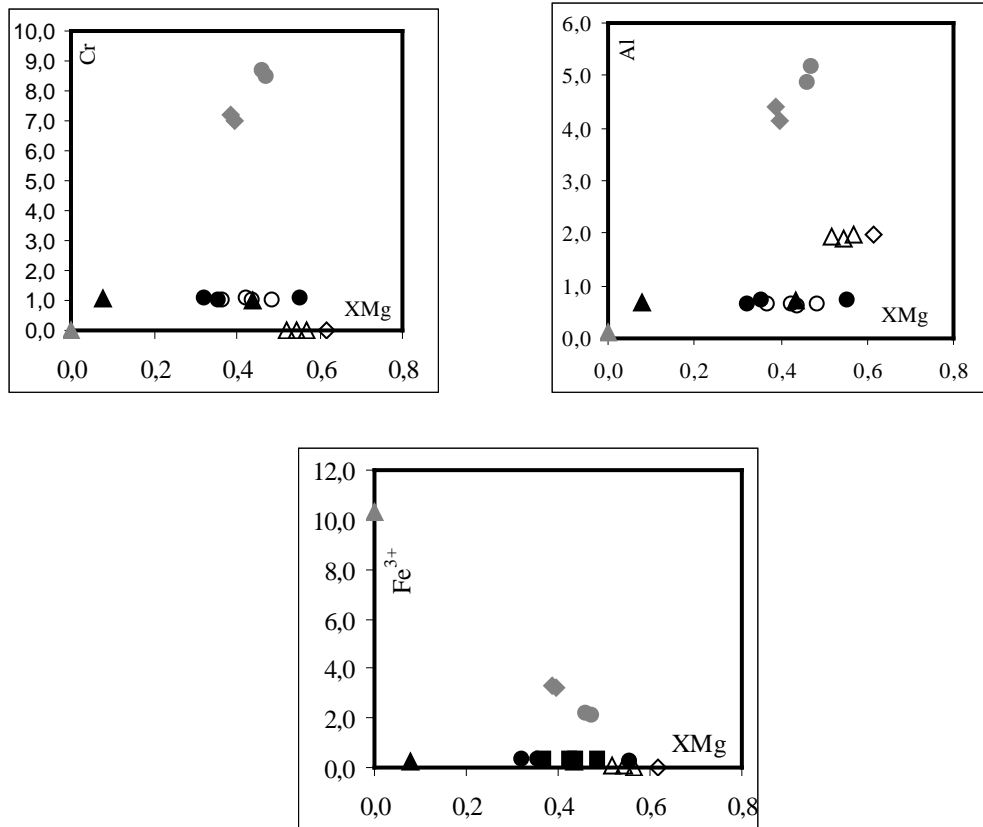


Figure 37 - Variations chimiques du Cr, Al et Fe³⁺ en fonction de XMg dans les minéraux opaques des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué (même légende que la figure 36).

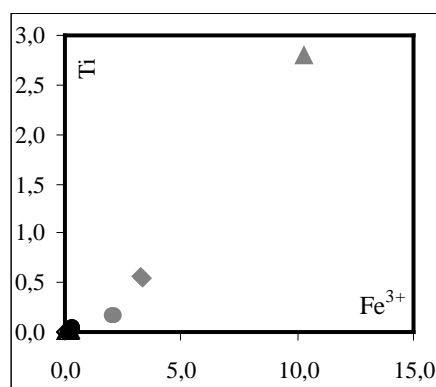


Figure 38 - Variation du titane en fonction du Fe³⁺ dans les minéraux opaques des roches ultrabasiques différenciées de Mako, Bouroum – Yalogo et Loraboué (même légende que la figure 36).

Ces tendances sont différentes de celles observées dans les ultrabasites de Loraboué et de Bouroum où les évolutions du chrome, de l'aluminium et du fer sont presque constantes vis-à-vis de XMg. Si les teneurs en chrome dans les chromites de Loraboué sont plus élevées que celles observées dans les minéraux opaques de Bouroum, les teneurs en aluminium dans ces derniers sont plus élevées que celles observées dans les minéraux opaques de Loraboué où l'aluminium est presque constant. Les valeurs en fer dans les minéraux opaques des ultrabasites des deux massifs sont faibles à nulles comparées aux minéraux opaques de massifs de Mako.

Ces observations témoignent que les variations compositionnelles de ces minéraux opaques dans les ultrabasites de Mako sont marquées par une substitution de type spinelle – magnétite. En effet la cristallisation de la magnétite titanifère a relayé celle des chromites dans la partie basique des ultrabasites de Mako avec des compositions de Fe_2O_3 : 44.97%, FeO : 41.66%, et TiO_2 : 12.21% et des valeurs nulles en chrome et insignifiantes en alumine. Cette cristallisation tardive de la magnétite laisse présager une augmentation de la fugacité d'oxygène comme cela a été suggéré par Ngom (1995).

Dans le diagramme XCr^*100 vs $\text{XFe}^{2+} *100$ (figure 39), tous les minéraux opaques des péridotites de Mako se placent dans le domaine des complexes stratiformes. Ils sont comparables aux minéraux opaques des cumulats de la ceinture de Marabadiassa et de Loraboué alors que ceux des ultrabasites différenciées de Bouroum Yalogo qui présentent des valeurs très faibles en chrome, se situent hors des domaines ophiolitiques et des complexes stratiformes.

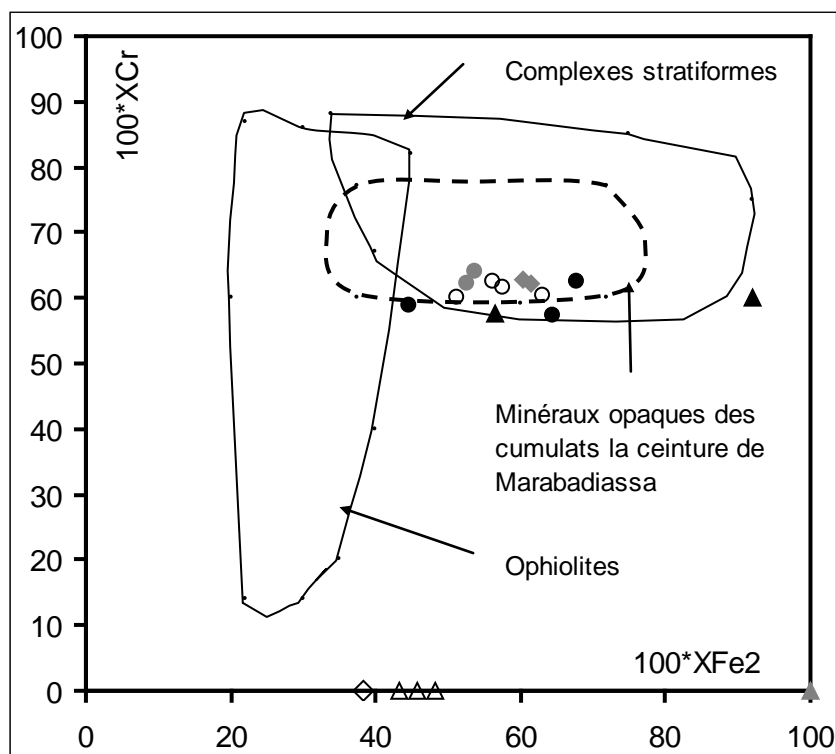


Figure 39 - Position des minéraux opaques des massifs ultrabasiques différenciés de Mako, Bouroum Yalogo, de Loraboué et de Marabadiassa dans le diagramme $100 \cdot X_{Cr}$ vs $100 \cdot X_{Fe^{2+}}$ même légende que la figure 36).

II – LES MINÉRAUX MÉTAMORPHIQUES

L'étude des minéraux métamorphiques porte essentiellement sur les amphiboles issues de l'ouralitisaiton des pyroxènes des faciès basiques et ultrabasiques du secteur de Mako suite aux phénomènes post magmatiques tels que le métamorphisme ou l'hydrothermalisme.

II.1 - Les amphiboles du complexe volcanoplutonique basique

Les amphiboles dans les metabasaltes, les métadolérites et les métagabbros qui représentent l'ensemble volcanoplutonique basique (tableau 10), sont toutes secondaires. Elles ont une composition qui varie entre les hornblendes magnésiennes et les hornblendes actinolitiques (figure 40) avec des valeurs en Si comprises entre 6.62 et 7.34 dans les metabasaltes et les métagabbros, alors qu'elles sont des ferrohornblendes avec des valeurs en Si de l'ordre de 7.24 dans les métadolérites. Globalement, elles montrent une composition calcique avec des valeurs $(Ca + Na)_B \geq 1.34$ et $Na_B < 0.67$ (Ngom, 1985 ; 1995).

Tableau 10 - ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLES SECONDAIRES DANS L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE BASIQUE DE MAKO (Ngom, 1995).

	Basaltes en pillow								Dolérites	Gabbros	
N° Ech.	90 - 9		90 - 43			90 - 60b	63	90 - 63	90 - 12c	90 - 12c	
Points	2	6	11	16	18	22	97	40	20	21	
SiO ₂	48,55	47,93	46,33	46,42	48,76	50,38	48,98	47,55	52,73	45,3	
TiO ₂	0,19	0,28	0,52	0,46	0,2	0,19	0,15	0,1	0	0,52	
Al ₂ O ₃	7,57	8,55	9,43	8,79	7,27	6,65	7,45	5,94	3,61	12,61	
Cr ₂ O ₃	0,06	0,17	0,23	0,25	0,59	0,2	0	0	0	0	
FeO	13,82	14,5	13,91	14,03	11,93	11,78	15,1	20,84	11,26	14,01	
MnO	0	0,22	0,23	0,19	0,06	0,3	0,32	0,57	0,34	0,32	
MgO	13,04	12,62	12,47	12,07	13,96	13,84	12,47	8,6	15,03	10,69	
CaO	11,66	10,92	11,55	11,61	11,82	12,36	10,99	11,91	12,92	12,2	
Na ₂ O	1,1	1,27	1,56	1,44	1,18	0,52	0,8	0,51	0,3	0,95	
K ₂ O	0,21	0,19	0,28	0,2	0,22	0,2	0	0,18	0,07	0,15	
NiO	0	0	0,08	0,82	0,05	0	0,08	0,04	0	0,04	
Total	96,2	96,65	96,59	96,28	96,04	96,42	96,34	96,24	96,26	96,79	
formule structurale sur la base de 23 oxygènes et 13 cations.											
FeO _c	10,65	8,45	10,26	13,04	9,83	11,16	8,79	18,14	11,26	12,06	
Fe ₂ O _{3c}	3,53	6,72	4,05	1,11	2,33	0,69	7,02	3	0	2,17	
Si	7,12	6,96	6,81	6,92	7,14	7,34	7,13	7,24	6,62	6,66	
Al ^{IV}	0,88	1,04	1,19	1,08	0,86	0,66	0,87	0,76	53	1,34	
Al ^{VI}	0,43	0,43	0,44	0,46	0,39	0,48	0,4	0,31	0	0,84	
Fe ³⁺	0,39	0,73	0,45	0,12	0,26	0,08	0,77	0,34	0	0,24	
Ti	0,02	0,03	0,06	0,05	0,02	0,02	0,02	0,01	0	0,06	
Cr	0,01	0,02	0,03	0,03	0,07	0,02	0	0	0	0	
Ni	0	0	0,01	0,1	0,01	0	0,01	0	0	0	
Mg	2,85	2,73	2,73	2,68	3,05	3	2,7	1,95	2,81	2,34	
Fe ²⁺	1,31	1,03	1,26	1,63	1,2	1,36	1,07	2,31	1,37	1,48	
Mn	0	0,03	0,03	0,02	0,01	0,04	0,04	0,07	0,04	0,04	
Ca	1,83	1,7	1,82	1,85	1,85	1,93	1,71	1,94	1,74	1,92	
Na (M4)	0,17	0,3	0,18	0,15	0,15	0,07	0,23	0,06	0,07	0,08	
Na (A)	0,14	0,06	0,26	0,27	0,19	0,08	0	0,09	0	0,19	
Na	0,31	0,36	0,44	0,42	0,34	0,15	0,23	0,15	0,07	0,27	
K	0,04	0,04	0,05	0,04	0,04	0,04	0	0,03	0,01	0,03	
XMg	0,69	0,73	0,68	0,62	0,72	0,69	0,72	0,044	0,000	0,610	

Ces compositions sont comparables à celles observées dans les amphiboles secondaires des metabasites du supergroupe de Mako (Dioh, 1986 ; Dia, 1988 ; Diallo, 1994), du Burkina Faso (Zonou, 1987) et du Niger occidental (Salah, 1991).

Dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$ (figure 41), la majorité des points représentatifs des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique de Mako se projettent dans le domaine des hornblendes et des hornblendes actinolitiques montrant un site A faiblement occupé par les alcalins. Cet état de vacuité du site A confirme bien le caractère secondaire de ces amphiboles. La pente de corrélation $Al^{IV} / (Na + K)_A$ dans les différents faciès de l'ensemble volcanoplutonique basique confirmerait l'importance de la substitution édénitique donc de la température sur l'évolution compositionnelle des amphiboles.

Dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (figure 42), les amphiboles secondaires représentatives de l'ensemble volcanoplutonique de Mako se placent à gauche du champ compositionnel délimité par les pôles trémolite – pargasite – tschermakite entre l'axe des ordonnées et la droite tschermakite – trémolite. Quelque soit le faciès, les amphiboles secondaires montrent une corrélation globale bien définie avec la ligne stochiométrique définissant la substitution Al – tschermakite avec cependant un léger écart pour certaines amphiboles des basaltes en pillow. La disposition des points représentatifs des amphiboles secondaires, montre que les teneurs en Al^{IV} varient faiblement dans les basaltes en pillow, contrairement aux valeurs observées dans les métadolérites et les métagabbros. Ces résultats montrent bien l'importance du silicium dans la saturation du site A des amphiboles lors des réactions métamorphiques.

Dans le diagramme $Al^{IV} - Ti$ (figure 43), les amphiboles secondaires montrent une bonne corrélation positive pour tous les faciès confondus. Cependant les teneurs peu élevées en titane montrent le faible contrôle de ce type de substitution qui confirme bien le caractère métamorphique des amphiboles (Leake, 1965).

Ces résultats sont différents de ceux obtenus dans les amphiboles du secteur de Soréto – Diakali (Nord Est de Mako) où les variations compositionnelles des amphiboles sont contrôlées par la substitution tschermakitique comme le montre la disposition des points à gauche de la droite Trémolite-tschermakite (Diallo, 1994).

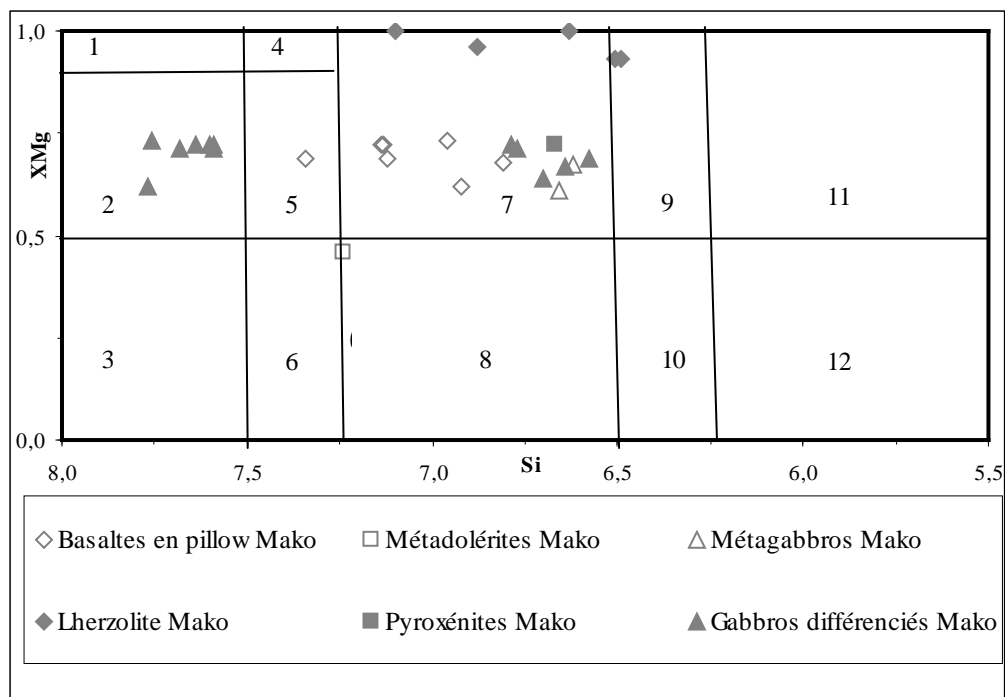


Figure 40 - Répartition des amphiboles secondaires de Mako dans le diagramme XMg / Si.

Légendes : 1 - Trémolite ; 2 - Actinote ; 3 - Ferroactinote ; 4 - Hornblende trémolite ; 5 - Hornblende actinolitique ; 6 - Hornblende ferroactinolitique ; 7 - Magnésiohornblende ; 8 - Ferrohornblende ; 9 - Hornblende tschermakitique ; 10 - Hornblende ferrotschermakitique ; 11 - Tschermakite ; 12 - Ferrotschermakite.

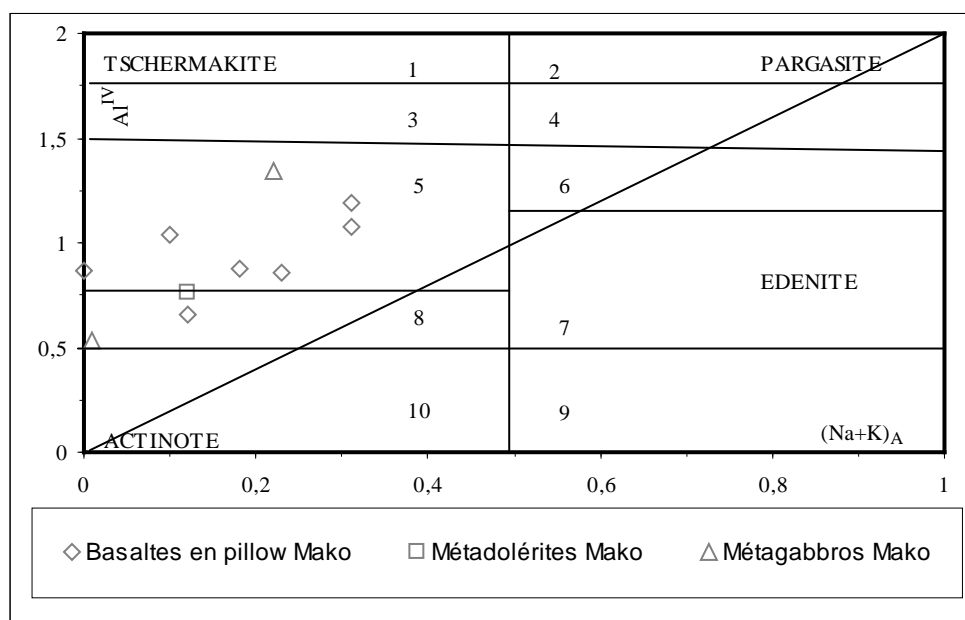


Figure 41 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$.

Légendes : 1 - Tschermakite ; 2 - Pargasite ; 3 Hornblende tschermakite ; 4 - Hornblende pargasite ; 5 - Hornblende ; 6 - ; 7 - Hornblende édénitique ; 8 - Hornblende actinolitique ; 9 - ; 10 - Actinote.

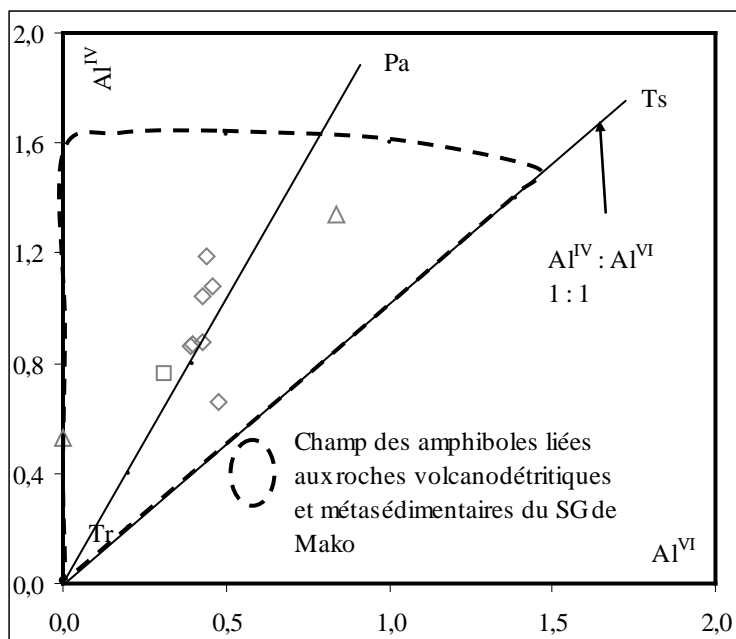


Figure 42 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} .

Légendes : Tr = Trémolite ; Ts = Tschermakite ; Pa = Pargasite ; $Al^{IV} : Al^{VI}$ = substitution Al – Tschermakite ; 1 : 1 = Stochiométrie de la substitution.

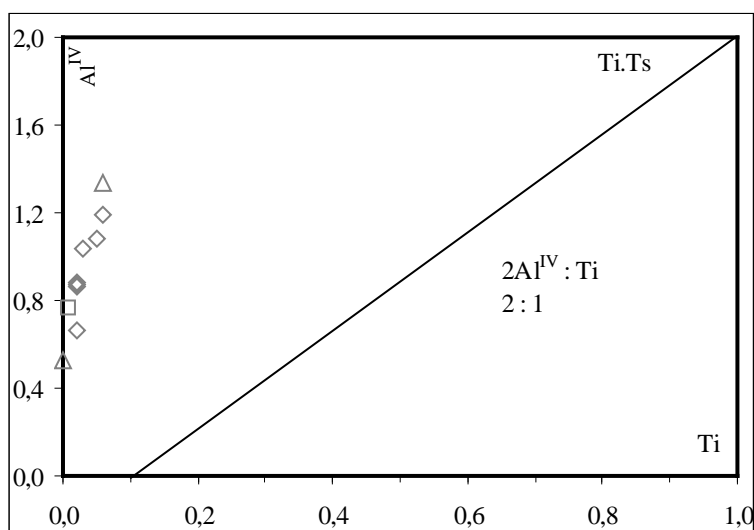


Figure 43 - Position des amphiboles secondaires de l'ensemble volcanoplutonique basique de Mako dans le diagramme Al^{IV} / Ti .

Légendes : $Al^{IV} - Ti$ = substitution Ti - Tschermakite ; Ti.Ts = Ti – Tschermakite ; 2 : 1 = Stochiométrie de la substitution Ti – Tschermakite. $Mg + 2Si : Ti + 2Al^{IV}$

II.2 - Les amphiboles du complexe ultrabasique – basique

Les compositions des amphiboles secondaires issues de l'ouralitisaiton des clinopyroxènes dans les roches ultrabasiques différenciées de Mako (tableau 11), sont comparables à celles de l'ensemble volcanoplutonique avec des valeurs $(Ca + Na)_B \geq 1.34$ et $Na_B < 0.67$. Leurs compositions varient entre les hornblendes magnésiennes et les actinotes (cf. figure 40) avec des teneurs en Si comprises entre 6.49 et 7.77. Il faut noter que les amphiboles secondaires des lherzolites sont plus magnésiennes que celles des gabbros différenciés et des webstérites.

Dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$ (figure 44), les amphiboles secondaires des ultrabasites de Mako montrent une bonne corrélation positive parallèlement à la droite joignant le pôle actinote au pôle pargasite. Les amphiboles des gabbros ont des teneurs faibles en Al^{IV} et en alcalins, leur composition est proche de celle des actinotes. Par contre dans les lherzolites, leurs teneurs en ces éléments deviennent plus élevées ce qui rapproche ces amphiboles à des hornblendes. Signalons cependant le remplissage limité du site A de ces amphiboles attestant leur caractère secondaire.

La disposition des amphiboles secondaires dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$ montre que la substitution édénitique est plus marquée que dans les amphiboles de l'ensemble volcanoplutonique basique avec des teneurs en Al^{IV} et en $(Na+K)_A$ relativement plus élevées.

Tableau 11 - ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLES SECONDAIRES DANS LES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE MAKU (Ngom, 1995).

	Lherzolites					Pyroxénites		Gabbros à opx	Gabbros pegmatitiques										
N° Ech.	77					M2D	M2C	79	M3B		71								
Points	1	2	6	7	13	79	86	3	16	23	25	26	32	33	34	35	36	37	
SiO ₂	45,77	45,77	51,48	47,83	48,91	53,57	54,22	53,83	53,73	53,52	53,19	52,71	52,53	54,33	55,19	53,85	53,48	52,88	
TiO ₂	1,96	1,95	0,63	2,64	0,93	0	0	0,24	0,06	0	0,05	0,06	0	0	0,12	0,02	0,05	0,09	
Al ₂ O ₃	10,31	10,68	4,99	7,62	7,67	3,98	3,95	1,6	2,92	2,74	3,63	4,17	2,45	2,38	2,08	3,54	3,47	3,96	
Cr ₂ O ₃	0,79	0,56	0,47	0,74	0,65	0	0,12	0	0	0,02	0,12	0	0,03	0	0	0	0,03	0	
FeO	6,2	6,27	4,59	7,16	5,2	9,39	8,95	17,01	12,52	13,22	11,44	11,85	12,25	11,17	10,65	11,57	10,77	11,51	
MnO	0,1	0	0	0	0,01	0,24	0,36	0,24	0,23	0,27	0,29	0,34	0,25	0,23	0,31	0,15	0,43	0,26	
MgO	17,55	17,58	21,63	19,05	19,36	16,05	14,97	13,24	14,51	15,15	15,52	15,07	16,06	16,3	16,57	15,56	15,85	15,51	
CaO	11,6	11,91	12,12	10,69	12,33	12,66	13,24	12,06	13,12	12,5	12,78	12,52	13,29	12,94	13,06	12,93	13,35	12,65	
Na ₂ O	2,74	2,38	1,18	2,11	1,74	0	0,2	0,33	0,27	0,2	0,33	0,35	0,31	0,24	0,14	0,29	0,35	0,45	
K ₂ O	0,15	0,18	0,04	0,18	0,08	0,41	0	0,05	0,13	0,06	0,04	0,14	0,15	0,01	0,07	0	0,04	0,13	
NiO	0	0,02	0	0,05	0,2	0,01	0,16	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	
Total	97,17	97,3	97,13	98,07	97,08	96,31	96,17	98,6	97,49	97,68	97,39	97,21	97,32	97,6	98,19	97,91	97,82	97,44	
	formule structurale sur la base de 23 oxygènes et 13 cations.																		
FeO _c	2,54	2,45	0	0	1,46	9,39	8,95	14,5	12,52	10,95	10,96	10,82	11,09	10,84	10,65	11,57	10,77	10,74	
Fe ₂ O _{3c}	4,07	4,25	5,1	7,96	4,15	0	0	2,79	0	2,52	0,53	1,14	1,28	0,37	0	0	0	0	
Si	6,51	6,49	7,1	6,63	6,88	6,67	6,79	7,77	6,7	7,68	7,64	7,59	7,6	7,76	6,77	6,64	6,58	7,59	
Al ^{IV}	1,49	1,51	0,81	1,25	1,12	0,58	0,58	0,23	0,43	0,32	0,36	0,41	0,4	0,24	0,3	0,51	0,5	0,41	
Al ^{VI}	0,23	0,27	0	0	0,16	0	0	0,04	0	0,14	0,25	0,29	0,02	0,17	0	0	0	0,26	
Fe ³⁺	0,44	0,45	0,53	0,83	0,44	0	0	0,3	0	0,27	0,06	0,12	0,14	0,04	0	0	0	0,09	
Ti	0,21	0,21	0,07	0,28	0,1	0	0	0,03	0,01	0	0,01	0,01	0	0	0,01	0	0	0,01	
Cr	0,09	0,06	0,05	0,08	0,07	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	
Ni	0	0	0	0,01	0,02	0	0,02	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	
Mg	3,72	3,71	4,45	3,94	4,06	2,98	2,8	2,85	2,7	3,24	3,32	3,23	3,46	3,47	3,03	2,86	2,91	3,32	
Fe ²⁺	0,3	0,29	0	0	0,17	1,13	1,09	1,75	1,52	1,31	1,32	1,3	1,34	1,3	1,26	1,38	1,29	1,29	
Mn	0,01	0	0	0	0	0,03	0,04	0,03	0,02	0,03	0,04	0,04	0,03	0,03	0,03	0,02	0,04	0,03	
Ca	1,77	1,81	1,79	1,59	1,86	1,69	1,78	1,87	1,75	1,92	1,97	1,93	2,06	1,98	1,72	1,71	1,76	1,95	
Na (M ₄)	0,23	0,19	0,21	0,41	0,14	0	0,05	0,09	0,07	0,06	0,03	0,07	0	0,02	0,03	0,07	0,08	0,05	
Na (A)	0,52	0,46	0,11	0,16	0,33	0	0	0	0	0	0,06	0,03	0,09	0,05	0	0	0	0,07	
Na	0,75	0,65	0,32	0,57	0,47	0	0,05	0,09	0,07	0,06	0,09	0,1	0,09	0,07	0,03	0,07	0,08	0,12	
K	0,03	0,03	0,01	0,03	0,01	0,07	0	0,01	0,02	0,01	0,01	0,03	0,03	0	0,01	0	0,01	0,02	
XMg	0,93	0,93	1	1	0,96	0,72	0,72	0,62	0,64	0,71	0,72	0,71	0,72	0,73	0,71	0,67	0,69	0,72	

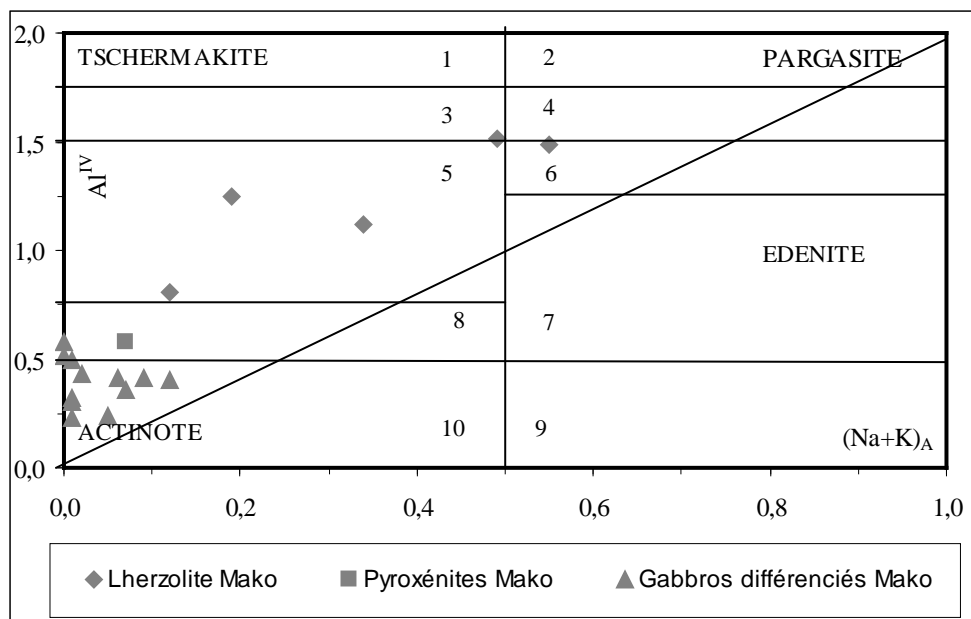


Figure 44 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme $Al^{IV} / (Na + K)_A$.

Légendes : 1 - Tschermakite ; 2 - Pargasite ; 3 - Hornblende tschermakite ; 4 - Hornblende pargasite ; 5 - Hornblende ; 6 - ; 7 - Hornblende édénitique ; 8 - Hornblende actinolitique ; 9 - ; 10 - Actinote.

Dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (figure 45), les amphiboles des ultrabasites de Mako se placent à gauche du champ compositionnel délimité par les pôles trémolite – pargasite – tschermakite et à droite de la droite trémolite – pargasite. On note une corrélation positive très peu définie avec la ligne stochiométrique définissant la substitution Al - tschermakite. Cette évolution est marquée par des valeurs élevées en Al^{IV} dans les lherzolites et faibles dans les gabbros, par contre, les valeurs en Al^{VI} sont limitées. Ce qui laisse présager que la substitution Al- tschermakite a peu joué dans l'évolution chimique de ces amphiboles. Dans le diagramme $Al^{IV} - Ti$ (figure 46), les amphiboles secondaires ont de faibles teneurs en titane dans les gabbros et les webstérites par contre, les valeurs en titane sont significatives dans les lherzolites où l'on note une corrélation positive. D'une manière globale, on note que la substitution $Al^{IV} - Ti$ presque nulle dans la partie basique des massifs ultrabasiques, a un peu joué dans les lherzolites. Ces évolutions seraient plutôt à imputer aux variations compositionnelles originelles des pyroxènes dont les amphiboles seraient issues. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus dans les gabbros associés aux basaltes du supergroupe de Mako (Diallo, 1994).

Les amphiboles sont marquées par une substitution édénitique traduisant une augmentation de l' Al^{IV} , une telle évolution chimique témoigne d'une augmentation de température.

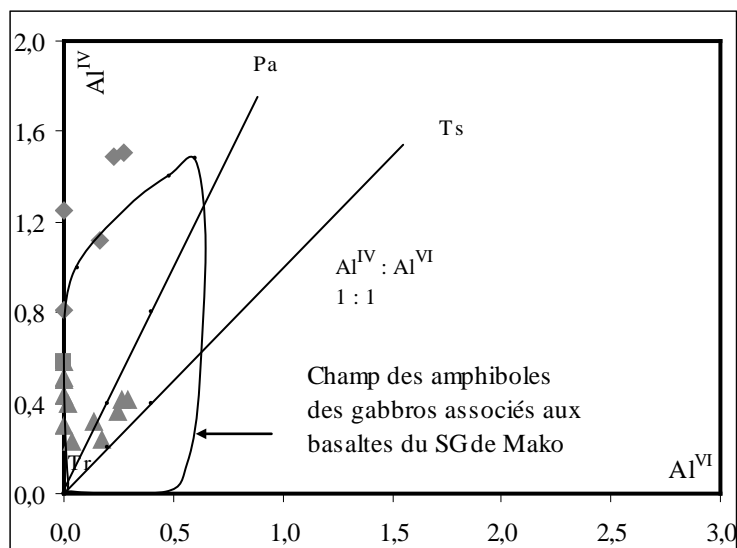


Figure 45 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme Al^{IV} / Al^{VI} (même légende que la figure 42).

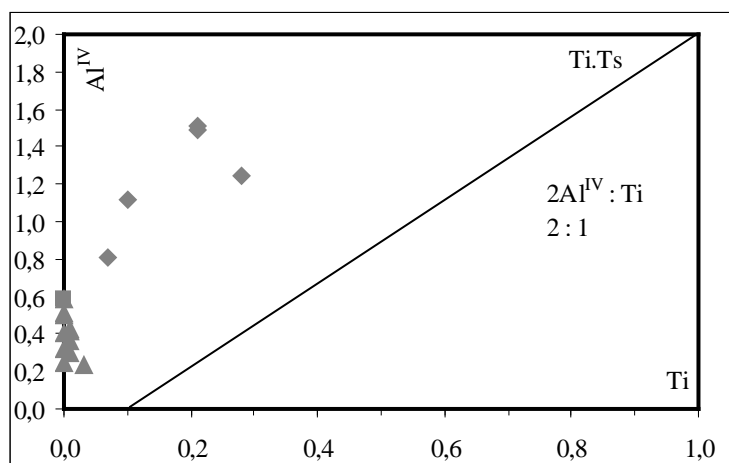


Figure 46 - Position des amphiboles secondaires du complexe ultrabasique - basique de Mako dans le diagramme Al^{IV} / Ti (même légende que la figure 43).

CONCLUSION

La composition des olivines (80 – 85%Fo) dans les péridotites de Mako est comparable à celle de Loraboué, de Kadiolo et de Dixcove par contre les olivines de la région de Katiola – Marabadiassa sont plus magnésiennes (89 – 90%Fo) et celles de Bouroum Yalogo sont faiblement moins riches en forstérite (76 – 80%).

Les pyroxènes des ultrabasites de Mako montrent un caractère non alcalin comparable à ceux de Loraboué et de Bouroum - Yalogo. Mais leur évolution chimique est marquée par un net enrichissement en fer et une diminution des teneurs en calcium au cours de la différenciation magmatique. Cette évolution est comparable à celle observée dans les clinopyroxènes du massif différencié de Skaergaard d'affinité tholéiitique (Brown et Vincent, 1963). Elle se particularise :

- de celle des pyroxènes des massifs ultrabasiques différenciés de Bouroum Yalogo d'affinité tholéiitique (Ouédraogo, 1985), par de faibles variations de calcium associées à un net enrichissement en fer au cours de la différenciation ;

- de celle des pyroxènes des roches ultrabasiques de Loraboué d'affinité calco-alcaline (Béziat et al., 2000), par des teneurs élevées en calcium et faibles en fer dans les termes différenciés.

Le comportement des éléments chimiques au cours de la cristallisation des pyroxènes laisse supposer que la mise en place de ces massifs a été contrôlée par la différenciation magmatique et par les processus cumulatifs.

Les minéraux opaques dans les péridotites de Mako sont des chromites alumineuses comparables à ceux des cumulats de Loraboué (Béziat et al., 2000). Leur évolution chimique, marquée par une substitution de type spinelle – magnétite, témoigne d'une augmentation de la fugacité d'oxygène au cours de la différenciation.

Par contre, les opaques dans les massifs ultrabasiques de Bouroum Yalogo sont tous des spinelles ferrifères, avec une composition qui varie entre les spinelles sens strict et les hercynites (Ouédraogo, 1985).

Les minéraux opaques des massifs ultrabasiques de Mako, de Loraboué et de Marabadiassa sont comparables à ceux des massifs stratiformes. Alors que ceux de Bouroum Yalogo qui présentent de faibles valeurs en XCr sont plus proches des cumulats ophiolitiques.

L'amphibole primaire est rare ou absente dans les massifs de Mako; elle subsiste sous forme de produit de l'ouralitisation des pyroxènes. Par contre au Burkina Faso, elle cristallise sous forme d'hornblende magnésienne dans les termes différenciés de Bouroum Yalogo ou d'hornblende tschermakitique dans les cumulats de Loraboué. L'absence ou la rareté de ce ferromagnésien hydraté dans les faciès basiques et ultrabasiques des massifs de Mako, montre les faibles influences des P_{H_2O} lors de la différenciation et des processus cumulatifs du magma ayant conduit à leur mise en place.

Les amphiboles secondaires issues de l'ouralitisation des clinopyroxènes dans les roches ultrabasiques différenciées de Mako, sont marquées par une substitution édénitique traduisant une augmentation de l' Al^{IV} , une telle évolution chimique témoigne d'une augmentation de température.

Les amphiboles étudiées sont très peu titanifères, ce caractère peu riche en titane est caractéristique du chimisme des pyroxènes dont elles sont issues que de celui de la roche hôte.

Chapitre V :
ETUDE GEOCHIMIQUE

Chapitre V : ETUDE GEOCHIMIQUE

I - METHODES ANALYTIQUES

I.1 – Description des méthodes

Les concentrations des éléments majeurs et des éléments en traces sur roche totale ont été effectuées dans les laboratoires suivants :

- au Centre de Recherches Pétrographique et Géologique (CRPG) de Vandœuvre-lès-Nancy (France) à l'ICP-AES au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux ;
- au laboratoire d'analyses de l'Institut de Géosciences de Sao Paulo au Brésil par fluorescence X-Ray (XRF) au spectromètre Philips P.W. 2400 et par ICP-MS model Perkin elmer/Sciex pour la détermination des éléments en trace.

Les marges d'erreurs analytiques de 0.1% pour les éléments majeurs et de 0.01 à 0.1% pour les éléments en traces observées pour les deux laboratoires, permettent leur utilisation dans les contraintes géochimiques à partir des éléments majeurs.

Les concentrations des éléments en trace utilisées pour la caractérisation des différents faciès pétrographiques ont été déterminées par activation neutronique (INAA) par utilisation du réacteur OISIRIS au Centre d'Etudes de Saclay, Gif-sur-Yvette (France). Les limites de détection des différents éléments dosés varient entre 0.5ppb (Ta) à 15 ppm (Zr). Les erreurs, liées aux analyses répétées du standard géochimique BEN, sont typiquement <3.5%.

I.2 – Présentation des analyses

Les faciès sur lesquels ont été effectuées les différentes analyses, sont consignés dans le tableau 12.

Les analyses des éléments majeurs extraites de la thèse de Ngom (1995) et portant sur les échantillons (27 ; 63 ; 90 - 72 ; 34 ; 80 ; 90 - 97 ; 51 ; 19 ; 62 ; 41) ont été effectuées au C R P G à Nancy, France.

Récemment d'autres analyses des éléments majeurs portant sur les échantillons 1B ; 15B ; 107 ; 2 et 3, ont été effectuées à l'Institut de Géosciences de Sao Paulo au Brésil.

Les analyses des éléments en traces (27J ; 15J ; 34J ; S17 ; S78A ; S75 ; KI5 ; SG13 ; 2J ; MK1A ; S15 ; S28 ; S44 ; K1 ; K3 ; K4 ; K5 ; K6 ; B21 ; X2 ; X3 ; 15 ; 22 ; K1J ; K3J ; 21 ; 16 ; 22A et 23) ont toutes été effectuées au Centre d'Etudes de Saclay, Gif-sur-Yvette (France).

Les analyses du complexe ultrabasique de Mako portant sur les échantillons M1A ; 11 ; 77 ; 36 ; M2D ; M2A ; 78A ; 78B ; 78C ; 79 et M3B, ont été effectuées au laboratoire du Service commun de l'Université de Nancy I, France (Ngom, 1995). Alors que celles portant sur les échantillons MO ; U10 et U4 ont été effectuées à l'Institut de Géosciences de Sao Paulo au Brésil.

Pétrographie	Basaltes en pillow	Basaltes massifs	Gabbros	Andésites	Rhyodacites	Microgranites	Péridotites	Gabbros différenciés
Localisation								
Mako	107, 90-72	51, 19, S75		B21, 22A, 21, 16, 23	41, MK1A, 2, 3, 2J		M1A, 11, MO, U10	78A-B-C, 79, M3B, M2A, M2D, U4
Badjan	27, 1B, 27J							
Tambanoumaya	63, 15J, 15B		62					
Lamé		80, S17, S78A			S15	S44		
Koulountou		34, 34J, SG13, K15				S28	77, 36	
Kanéméré		90-97						
Tomboronkoto		15, 22, X3		X2				
Bagnomba				K1, K3, K4, K5, K6, K1J, K3J,				

Tableau 12 - Localisation et pétrographie des échantillons analysés.

Les résultats de toutes ces analyses sont reportés sur les tableaux 13 et 14.

Tableau 13 – ANALYSES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE

	Métabasaltés en. pillow								Métabasaltés massifs									
Echant.	27J	63	15 J	90- 72	27	1B	15B	107	34J	34	90-89	80	90-97	S17	S78A	S75	KI5	22
SiO2		49,51		51,9	47,23	50,88	48,71	48,01		56,20	54,6	55,51	54,2					54,68
TiO2		0,79		0,69	0,82	0,729	0,95	0,877		0,85	1,39	0,77	1,04					1,19
Al2O3		14,3		13,4	14,42	13,97	14,99	13,87		13,51	15,2	15,2	14					15,02
Fe2O3t		12,82		12,2	12,57	12,01	11,66	12,94		9,34	11,4	8,29	8,96					10,47
MnO		0,2		0,17	0,2	0,188	0,197	0,219		0,18	0,16	0,18	0,14					0,16
MgO		8,67		6,4	8,95	7,16	7,49	7,12		7,21	4,04	5,27	8,52					3,96
CaO		10,63		10,5	11,26	10,39	12,47	13,36		6,46	8,39	7,64	7,31					8,36
Na2O		1,83		2,69	1,63	2,2	2,33	1,72		2,89	2,76	4,31	2,63					3,01
K2O		0,13		0,14	0,18	0,06	0,16	0,2		0,78	0,59	0,1	0,49					0,50
P2O5		0,1		0,06	0,11	0,053	0,078	0,07		0,12	0,19	0,11	0,14					0,21
PF		0,97		2,08	2,5	2,21	1,05	1,12		2,46	1,23	2,49	2,7					2,17
Total		99,95		100,23	99,87	99,85	100,09	99,506		100,00	99,95	99,87	100,13					99,72
	Métabasaltés en. pillow								Métabasaltés massifs									
Echant.	27J	63	15 J	90- 72	27	1B	15B	107	34J	34	90-89	80	90-97	S17	S78A	S75	KI5	22
Ni	141	126	125	71	142	117	98	167	234	210	87	147	245	65	71	70	206	66,50
Co	49,1		50,8	46	nd				38,4		39			33	32,2	30,8	38	31,40
Cr	206	256	274	64	252	273	313	357	375	395	37	209	370	23	32	15	266	68,60
Y		19		<10	17					18	28	7	<10					
Cs	0,031		0,3						0,81					0,43	0,14	0,16	0,75	0,13
Rb	1,1	15	3,8	<10	17	1,95	3,93	5,52	17,7	24	<10	9		11,9	7,7	8,2	38	8,90
Ba	16,9	37	46	70	89	23,4	36,4	69,9	146	192	142	84	113	182	154	213	82	139,60
Th	0,154		0,2			0,18	0,23	0,22	1,12					1,28	1,15	1,45	1,03	1,08
U	0,053		0,069			0,04	0,06	0,08	0,3					0,39	0,36	0,43	0,31	0,31
Nb		5		21	4	1,55	1,44	1,84		7,00	27	7	13					
Ta	0,113		0,126			0,11	0,10	0,13	0,51					0,84	0,74	0,655	0,52	0,71
Sr	82	97	155		99				166	132	209	138	433	263	174	140	174	220,90
Zr	43	50	50	36	50	46,70	61,50	55,20	125	122	159	120	113	154	141	140	117	155,40
Hf	1,04		1,59						3,02					4,22	3,96	3,74	2,91	3,82

ANALYSES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE

Métabasaltés massifs						Métagabbro	Métarhyodacites						Microgranites		Métaandésites à pyroxènes		
Echant.	SG13	X3	15	51	19	62	2	3	2J	3J	41	MK1A	S15	S28	S44	K1	K1J
SiO2	57,28			51,24	51,6	50,42	78,21	85,97			79,81					57,21	
TiO2	1,02			1,39	1,19	0,88	0,156	0,191			0,16					0,68	
Al2O3	15,02			16,43	15,83	16,01	10,5	6,72			9,41					14,44	
Fe2O3t	9,28			11,12	9,96	10,58	3,5	3,64			3,49					8,34	
MnO	0,15			0,19	0,18	0,14	0,02	0,022			0,02					0,14	
MgO	3,55			5,41	4,26	6,23	0,02	0,38			0,06					4,69	
CaO	7,25			8,08	4,73	8,3	0,53	< 0,01			0,76					7,78	
Na2O	3,49			2,91	4,14	2,91	5,82	< 0,02			4,73					3,05	
K2O	0,66			0,58	1,17	1,16	0,16	2,03			0,44					1,48	
P2O5	0,21			0,27	0,26	0,22	0,04	0,039			0,14					0,17	
PF	1,79			2,28	6,62	2,92	0,27	1,6			0,45					2,18	
Total	99,70			99,9	99,94	99,77	99,226	100,592			99,47					100,16	
Métabasaltés massifs						Métagabbro	Métarhyodacites						Microgranites		Métaandésites à pyroxènes		
Echant.	SG13	X3	15	51	19	62	2	3	2J	3J	41	MK1A	S15	S28	S44	K1	K1J
Ni	86	98	67	95	44	115	14	6	38	5,60	6	1,6	19	6	11,9	29	76
Co	29,9	33,1	25,8			49	< 3	< 3	2,9	< 3	31	0,81	1,3	1,9	0,97	24	31,2
Cr	42	108	134	174	35	58	59	17	14	17,30	6	5	9	2	9	73	240
Y				19	31	16	49	32			40					18	
Cs	0,21	0,86	1,45						0,1			1,01	1,47	0,2	0,63		
Rb	10,1	21,2	15,9	37	43	31	5	67	3,8	66,60	10	80	76,1	51,8	26	32	27,6
Ba	448	257	214	124	92	195	113,5	219,6	175	219,60	312	325	327	517	241	592	562
Th	1,46	0,91	1,14						2,92			2,7	7,86	7,31	6,15		2,16
U	0,43	0,34	0,47						0,65			0,68	2,09	2,01	1,41		0,73
Nb				10	15	<5	15	12			6					10	
Ta	0,8	0,391	0,662						1,35			1,017	2,07	2,095	1,69		0,55
Sr	173	346	343	266	86	286	63	10	72	9,70		5	32	27	56	727	711
Zr	176	101	83	145	229	66	285	239	264	238,50	291	119	255			109	103
Hf	4,35	2,97	2,49						7,62					6,21	5,86		2,96

ANALYSES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE

	Méta-andésites à pyroxènes										Méta-andésites à plagioclases	
Echant.	K2	K3	K3J	21	16	K4	K5	K6	B21	X2	22A	23
SiO2	51,1	51,43		49,33	52,00						58,18	55,53
TiO2	0,73	0,68		0,80	0,66						1,05	0,98
Al2O3	13,39	12,41		15,17	12,35						15,61	15,12
Fe2O3t	10,96	10,5		11,72	10,01						8,49	9,66
MnO	0,19	0,19		0,20	0,18						0,16	0,18
MgO	8,15	8,93		8,66	8,66						3,32	5,47
CaO	9,59	9,04		8,02	8,77						3,94	5,69
Na2O	2,02	1,99		2,75	2,25						7,60	4,24
K2O	1,84	2,12		1,36	2,01						0,26	0,29
P2O5	0,26	0,29		0,09	0,31						0,16	0,15
PF	2,17	2,38		2,05	2,19						1,02	2,53
Total	100,40	99,96		100,14	99,39						99,79	99,84
Echant.	K2	K3	K3J	21	16	K4	K5	K6	B21	X2	22A	23
Ni	37	94	111	196,10	98,80	76	117	64	267	222	77	120
Co	35	38	45,4	54,40	39,10	31,2	45,5	37,7	59,3	35,2		
Cr	206	436	495	487,30	447,70	240	454	300	564	285	47	131
Y	20	18										
Cs				42,20	29,70							
Rb	40	42	34,8	27,20	32,80	49	46,9	38,8	38,4	60,4	10	12
Ba	526	996	971	357,50	753,40	357	458	341	294	468	70	44
Th			1,34			2,01	1,19	2,02	0,52	1,33		
U			0,51			0,7	0,52	0,78	0,14	0,48		
Nb	9	8										
Ta			0,3			0,37	0,21	0,58	0,21	0,428		
Sr	877	590	612	68,00	509,80	652	643	511	72	404	153	190
Zr	87	72	64	61,70	75,20	105	57	104	47	96	169	134
Hf			2,02			2,97	1,82	3,3	1,37	2,93		

Tableau 14 – ANALYSES CHIMIQUES DES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE MAKO

	Wehrlites		Lherzolites				Webs.		Gab.opx			FeGab.		Gab.peg.	
Echant.	M1A	11	MO	77	36	U10	M2D	M2A	78A	78B	U4	78C	79	M3B	
SiO2	38,39	37,76	40,84	40,29	42,23	38,95	51,3	50,07	49,02	49,21	46,21	44,25	47,08	52,64	
TiO2	0,22	0,19	0,37	0,34	0,24	0,30	0,49	0,58	0,68	0,64	1,581	1,84	1,18	0,68	
Al2O3	2,84	2,48	4,38	3,85	2,46	3,28	6,71	14,68	14,06	14,17	12,9	11,69	13,37	14,69	
Fe2O3t	11,72	13,84	14,86	14,41	13,97	12,78	9,94	9,06	10,21	10,77	17,01	20,03	14,86	10,57	
MnO	0,16	0,17	0,21	0,19	0,2	0,20	0,18	0,17	0,18	0,18	0,2	0,23	0,22	0,18	
MgO	32,17	32,21	28,84	30,29	29,03	32,67	14,56	8,09	9,03	8,12	6,84	7,18	7,31	6,02	
CaO	2,48	2,04	4,59	3,97	7,02	2,13	13,38	11,84	12,24	12,39	10,76	11,11	10,56	9,28	
Na2O	0,05	0,08	0,06	0,49	0,19	< 0,02	0,99	2,32	1,5	1,58	1,57	1,47	2,04	2,56	
K2O	0,03	0,03	0,05	0,05	0,01	0,01	0,2	0,48	0,12	0,11	0,16	0,17	0,38	0,74	
P2O5	0,04	0,03	0,03	0,05	0,05	0	0,07	0,07	0,09	0,1	0,061	0,15	0,12	0,1	
PF	10,08	10,26	5,34	5,2	3,92	9,8	1,88	2,36	2,81	2,57	2,2	1,76	2,61	2,45	
Total	98,18	99,09	99,572	99,13	99,32	100,121	99,7	99,72	99,94	99,84	99,492	99,88	99,73	99,91	
Ni	2053	1966	1503,50	1579	1167	2266,60	393	161	111	89	124,60	112	93	98	
Co			132,50	nd	nd	132,70	nd	nd	nd	nd	65,20	nd	nd	nd	
Cr	2897	3627	3756,40	3405	3295	3631,80	1104	139	109	35	81,70	14	51	45	
Y	1	nd	3,54	5	5	6,12	11	13	14	14	15,0	18	15	18	
Cs			0,25			0,11					0,29				
Rb	7	6	2,20	10	11	1,99	18	25	12	13	4,68	24	21	26	
Ba	25	20	21,60	33	25	12,60	81	84	31	49	37,10	39	66	254	
Th			0,19			0,17					0,33				
U			0,04			0,04					0,08				
Nb	nd	nd	0,77	2	1	0,95	4	4	4	4	2,57	7	5	5	
Ta			0,08			0,09					0,17				
Sr	15	8	41,00			15,60	67	161	133	141	144,10	119	154	198	
Zr	18	15	31,40	25	18	25,50	40	18	42	42	59,30	46	49	84	

II – MOBILITE DES ELEMENTS

Les phénomènes postmagmatiques aboutissant à la déstabilisation des minéraux primaires ont été longuement discutés dans les basaltes du secteur de Mako (Diallo, 1994 ; Ngom, 1995). Ces processus tels que le métamorphisme, l'hydrothermalisme et les altérations au contact de l'eau de mer se traduisent par l'albitisation des plagioclases et l'ouralitisation des pyroxènes conduisant ainsi à des modifications sur le chimisme global de la roche.

De nombreux auteurs (Melson et al., 1966 ; Miyashiro et al., 1969, Hart, 1970 ; 1973 ; Hart et al., 1974 ; Humphris et Thompson, 1978 ; Juteau et al., 1979 ; Chikhaoui, 1981 ; Gélinas et al., 1982 ; Ludden et al., 1983 ; Beswick, 1983 ; Seyfried, 1987 ; Bienvenu et al., 1990) ont largement travaillé sur la mobilité des éléments alcalins et alcalino - terreux tels que le Na, K, Sr, Rb, Cs, Ba et dans une moindre mesure du Ca et Mg. Par ailleurs, les travaux effectués par Balouet, (1985), Kagiamanidou, (1986), Cabanis, (1986) ont montré que les éléments hygromagmaphiles non alcalins tels que le Hf, Th, Zr, Nb, Ta et les terres rares, sont généralement immobiles ou peu mobiles au cours des processus d'altération hydrothermale et de métamorphisme (Sun et Nesbit, 1978). Signalons cependant que les LREE pourraient être mobiles au cours de l'altération par l'eau de mer ou de métamorphisme de bas degré (Tourpin, 1992). Selon Chikhaoui (1981), les éléments de transition ne montrent pas une nette stabilité au cours des phénomènes post magmatiques. Si le V, le Co et le Sc montrent une certaine stabilité, le Cr, le Ni peuvent montrer une certaine instabilité au cours de l'altération du pyroxène qui est avec l'olivine, des minéraux compatibles avec ces éléments de transition.

La mobilité des éléments dans une suite de roches peut être déterminée par l'utilisation des diagrammes faisant intervenir les éléments tels que les alcalins et la silice qui sont peu stables. Dans le diagramme silice / alcalins (figure 47), on note une corrélation positive avec une pente faible entre la silice et les alcalins. Hormis les rhyodacites qui ont des valeurs élevées en SiO_2 , les variations en silice sont faibles entre les metabasaltes et les métaandésites. Ce qui laisse prévoir une silicification postmagmatique très limitée. Par contre les variations en alcalins sont plus importantes et sont à lier aux valeurs plus élevées en Na_2O et faibles en K_2O que l'on peut imputer aux phénomènes d'albitisation des plagioclases.

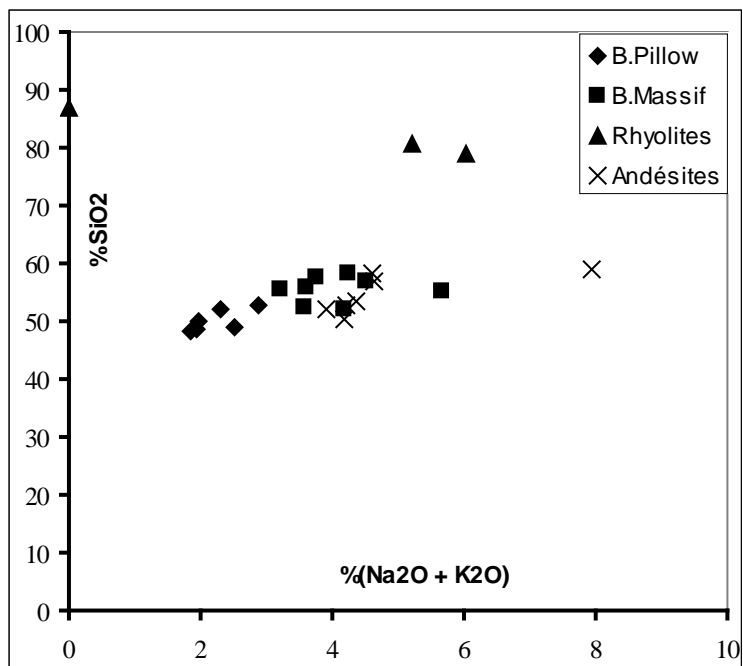


Figure 47 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$.

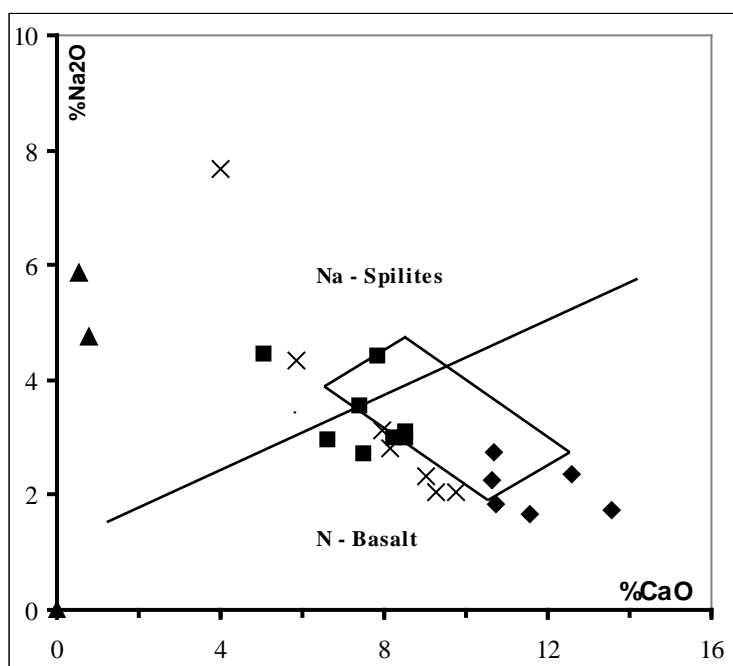


Figure 48 - Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ (même symbole que la figure 47).

Dans le diagramme $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ (figure 48) proposé par Stillman et Williams (1978), on note une corrélation négative entre Na_2O et CaO dans les roches étudiées. Les metabasaltes en pillow se placent tous dans le champ des basaltes normaux attestant de phénomènes de spilitisation limités. Alors que dans les métaandésites et les metabasaltes massifs, certains échantillons sont attirés vers le champ des basaltes spilitisés. Ce qui peut être expliqué par la déstabilisation des plagioclases lors des phénomènes postmagmatiques. La position des rhyodacites dans le champ des Na - spilites s'explique par la nature pétrographique de ces roches et la composition acide de leurs plagioclases.

III - CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE BASIQUE

III.1 – La perte au feu

La perte au feu qui est un bon indice d'appréciation du degré d'altération des roches, varie de 0.97 à 2.5% dans les metabasaltes en pillow et de 2.46 à 6.62% dans les metabasaltes massifs du secteur de Mako. Les pertes au feu plus élevées observées dans les basaltes massifs peuvent être liées à des phénomènes de spilitisation et d'ouralitisation qui sont plus intenses dans les roches à texture porphyrique que dans celles à texture aphyrique (Amstutz, 1974). Ceci est bien confirmé par les valeurs de perte au feu observées dans les gabbros (2,92%).

Hormis la valeur élevée observée dans un échantillon de metabasalte massif altéré et schistosé (6.62%), on peut considérer que les roches étudiées sont faiblement altérées.

III.2 - Variation des éléments majeurs

III.2.1 - La silice

Les teneurs en silice des metabasaltes en pillow et des métagabbros (48.40 à 52.77%) sont plus faibles que celles observées dans les metabasaltes massifs qui varient entre 52.39 et 57.53%. Ces valeurs relativement élevées dans les metabasaltes massifs, peuvent être liées à un phénomène de silicification secondaire lors des processus post magmatiques tels que l'ouralitisation des pyroxènes ou la spilitisation des plagioclases comme cela a été décrit dans la pétrographie.

III.2.2 - Le titane

Les metabasaltes en pillow et les métagabbros sont très peu titanifères (0.70 à 0.96%), alors que dans les metabasaltes massifs on observe des variations plus

importantes (0.79 à 1.42%). Généralement les metabasaltes à l'échelle de la boutonnière sont peu titanifères (<1%), ce qui a amené certains auteurs à les comparer à des IAT (Dia, 1988 ; Diallo, 1994). Signalons que Ngom (1995) a observé dans les ferrobasaltes et les ferrogabbros du secteur de Sabodala des valeurs élevées en titane (1.26 à 1.35%).

Ce caractère peu titanifère, les différences des NMORB qui ont des valeurs de l'ordre de 1.73% (Albarède, 2005) par contre les apparentes aux tholéiites archéennes dont les teneurs en titane sont comparables à celles des tholéiites d'arc (Arndt, 1997) et (Condie, 1981).

III.2.3 - Le fer total

Les teneurs en fer total sont relativement plus élevées dans les metabasaltes en pillow (11.75 à 12.92%) que dans les metabasaltes massifs (8.50 à 11.37%) et les métagabbros (10,90%). Ces valeurs élevées en fer total dans les metabasaltes en pillow sont comparables à celles observées dans les tholéiites archéennes mais relativement plus élevées que celles obtenues dans les tholéiites d'arcs (Condie, 1981). Par contre les teneurs en fer total dans les metabasaltes massifs sont assez proches de celles des tholéiites d'arc mais plus faibles que celles des tholéiites abyssales (Ngom, 1995).

III.2.4 - Le magnésium

Les teneurs en MgO sont relativement plus élevées dans les metabasaltes en pillow (6.51 à 9.17%) que dans les metabasaltes massifs et les métagabbros (4.56 à 8.73%). Nous remarquons que les échantillons de metabasaltes massifs les moins magnésiens sont plus riches en fer total, ce qui peut être expliqué par une différenciation fractionnée. Les teneurs en MgO dans les metabasaltes étudiés sont plus élevées que celles obtenues dans les tholéiites d'arcs.

III.2.5 – L'indice de différenciation Mg#

L'indice Mg# (mg number) considéré comme indice de différenciation magmatique, a été calculé à partir de la formule suivante : $Mg\# = \frac{MgO/40}{MgO/40 + FeO/72}$. Les valeurs obtenues, varient suivant les faciès des termes de l'ensemble volcanoplutonique basique. Elles sont plus élevées et plus étalées dans les metabasaltes massifs (0.45 à 0.67) que dans les metabasaltes en pillow et les métagabbros (0.53 à 0.60). La valeur moyenne de Mg# des metabasaltes massifs (0.54), proche de celle des metabasaltes en pillow (0.56) est comparable selon Condie (1981) à celles des tholéiites archéennes de type TH2

(0.55) ou des tholéiites d'arc primitives (0.52) et des NMORB (0.61) (Albarède, 2005).

III.2.6 – L'alumine

Les teneurs en alumine varient de 13.62 à 15.11% dans les metabasaltes en pillow et un peu plus élevées dans les metabasaltes massifs et les métagabbros (13.83 à 16.93%) qui ont une composition modale plus élevée en plagioclase. Ces valeurs sont relativement plus élevées (14.47%) que celles obtenues dans les NMORB (Albarède, 2005) mais un peu plus faibles que celles qui sont observées dans les tholéiites d'arc où l'alumine peut atteindre jusqu'à 16% (Condie, 1981).

III.2.7- Le calcium

Les metabasaltes en pillow sont plus calciques (10.62 à 12.57%) que les metabasaltes massifs et les métagabbros (5.06 à 8.55%). Ce caractère calcique corrélé à des valeurs élevées en magnésium et en fer dans les metabasaltes en pillow, témoigne de la cristallisation massive de clinopyroxènes et des plagioclases. Les valeurs les plus élevées en calcium (12.57%) ont été obtenues dans les metabasaltes de Tambanoumaya qui constituent les faciès les plus alumineux et les moins ferrifères en comparaison avec les metabasaltes de Badjan.

III.2.8 - Les alcalins

Les teneurs en alcalins sont faibles dans les metabasaltes en pillow du secteur de Mako (1.85 à 2.88%) mais sont plus élevées dans les metabasaltes massifs et dans les métagabbros (3.2 à 5.68%). Cet enrichissement en alcalins peut être lié à une albitisation des plagioclases lors des phénomènes postmagmatiques.

CONCLUSION

Les metabasaltes en pillow sont plus ferrifères, plus calciques et un peu plus magnésiens que les metabasaltes massifs qui sont plus siliceux, plus alumineux et plus alcalins.

Ils sont tous peu titanifères comme cela a été observé dans les autres parties de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Dia, 1988 ; Diallo, 1994 ; Ngom, 1995 ; Dioh, 1995). Signalons cependant quelques exceptions riches à la fois en fer total et en titane (Ngom, 1995 ; Pawlig et al. 2006). A l'échelle du craton des metabasaltes à la fois pauvres et riches en titane ont été observés dans le sillon de Bouroum au Burkina Faso (Zonou, 1987).

III.3 - Variation des éléments en trace

III.3.1 - Le nickel, le chrome et le scandium

Les teneurs en éléments compatibles (Ni et Cr) sont élevées dans l'ensemble volcanoplutonique basique du secteur de Mako. Le nickel (44 à 234 ppm) et le chrome (15 à 375 ppm) sont relativement plus élevés dans les metabasaltes massifs que dans les metabasaltes en pillow (Ni=71 – 167 ppm, Cr = 64 – 347 ppm) et les métagabbros (Ni = 175 ppm, Cr = 38 ppm). Les roches étudiées sont plus riches en éléments compatibles que les NMORB où la moyenne du chrome est de 191 ppm et de nickel 74 ppm (Albarède, 2005). Ces valeurs anormalement élevées en Ni et en Cr sont caractéristiques des tholéiites archéennes (Arndt, 1997).

Les teneurs en scandium sont plus élevées dans les metabasaltes en pillow (39.4 à 40 ppm) que dans les metabasaltes massifs (21.2 à 23.8 ppm). Ces valeurs élevées en Sc des metabasaltes en pillow les rapprochent des NMORB où la moyenne du Sc est de 40 ppm (Albarède, 2005).

III.3.2 - Le niobium

Les teneurs en Nb sont comprises entre 4 et 5 ppm dans les metabasaltes en pillow et les métagabbros à l'exception de l'échantillon de metabasalte 90-72 où la teneur est élevée (21 ppm). Par contre elles sont plus élevées dans les metabasaltes massifs (7 à 15 ppm). Les metabasaltes étudiés sont relativement plus riches en niobium que les NMORB où les teneurs sont de 2.33 ppm. Par contre, les metabasaltes en pillow ont des valeurs en niobium plus faibles que les EMORB (8.30 ppm) contrairement aux metabasaltes massifs qui présentent certaines valeurs comparables (Sun & Mc Donough, 1989).

III.3.3 - Le zirconium

Les teneurs en Zr varient de 43 à 50 ppm dans les metabasaltes en pillow et dans les métagabbros. Elles sont plus élevées dans les metabasaltes massifs (117 à 176 ppm). Les metabasaltes en pillow sont plus pauvres en Zr et les metabasaltes massifs sont plus riches en Zr comparés aux NMORB dont les valeurs sont de rapport de 74 ppm (Sun & Mc Donough, 1989). Les valeurs en Zr des metabasaltes en pillow sont plus faibles que celles observées dans les EMORB (73 ppm), alors que dans les metabasaltes massifs, les teneurs en Zr sont plus élevées.

III.3.4 - Le thorium et le tantale

Les teneurs en Th (0.154 à 0.2 ppm) et en Ta (0.113 à 0.126 ppm) sont respectivement plus faibles dans les metabasaltes en pillow comparées à celles

observées dans les metabasaltes massifs (Th = 1.01 à 1.46 ppm et Ta = 0.51 à 0.83 ppm). Si les valeurs en Th dans les metabasaltes en pillow ou massifs sont plus élevées que celles des NMORB (0.12 ppm), celles des metabasaltes en pillow sont plus faibles que celles de EMORB (0.60 ppm), il en est de même vis-à-vis du tantale avec des valeurs de 0.47 ppm (Sun & Mc Donough, 1989).

IV - CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANIQUE ACIDE

Les valeurs les plus significatives se retrouvent dans la silice où elles sont comprises entre 78.99 et 86.79%, l'alumine entre 6.78 et 10.60% le sodium entre 0 et 5.88%) et le fer total entre 3.5 et 3.6%. Par contre le potassium (0.16 et 2.05%) et le calcium (0 à 0.7%) ont des teneurs faibles. Ce chimisme dénote du caractère peu potassique des rhyodacites de Mako.

Les roches volcaniques acides de Mako ont des valeurs de Mg# très faibles comprises entre 0.01 et 0.18, ce qui atteste de leur caractère très différencié.

Les éléments incompatibles sont relativement élevés dans le volcanisme acide de Mako. Le Nb varie entre 12 et 16 ppm, le Zr entre 56 et 291 ppm et le Ta entre 1.017 et 2.07 ppm.

V - CARACTERES CHIMIQUES DES INTRUSIONS MICROGRANITIQUES

Les teneurs en éléments compatibles sont faibles dans les intrusions microgranitiques de Mako. Le nickel varie entre 6 et 11.9ppm et le chrome entre 2 et 9ppm. Par contre les teneurs en éléments incompatibles alcalins tels que le Sr (27 - 56ppm), le Rb (26 - 51.8ppm) et le Ba (241 - 517ppm) sont assez élevées et relativement comparables à celles observées dans les rhyodacites du secteur de Mako où les variations sont plus grandes (Sr : 5 – 72ppm ; Rb : 3.8 – 80ppm et Ba : 113.5 – 327ppm).

Les teneurs en Th (6.15 – 7.31ppm) et en Ta (1.69 – 2.095ppm) sont plus élevées dans les microgranites que dans les rhyodacites de Mako.

VI - CARACTERES CHIMIQUES DE L'ENSEMBLE VOLCANIQUE ANDESITIQUE

Les analyses des éléments majeurs portent sur les échantillons de métaandésites à clinopyroxènes porphyriques de Bagnomba et celles à plagioclases porphyriques localisées au NW du village de Mako.

VI.1 – La perte au feu

La perte au feu dans les métaandésites de Bagnomba varie de 1.02 à 2.53%, ces valeurs relativement faibles laissent prévoir une altération limitée de ces roches.

VI.2 – Variation des éléments majeurs

VI.2 .1 – La silice

Les métaandésites ont des teneurs en silice comprises entre 50.19 et 58.82%. Elles sont moins siliceuses que celles de Fouldé (54 – 62%) (Dioh et al., 1997 – 1998) et de la Daléma (56.82 – 64.29%) (Boher, 1987 ; Ndiaye, 1994 ; Diallo, 2005). Les faciès à plagioclases porphyriques (56 – 58%) sont plus siliceux que ceux à clinopyroxènes porphyriques (50 – 53%).

VI.2 .2 – Le titane

Les teneurs en titane dans les métaandésites sont faibles (0.69 - 1.06%), comparées à celles obtenues dans les andésites des zones orogéniques (Gill, 1981). Par contre, elles sont comparables à celles des andésites archéennes (Condie, 1981). Les faciès à plagioclases porphyriques qui affleurent aux environs de Mako ont des valeurs relativement plus élevées en titane (1.01 – 1.06%) que les faciès à clinopyroxènes porphyriques (0.69 – 0.81%). Les métaandésites étudiées sont plus titanifères que les métaandésites de la Daléma (0.59 – 0.76% Boher, 1987 ; Ndiaye, 1994 ; Diallo, 2005) et de Fouldé (0.55 – 0.79% Dioh et al., 1997 – 1998).

VI.2 .3 – Le fer total

Les méta-andésites montrent des teneurs en fer total comprises entre 8.50 et 11.92%. Les faciès à plagioclases porphyriques sont relativement moins ferrifères (8.58 – 9.91%) que les faciès à clinopyroxènes porphyriques (8.50 – 11.92%). Ce caractère riche en fer peut être expliqué par la cristallisation de clinopyroxène comme seule phase ferromagnésienne dans ce type de faciès. Les teneurs en fer total des métaandésites étudiées sont supérieures à celles des métaandésites de la Daléma (2.86 – 8.38% ; Boher, 1987 ; Ndiaye, 1994 ; Diallo, 2005), de Fouldé (4 – 11% ; Dioh et al., 1997 – 1998) et des andésites calco alcalines (7.25%) qui sont plus riches en fer que les andésites d'arc (4.95% ; Condie, 1981).

VI.2 .4 – Le magnésium

Les méta-andésites étudiées montrent un caractère très magnésien (3.36 à 9.14%). Les faciès à plagioclases porphyriques (3.36 – 5.61%) sont moins magnésiens que les faciès à clinopyroxènes porphyriques (4.78 – 9.14%). Ce qui les rapproche des métaandésites de Fouldé dont les teneurs varient entre 5 et 11% (Dioh et al., 1997 – 1998). Ces valeurs sont plus élevées que celles fréquemment observées dans les métaandésites de la Daléma (0.02 – 5.69% ; Boher, 1987 ; Ndiaye, 19994, Diallo, 2005), dans les andésites orogéniques (Gill, 1981). Les faciès

à plagioclases porphyriques ont des teneurs comparables à celles des andésites archéennes (4.3 – 5.4% ; Condie, 1981).

VI.2. 5 - Le paramètre de différenciation Mg#

Les valeurs du Mg# (mg number) dans les méta-andésites sont très étalées et varient de 0.45 à 0.65. Les valeurs les plus élevées (0.54 à 0.65) sont observées dans les faciès à clinopyroxènes porphyriques en raison de leur caractère plus magnésien que les faciès à plagioclases porphyriques (0.45). Elles sont relativement plus comparables aux andésites archéennes (0.54 à 0.62) qu'aux andésites modernes (0.50 à 0.60).

VI.2.6 – L'alumine

Les métaandésites ont des teneurs en alumine qui varient entre 12.68 et 15.78%. Ces teneurs sont globalement comparables à celles observées dans les métaandésites de Fouldé (12 – 16 ; Dioh et al., 1997 – 1998) et de la Daléma (13.86 – 16.75 ; Boher, 1987 ; Ndiaye, 1994 ; Diallo, 2005). Les faciès à plagioclases porphyriques sont relativement plus alumineux (15%) que les faciès à clinopyroxènes porphyriques (12 – 15%). Ces valeurs sont relativement plus faibles comparées aux andésites des domaines orogéniques où ces valeurs sont supérieures à 17% (Gill, 1981).

VI.2 .7 – Le calcium

Les teneurs en calcium dans les métaandésites sont comprises entre 3.98 et 9.74%. Les faciès à plagioclases porphyriques sont plus pauvres en calcium (3.98 – 5.84%) que les faciès à clinopyroxènes porphyriques (7.93 – 9.74%).

VI.2 .8 – Les alcalins

Les teneurs des alcalins dans les métaandésites sont comprises entre 3.92 à 7.95%. Les faciès à plagioclases porphyriques sont plus riches en alcalins et plus particulièrement en Na₂O (4.35 à 7.68%) que les faciès à clinopyroxènes porphyriques où les valeurs en sodium sont plus faibles (2.05 – 3.11%). Par contre les teneurs en K₂O sont plus faibles dans les faciès à plagioclases porphyriques (0.26 – 0.30%) que dans les faciès à clinopyroxènes porphyriques où le potassium varie entre 1.38 et 2.06%. Ces valeurs de K₂O des andésites à clinopyroxènes porphyriques les rapprochent plus des andésites calcoalcalines (Condie, 1981).

Le caractère magnésien des andésites étudiées les rapproche des boninites qui sont des andésites riches en magnésium (4.5 – 15.6%). Les andésites

magnésiennes sont bien connues dans les ceintures de roches vertes archéennes (Polat et Kerrich, 2004).

VI.3 - Variation des éléments en trace

VI.3.1 - Le nickel et le chrome.

Le chrome et le nickel sont élevés dans les métaandésites étudiées. Le chrome varie de 47 à 564 ppm avec des valeurs plus élevées dans les métaandésites à clinopyroxènes porphyriques (240 à 564 ppm) que dans les faciès à plagioclases porphyriques (47 à 240 ppm). Le nickel montre le même comportement que le chrome, il varie entre 67 et 120 ppm dans les faciès à plagioclases porphyriques et entre 64 et 267 ppm dans les andésites à clinopyroxènes porphyriques. Signalons les valeurs anormalement élevées en Ni et Cr des roches étudiées comparées aux andésites orogéniques (Gill, 1981, Pearce, 1982). Ce type de chimisme se retrouve dans les andésites de Fouldé et de la Daléma (Dioh et al. 1997 – 1998 ; Boher, 1987).

VI.3.2 - Le niobium et le tantale

Dans les métaandésites à pyroxènes porphyriques, les teneurs en Nb varient entre 8 et 10 ppm comparables à celles observées dans le volcanisme andésitique de Fouldé et de la Daléma (Dioh et al. 1997 – 1998 ; Boher, 1987). Les teneurs en Ta dans les métaandésites varient faiblement entre 0.391 à 0.662ppm).

VI.3.3 - Le zirconium

Les teneurs en Zr sont comprises entre 72 et 109 ppm dans les métaandésites à clinopyroxènes porphyriques et entre 61 et 169 ppm dans les faciès à plagioclases porphyriques. Elles sont globalement assez proches de celles observées dans le volcanisme andésitique de Fouldé et de la Daléma (Dioh et al. 1997 – 1998 ; Boher, 1987). Ces valeurs en Zr sont plus faibles que celles observées dans les andésites archéennes (104 – 190 ppm) et dans les andésites calco alcalines (110 ppm) ou d'arc (90 ppm).

CONCLUSION

Les particularités chimiques des roches étudiées sont leur richesse en éléments compatibles tels que le chrome et le nickel. Shaw, (1970); Allègre et al., (1977), se basant principalement sur le comportement du nickel, élément très compatible lors de la différenciation magmatique, ont montré que les teneurs du liquide source sont

estimées pour le Thorium de 3 à 5 ppm, Nickel à 375 ± 125 ppm, Chrome à 375 ± 125 ppm ; cobalt à 70 ± 10 ppm et le MgO à $8 \pm 1\%$.

Dans les metabasaltes en pillow, le MgO varie entre 6 et 9%, 3 et 8% dans les metabasaltes massifs et 3 à 9% dans les méta-andésites avec les valeurs les plus faibles dans les faciès à plagioclase. Ce caractère riche en magnésium s'accompagnant d'un enrichissement en éléments compatibles tels que le Ni et le Cr, laisse prévoir que les laves étudiées ont des compositions primaires assez proches de leurs sources. Les grandes variations au sein de chaque faciès peuvent être expliquées par des phénomènes de différenciation magmatique.

Les metabasaltes en pillow ont un chimisme comparable à celui des basaltes des rides médio océaniques à l'exception de leurs caractères relativement peu titanifères, peu alumineux et plus riches en fer, en chrome et en nickel. Ce chimisme transitionnel entre les NMORB et les IAT, les rapproche plus des tholéiites archéennes qui sont enrichis en Fe, Ni et Cr avec des valeurs plus faibles en aluminium (Condie, 1984 ; Arndt, 1997). Les metabasaltes massifs et les méta-andésites sont aussi enrichis en éléments compatibles, donc aussi primitifs que les basaltes en pillow. Les metabasaltes massifs, les metabasaltes en pillow comme les méta-andésites et les rhyodacites sont tous pauvres en potassium. Par contre les basaltes massifs, les andésites et les rhyodacites sont plus enrichis en éléments incompatibles que les metabasaltes en pillow.

VII - CARACTERES CHIMIQUES DU COMPLEXE ULTRABASIQUE - BASIQUE

VII.1 – La perte au feu.

La perte au feu varie de 3.92 à 10.26% dans les péridotites et de 1.76 à 2.81% dans les faciès gabbroïques du secteur de Mako. Elle est plus élevée dans les wehrlites (10.08 à 10.26%) que dans les lherzolites (3.92 à 5.2%). Les valeurs élevées de la perte au feu dans les péridotites peuvent être liées aux phénomènes de serpentinisation et d'ouralitisation comme cela a été décrit dans la pétrographie de ces faciès.

VII.2 – Variation des éléments majeurs

VII.2.1 – La silice

Les teneurs en silice des péridotites varient entre 42.40 et 44.16%, elles sont relativement plus élevées dans les lherzolites (42 – 44%) que dans les wehrlites (42 – 43%). Ces valeurs faibles en silice (<45%), sont caractéristiques des roches péridotitiques.

Les faciès gabbroïques sont plus siliceux avec des teneurs comprises entre 44.94 et 53.91%. Signalons que les ferrogabbros termes les plus évolués, sont plus pauvres en silice (44 – 48%) que les gabbros à opx ou les webstérites où la silice est supérieure à 50%.

VII.2.2 – Le titane

Les péridotites sont pauvres en titane (0.21 à 0.36%), alors que les faciès gabbroïques montrent de grandes variations de titane (0.50 et 1.87%). Les teneurs les plus élevées en titane sont observées dans les faciès les plus évolués tels que les gabbros pegmatitiques (1.21%) et les ferrogabbros (1.87%) qui renferment des oxydes ferrotitanés. Ce caractère très peu titanifère des péridotites du secteur de Mako est comparable à celui des roches ultrabasiques de Bouroum – Yalogo (Ouédraogo, 1985) et de Loraboué (Béziat et al. 2000).

VII.2.3 – Le fer total

Les teneurs en fer total sont relativement élevées dans les péridotites (13.27 à 15.54%) et dans les faciès gabbroïques (9.29 à 20.34%). Ces valeurs observées dans les péridotites peuvent être expliquées par la cristallisation massive de minéraux ferromagnésiens tels que les olivines, les pyroxènes et les oxydes de fer. Le fer total est plus élevé dans les faciès évolués tels que les ferrogabbros (20.34%) et les gabbros pegmatitiques (15.26%), par contre il varie entre 9 et 11% dans les gabbros à opx et les webstérites. Signalons que l'enrichissement en fer total et en titane est typique d'une série tholéiitique et peut être expliqué par la différenciation magmatique.

Au Burkina, les lherzolites plagifères de Bouroum Yalogo (Ouédraogo, 1985) sont plus riches en fer (11 – 17%) que les troctolites où sont observées les valeurs les plus faibles (6 – 10%), Par contre les faciès différenciés ont des teneurs comprises entre 6 et 16% de fer avec des valeurs plus élevées dans les ferrogabbros.

Les dunites et les werhlites de Loraboué (Béziat et al., 2000) ont des teneurs plus faibles en fer total (11 et 13%) alors que les faciès évolués sont plus pauvres en fer total (3 et 7%).

VII.2.4 – Le magnésium

Les teneurs en MgO sont élevées dans les péridotites (30.36 à 36.43%). Les werhlites sont plus magnésiennes (36%) que les lherzolites (30 – 32%), ce qui dénote de la cristallisation massive d'olivine et de pyroxène. Par contre les gabbros

sont moins enrichis en MgO (14.86 à 6.17%), avec des teneurs en magnésium plus faibles dans les faciès évolués tels que les ferrogabbros (7.51%) et gabbros pegmatitiques (6.17%) que dans les autres faciès gabbroïques (7 à 14%). Cette diminution du magnésium de la partie ultrabasique à la partie basique, peut s'expliquer par les phénomènes de différenciation magmatique.

Au Burkina, les péridotites de Bouroum (Ouédraogo, 1985) ont des teneurs en magnésium qui varient entre 7 et 33%. Les lherzolites plagifères sont plus magnésiennes (29 – 33%) que les troctolites (7 – 19%). A Loraboué (Béziat et al., 2000) les valeurs élevées en magnésium ont été observées dans les dunites (40%) et les wehrlites (34 – 31%).

VII.2.5 – Le paramètre de différenciation Mg#

Les valeurs de Mg# (mg number) diminuent de la séquence ultrabasique à la séquence basique. Elles sont étalées entre 0.80 et 0.85 dans les péridotites avec des valeurs relativement plus élevées dans les wehrlites (0.80 à 0.85) que dans les lherzolites (0.81 à 0.84). Elles sont par contre plus étalées dans les gabbros (0.43 et 0.76), avec des valeurs plus élevées dans les webstérites et les gabbros à opx (0.76 à 0.61) que dans les ferrogabbros et les gabbros pegmatitiques (0.43 à 0.55).

Dans les ultrabasites de Bouroum (Ouédraogo, 1985), les valeurs de Mg# varient de 0.71 à 0.84, elles sont plus élevées dans les lherzolites plagifères (0.80 à 0.84) que dans les troctolites (0.71 à 0.80). Par contre elles sont plus étalées dans les gabbros et les autres faciès évolués (0.43 à 0.81) où les valeurs les plus élevées sont observées dans les webstérites et les gabbros à olivine (0.77 à 0.81).

A Loraboué (Béziat et al., 2000), les valeurs de Mg# varient de 0.57 à 0.86, elles sont plus élevées dans les dunites et les wehrlites (0.85 à 0.86) que dans les gabbros (0.57 à 0.78).

VII.2.6 – L'alumine

Les péridotites de Mako sont très peu alumineuses (2.57 à 4.09%) alors que les gabbros ont des teneurs plus élevées en alumine comprises entre 6.85 et 15.05%. Signalons que les termes les plus évolués comme les ferrogabbros (11%) ou les gabbros pegmatitiques (13%) sont plus pauvres en alumine que les autres faciès gabbroïques (14 – 15%). Par contre, les webstérites sont très peu alumineuses (6%). Les péridotites de Bouroum - Yalogo (Ouédraogo, 1985) sont plus alumineuses (28 – 4%). Les troctolites sont plus alumineuses (17 – 28%) que les lherzolites plagifères (4 – 6%). Les teneurs en alumine des péridotites de Loraboué sont comprises entre 3

et 6% (Béziat et al., 2000). Les wehrlites sont plus alumineuses (6%) que les dunites (3%).

VII.2.7– Le calcium

Les teneurs en calcium varient de 2.29 à 7.34% dans les péridotites de Mako avec des valeurs relativement plus élevées dans les lherzolites (4 – 7%) que dans les wehrlites (2%). Par contre le calcium varie entre 9.50 et 13.66% dans les gabbros, les faciès les plus évolués sont moins enrichis en calcium (9 – 10%).

Les péridotites de Bouroum (Ouédraogo, 1985) montrent des teneurs en calcium qui varient entre 2 et 14%. Les troctolites sont plus calciques (9 – 14%) que les lherzolites plagifères (2 – 6%). Ces valeurs élevées témoignent de la cristallisation précoce de plagioclase dans les péridotites de Bouroum. Par contre à Loraboué, le calcium varie entre 1 et 4% des dunites aux wehrlites (Béziat et al., 2000).

VII.2.8 – Les alcalins

Les teneurs en alcalins sont faibles (0.09 à 0.57%) dans les péridotites et plus élevées dans les gabbros du secteur de Mako (1.21 à 3.38%). Cette richesse en alcalins peut être liée à une albitisation des plagioclases lors des phénomènes postmagmatiques.

VII.3 - Variation des éléments en trace

VII.3.1 - Le nickel et le chrome

Les teneurs en éléments compatibles (Ni : 1167 à 2053ppm et Cr : 2897 à 3627 ppm) sont plus élevées dans les péridotites que dans les gabbros du secteur de Mako (Ni : 89 à 393 ppm et Cr : 14 à 1104 ppm). Cette nette diminution du chrome et du nickel de la partie péridotitique à la partie gabbroïque peut être expliquée par la différenciation fractionnée.

Les teneurs en éléments compatibles des péridotites de Mako sont relativement comparables à celles des péridotites de Bouroum – Yalogo (Ouédraogo, 1985). Par contre, elles sont plus élevées que celles des dunites (Ni : 1080 ppm et Cr : 650 ppm) et des wehrlites (Ni : 763 – 874 ppm et Cr : 362 – 799 ppm) de Loraboué (Béziat et al., 2000).

VII.3.2 - Le niobium

Les teneurs en Nb sont faibles (1 à 2 ppm) dans les péridotites du secteur de Mako mais sont plus élevées (4 à 7 ppm) dans les gabbros.

VII.3.3 - Le zirconium.

Les teneurs en Zr varient de 15 à 25ppm dans les péridotites et de 18 à 84 ppm dans les gabbros du secteur de Mako.

CONCLUSION

Les variations des éléments chimiques permettent de mettre en évidence deux parties bien distinctes dans les massifs ultrabasiques différenciés de Mako ; une partie péridotitique avec des valeurs élevées en MgO et en éléments compatibles et une partie gabbroïque avec des valeurs plus faibles en ces éléments. Par ailleurs les éléments tels que la silice, le titane, l'alumine, le calcium et les alcalins présentent un enrichissement vers les faciès les plus évolués de même que le zirconium et le niobium.

Le fer total montre le même comportement avec une croissance rapide dans les parties basiques. Une telle évolution est typique des séries tholéitiques comme cela a été observé dans le chimisme des pyroxènes.

Au Burkina Faso, les ultrabasites de Loraboué et Bouroum Yalogo sont moins ferrifères, mais plus alumineuses que celles du Supergroupe de Mako (Ouédraogo, 1985 ; Béziat et al., 2000). Par contre, les ultrabasites de Loraboué sont moins calciques que celles de Mako et de Bouroum Yalogo.

VIII - COMPORTEMENT DES ELEMENTS EN FONCTION DE Mg# (mg number)

A l'échelle du Supergroupe de Mako, de nombreux travaux ont montré la mobilité des éléments comme le Si, Ca, Na, K, Rb, Sr, Ba au cours des processus d'altération hydrothermale et de métamorphisme (Ngom, 1985; 1995; Dia, 1988; Diallo, 1994; Dioh, 1995). Par contre les éléments tels que Ti, Al, Fe, Mg, Cr, Ni, Zr, Y, Nb, Th et les REE sont jugés immobiles ou peu mobiles. De ce fait, ils peuvent être utilisés pour la discrimination des différentes formations géologiques du secteur de Mako.

Le comportement de quelques uns de ces éléments réputés stables en fonction de l'indice de différenciation Mg#, permet de caractériser les différentes formations volcaniques du secteur de Mako (figure 49).

L'alumine montre une corrélation positive avec Mg# dans les metabasaltes en pillow et négative dans les metabasaltes massifs, les métaandésites et les rhyodacites. Dans ces dernières, les termes les moins différenciés sont plus alumineux, alors que

dans les pillow, ce sont ceux qui sont plus différenciés qui sont plus alumineux. Signalons le caractère faiblement alumineux des rhyodacites.

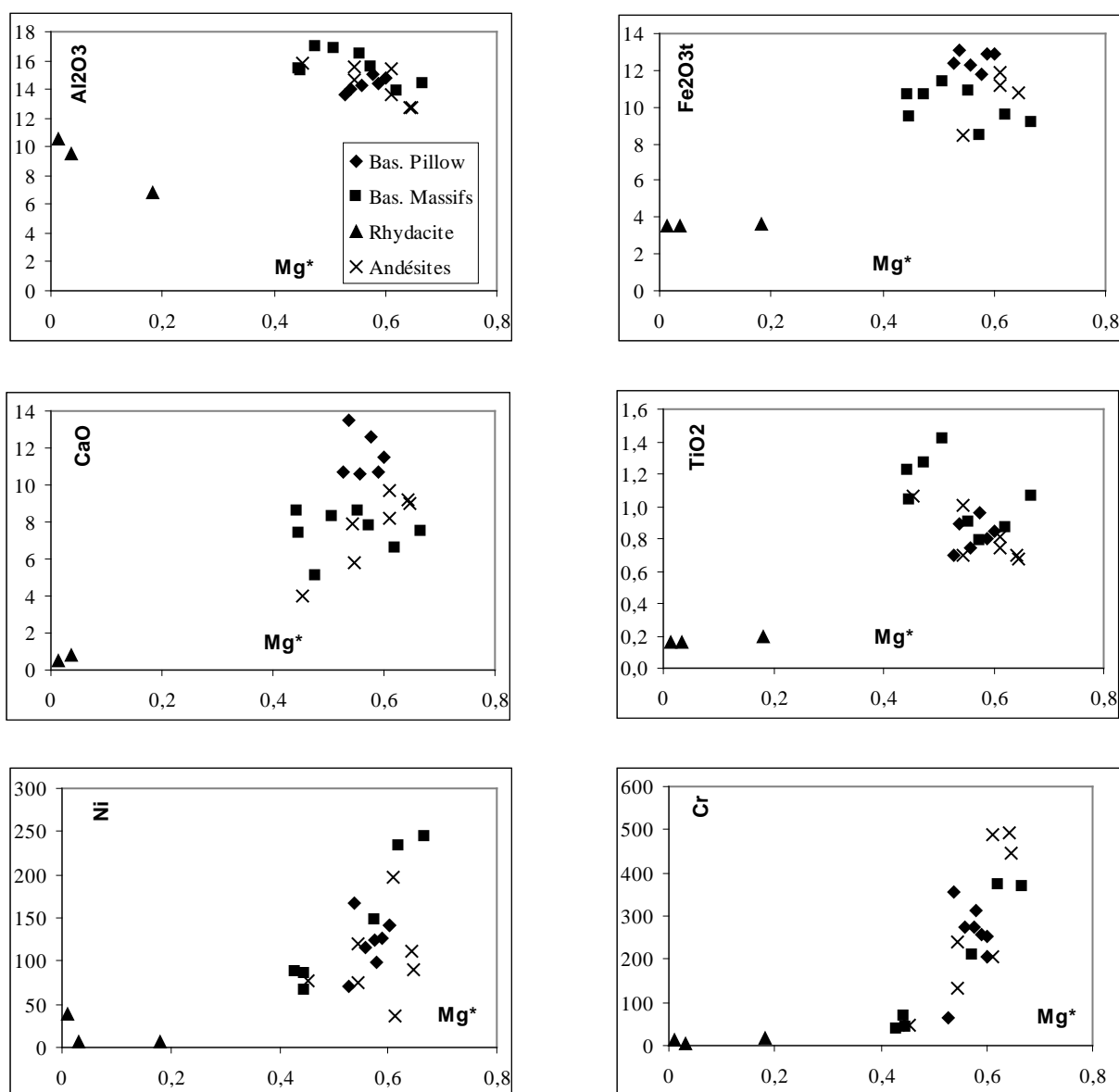


Figure 49 - Variations chimiques des éléments en fonction du mg number (Mg#) dans les formations volcaniques du secteur de Mako.

Le fer total montre de faibles variations dans les metabasaltes en pillow où les valeurs sont plus élevées. Par contre, il montre une corrélation négative dans les metabasaltes massifs avec des valeurs en fer total moins élevées que dans les metabasaltes en pillow. Le comportement du fer dans les métaandésites peut s'expliquer par le fait que les faciès à plagioclase porphyrique sont plus pauvres en fer que ceux à pyroxènes porphyriques où les plus fortes valeurs en fer sont

observées dans les termes les moins différenciés. Le fer ne montre aucune variation dans les métarhyodacites au cours de la différenciation.

Les metabasaltes massifs les plus différenciés sont plus titanifères que les termes les moins différenciés. Il en est de même pour les métaandésites. Par contre les metabasaltes en pillow montrent une augmentation du titane avec la différenciation. Le titane est constant dans les termes acides.

Le calcium présente des valeurs plus ou moins dispersées. Cependant on note une corrélation positive du calcium dans les métaandésites des faciès à plagioclases vers les faciès à pyroxènes. Ce qui laisse prévoir l'importance du calcium et du fer dans la cristallisation des pyroxènes des métaandésites.

Le Ni et le Cr qui sont des éléments compatibles montrent de belles corrélations positives avec l'indice de différenciation. Cela dénote de l'importance du fractionnement des minéraux ferromagnésiens tels que l'olivine et les pyroxènes au cours de la différenciation magmatique. Pour une même valeur du Mg# (0.6), les metabasaltes massifs sont plus nickélifères et chromifères que les metabasaltes en pillow. Par ailleurs, pour la même valeur de Mg# (0.6), les métaandésites sont plus chromifères que tous les metabasaltes confondus et plus nikelifères que les metabasaltes en pillow. Cet enrichissement en chrome dans les métaandésites peut s'expliquer par la cristallisation massive des pyroxènes.

En reportant les différentes formations volcaniques étudiées sur le diagramme MgO/Zr (figure 50), nous pouvons mettre en évidence trois groupes distincts :

- un groupe faiblement enrichi en HFSE ($Zr < 50$ ppm), représenté essentiellement par les metabasaltes en pillow ;
- un groupe moyennement enrichi en HFSE ($50 < Zr < 100$ ppm) représenté essentiellement par les métaandésites à pyroxènes porphyriques et certains faciès de metabasaltes massifs ou en pillow;
- un groupe enrichi en HFSE ($Zr > 100$ ppm) représenté par les metabasaltes massifs et les métaandésites à plagioclases porphyriques et les métarhyodacites.

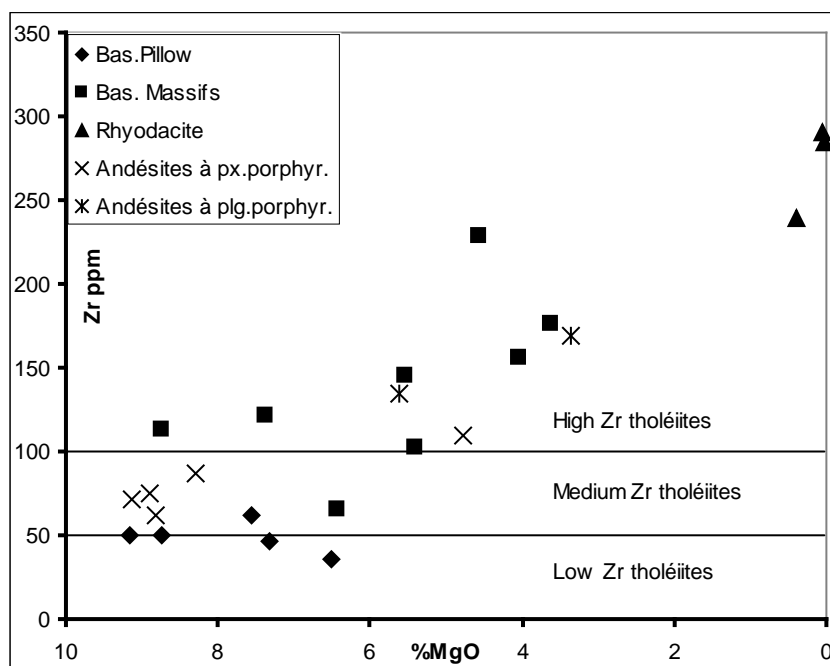


Figure 50 – Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme MgO/Zr.

Dans le diagramme de covariation La vs Yb (figure 51), les metabasaltes en pillow sont disposés proche de la droite passant par l'origine contrairement aux metabasaltes massifs, aux métaandésites et aux métarhyodacites qui s'en écartent. La corrélation entre un élément fortement hygromagmaphile (à très faible coefficient de répartition minéral/liquide pour les phases majeures des systèmes basaltiques, La) et un élément au caractère hygromagmaphile moins marqué (Yb) est interprétée par Treuil et Varet (1973) comme caractéristique de mécanisme de cristallisation fractionnée. Ainsi la disposition des différents faciès dans ce diagramme laisse prévoir au moins deux lignées magmatiques bien distinctes, l'une est chondritique regroupant les metabasaltes en pillow et l'autre plus enrichi regroupant les metabasaltes massifs, les métaandésites et les métarhyodacites.

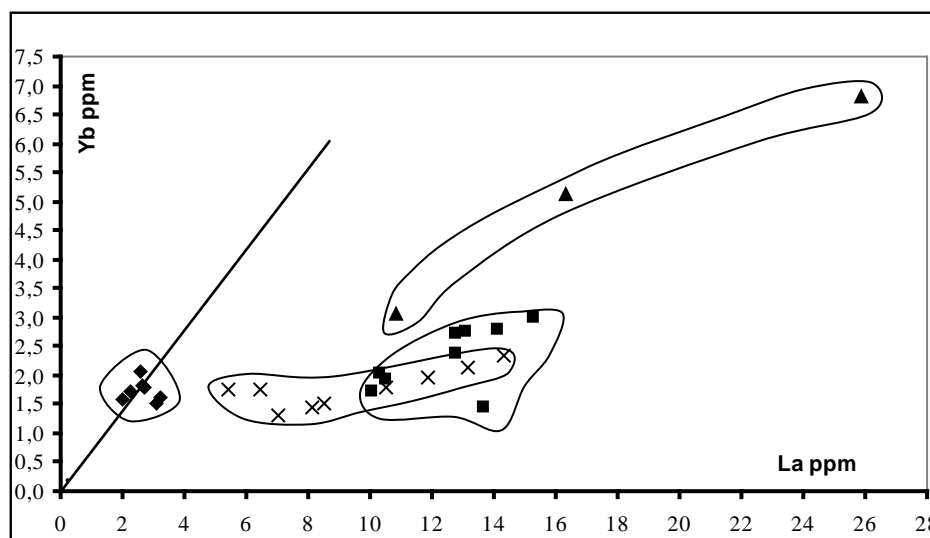


Figure 51 Disposition de l'ensemble volcanique dans le diagramme de covariation La/Yb (même symbole que la figure 49).

IX - AFFINITES MAGMATIQUES ET CONTEXTES GEOTECTONIQUES

IX.1- APPORT DES ELEMENTS MAJEURS

IX.1.1 – Diagrammes de Miyashiro (1974)

Les diagrammes de Miyashiro (1974), permettent de déterminer l'affinité magmatique des formations volcaniques du secteur de Mako (figure 52).

En effet, ces diagrammes étudient le comportement des oxydes au fur et à mesure de l'avancée de la différenciation qui est exprimée ici par l'augmentation du rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}/\text{MgO}$. Les valeurs de ce rapport sont très élevées dans les métarhyodacites (9.58 à 175) comparées à celles observées dans les metabasaltes massifs (1.05 à 2.64), les méta-andésites (1.16 à 2.56) et les metabasaltes en pillow (1.40 à 1.91) où les valeurs sont plus faibles et proches des tholéiites abyssales (Miyashiro, 1974).

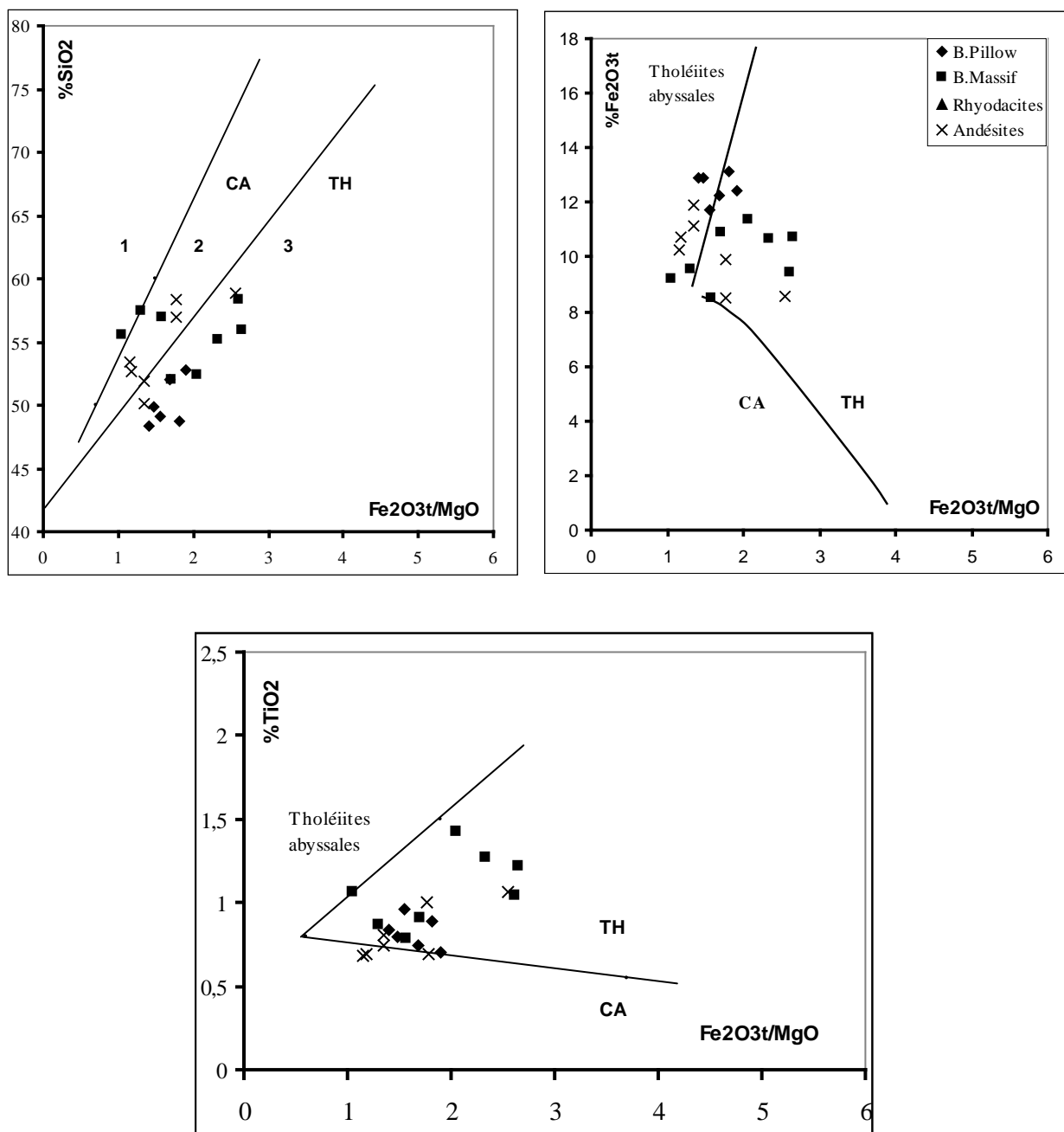


Figure 52 - Disposition de l'ensemble volcanique dans les diagrammes de Miyashiro (1974).

1 – Série calcoalcaline, 2 – Série intermédiaire, 3 – Série tholéiitique.
TH = Tholéiitique, CA = Calcoalcalin.

Dans le diagramme $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3^t/\text{MgO}$, les points représentatifs des formations volcaniques du secteur de Mako se répartissent entre les champs tholéiitiques et calcoalcalins. Les metabasaltes en pillow s'inscrivent en totalité dans le domaine tholéiitique, alors que les metabasaltes massifs et à un degré moindre les méta-

andésites, se répartissent dans les séries intermédiaires entre les domaines tholéiitique et calco alcalin définis par Miyashiro (1974).

Le diagramme $\text{Fe}_2\text{O}_3^t / \text{Fe}_2\text{O}_3^t / \text{MgO}$ ne permet pas de discriminer les différents faciès étudiés. En effet, ils montrent tous des teneurs en fer total supérieures à 8% avec des valeurs plus élevées dans les metabasaltes en pillow et plus faibles mais assez comparables dans les metabasaltes massifs et les méta-andésites.

Dans le diagramme $\text{TiO}_2 / \text{Fe}_2\text{O}_3^t / \text{MgO}$, les points représentatifs des metabasaltes du secteur de Mako tombent dans le champ des roches volcaniques tholéiitiques avec un léger attrait vers le calco alcalin pour les métaandésites.

IX.1.2 – Diagrammes d'Irvine et Baragar (1971)

La représentation des formations volcaniques du secteur de Mako dans le diagramme alcalin / silice montre qu'elles sont des roches sub-alkalines (figure 53).

Par ailleurs dans le diagramme $(\text{Fe}_2\text{O}_3^t - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$; cf. figure 41) proposé par Irvine et Baragar (1971), les metabasaltes en pillow se placent dans le domaine tholéiitique alors que les metabasaltes massifs se partagent entre les domaines tholéiitique et calcoalcalin confirmant bien leur caractère intermédiaire. Par contre les métaandésites s'inscrivent dans le champ calco alcalin marqué par une nette diminution du fer et une augmentation des alcalins.

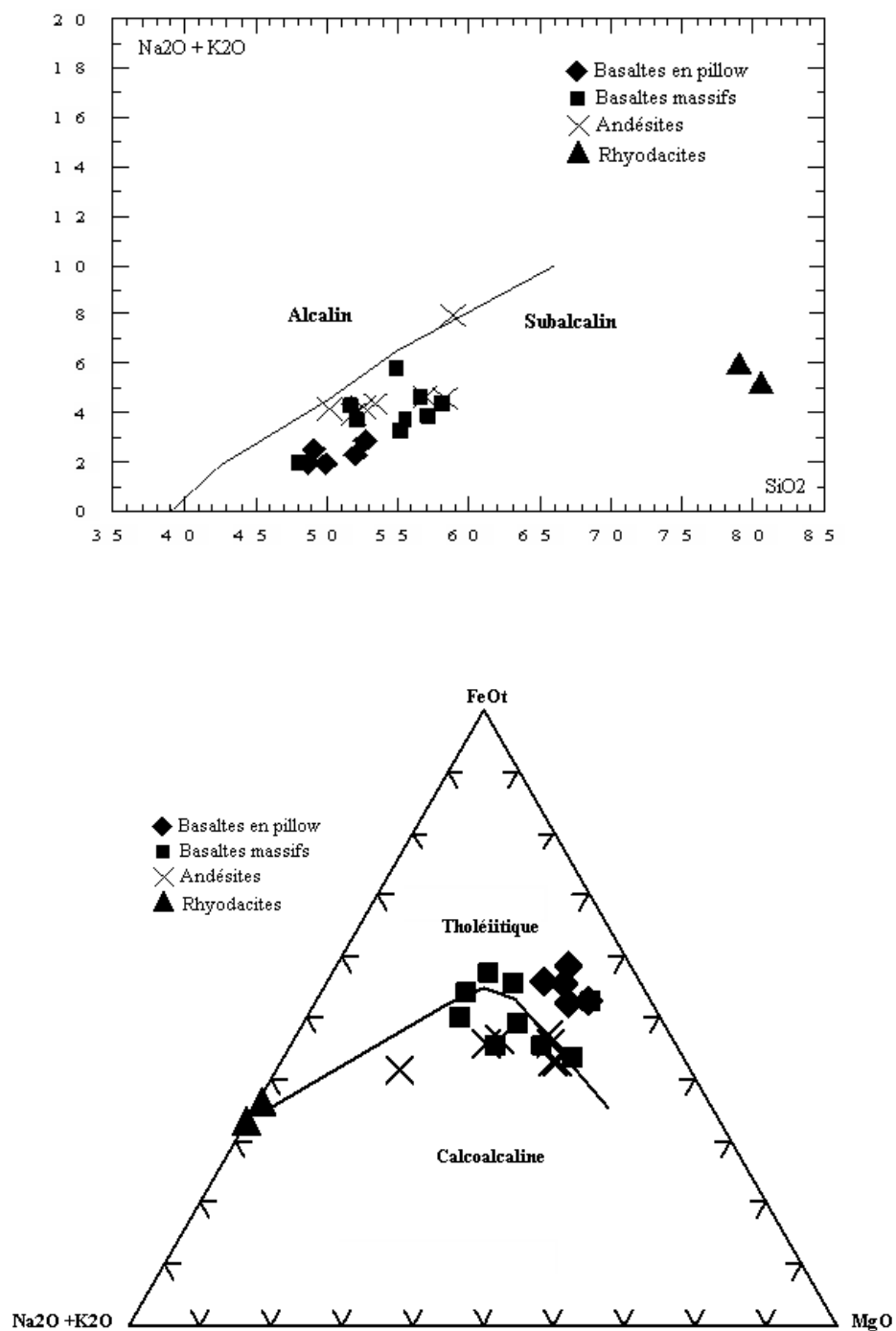


Figure 53 - Disposition des formations volcaniques du secteur de Mako dans les diagrammes de Irvine et Baragar (1971).

IX.2 – Approche de la géochimie des éléments en trace

Postérieurement à leur mise en place, les roches étudiées du supergroupe de Mako ont subi un métamorphisme de faciès schiste vert et de l'hydrothermalisme (Ngom, 1995). Ces phénomènes sont susceptibles de perturber les concentrations des éléments tels que les alcalins et alcalino-terreux (Na, K, Sr, Rb, Cs, Ba et dans une moindre mesure le Ca et le Mg) comme cela a été souligné (cf. supra). Par contre, les travaux de Balouet, 1985, Kagiamanidou, 1986, Cabanis, 1986....) ont montré que les hygromagmaphiles non alcalins (Hf, Th, Ta, et les terres rares) sont généralement inertes ou peu mobiles au cours des processus d'altération hydrothermale et de métamorphisme. Ainsi l'accent sera mis sur ces éléments hygromagmaphiles pour la caractérisation géochimique et géodynamique des roches étudiées.

Les tableaux (15 et 16) donnent les teneurs en éléments de terres rares de l'ensemble des roches étudiées.

Tableau 15 – ANALYSES DES TERRES RARES DANS L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE

Echant.	Métabasaltés en pillow								Métabasaltés massifs								
	27J	63	15 J	90- 72	27	1B	15B	107	34J	90-89	80	90-97	S17	S78A	S75	K15	22
La	2,24	3,07	2,55	2	3,2	2,02	2,74	2,67	10,3	13,1	10,06	13,7	14,10	12,80	12,8	10,5	12,5
Ce	6	13,46	7,4	5	15,78	5,33	7,54	6,83	22,7	32	26,97	30	32,70	29,70	29,5	22,3	29,7
Nd		4,30		4	4,71	4,85	6,65	5,80		17,00	10,87	16,00					
Sm	1,68	2,01	2,17	1,39	2,83	1,74	2,32	2,02	2,92	4,24	2,95	3,68	4,24	4,21	3,99	2,89	4,05
Eu	0,78	0,69	0,77	0,64	0,73	0,63	0,83	0,83	1,01	1,67	0,98	1,38	1,45	1,26	1,28	0,93	1,38
Gd		2,23			2,42	2,30	2,97	2,69			2,97						
Tb	0,38		0,48			0,40	0,49	0,46	0,46				0,70	0,66	0,60	0,45	0,65
Dy		2,54			2,67	2,62	3,15	2,98			2,91						
Ho						0,60	0,71	0,69									
Er		1,53			1,79	1,76	2,06	2,00			1,71						
Tm						0,25	0,29	0,29									
Yb	1,72	1,52	2,05	1,81	1,61	1,57	1,79	1,83	2,04	2,74	1,72	1,44	2,79	2,73	2,36	1,92	2,61
Lu		0,35		0,3	0,36	0,21	0,23	0,25		0,41	0,35	0,22					
La/YbN	0,93	1,45	0,89	0,79	1,43	0,92	1,10	1,05	3,62	3,43	4,20	6,82	3,63	3,36	3,89	3,92	3,44
La/SmN	0,86	0,99	0,76	0,93	0,73	0,75	0,76	0,85	2,28	1,99	2,20	2,40	2,15	1,96	2,07	2,35	1,99

ANALYSES DES TERRES RARES DANS L'ENSEMBLE VOLCANOPLUTONIQUE

Echant.	Métabasaltés massifs			Métagabbro	Métarhyodacites			Microgranites		Métaandésites à pyroxènes						
	SG13	X3	15	62	2J	MK1A	S15	S28	S44	K1J	K3J	K4	K5	K6	B21	X2
La	15,3	6,43	7,00	6,63	16,3	10,86	25,9	39,36	36,66	13,16	10,5	11,9	8,54	14,3	5,39	8,10
Ce	33,2	16,70	17,10	17,45	39,6	25,70	69,5	76,5	79,8	29,8	21,8	27,6	18,9	31,5	13,2	20,00
Nd				7,13												
Sm	4,54	2,88	2,67	2,23	6,16	2,99	7,44	8,84	7,35	3,4	2,99	3,32	2,86	4,07	2,2	3,04
Eu	1,31	1,01	0,97	0,82	1,3	0,49	0,79	0,82	0,9	0,96	0,94	1,04	0,95	1,27	0,73	1,13
Gd				2,44												
Tb	0,72	0,47	0,40		1,04	0,60	1,33	1,34	1,00	0,466	0,44	0,45	0,38	0,56	0,39	0,46
Dy				2,44												
Ho																
Er				1,39												
Tm																
Yb	2,98	1,75	1,32	1,36	5,11	3,05	6,81	6,33	4,13	2,14	1,78	1,96	1,51	2,35	1,74	1,44
Lu				0,34												
La/YbN	3,68	2,64	3,80	3,50	2,29	2,55	2,73	4,46	6,37	4,41	4,23	4,36	4,06	4,36	2,22	4,03
La/SmN	2,18	1,44	1,69	1,92	1,71	2,34	2,25	2,87	3,22	2,50	2,27	2,31	1,93	2,27	1,58	1,72

Tableau 16 - ANALYSES DES TERRES RARES DES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE MAKO

	Wehrlite	Lherzolite	Gab.opx	Gab.peg.	
	MO	U10	U 4	79	M3B
La	1,22	1,26	3,29	3,51	7,33
Ce	2,90	3,07	8,43	18,29	20,14
Pr	0,40	0,48	1,27		
Nd	2,05	2,60	6,48	5,55	8,88
Sm	0,69	0,91	2,10	2,02	2,69
Eu	0,15	0,29	0,73	0,78	0,96
Gd	0,61	1,00	2,59	2,6	2,98
Tb	0,11	0,17	0,41		
Dy	0,75	1,10	2,61	2,44	3,01
Ho	0,16	0,24	0,58		
Er	0,44	0,70	1,64	1,37	1,63
Tm	0,07	0,10	0,23		
Yb	0,41	0,63	1,43	1,28	1,56
Lu	0,06	0,09	0,20	0,31	0,31
La/YbN	2,13	1,44	1,65	1,12	1,76
La/SmN	1,14	0,90	1,01	1,97	3,37

IX.2.1– Apport des éléments de terres rares.

Les metabasaltes en pillow (figure 54) montrent un fractionnement en terres rares de dix à vingt fois les chondrites C_1 (Sun et McDonough ; 1989). Ils présentent des rapports La_N/Sm_N compris entre 0.73 et 0.99 et La_N/Yb_N entre 0.89 et 1.45. Leurs spectres représentatifs montrent des allures sub - plates à légèrement déprimées en terres rares légères. Certains présentent des anomalies positives en Ce et en Sm qui pourraient être liées à une cristallisation précoce de clinopyroxène comme le témoigne la pétrographie. De telles anomalies ont été soulignées dans les metabasaltes de la partie septentrionale du supergroupe de Mako (Dia, 1988). Ces anomalies peuvent être expliquées également par une conséquence des phénomènes d'altérations postmagmatiques telles que la spilitisation ou le métamorphisme (Ngom et al. 1997 – 1998).

Les metabasaltes en pillow sont différents des NMORB actuels qui sont plus déprimés en LREE avec des rapports La_N/Sm_N de l'ordre de 0.614 et La_N/Yb_N de l'ordre de 0.588 (Sun & McDonough, 1989). Ils sont moins enrichis que les EMORB

($La_N/Sm_N = 1.58$, $La_N/Yb_N = 1.91$) par contre assez comparables aux TMORB qui ont des valeurs $La_N/Sm_N = 1.15$ et $La_N/Yb_N = 1.32$ (Sun & McDonough, 1989).

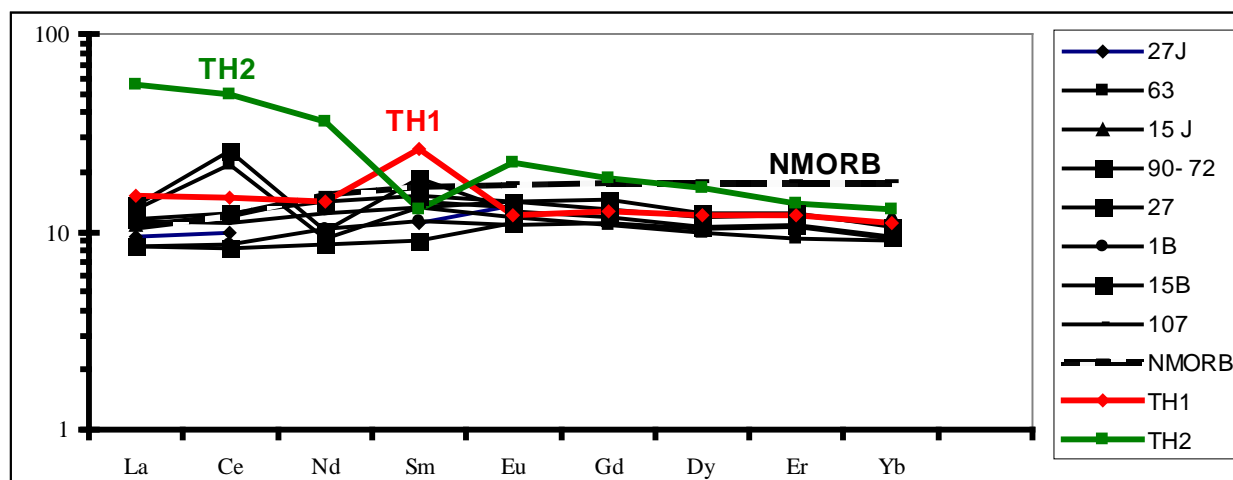


Figure 54 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C_1 (Sun et McDonough ; 1989) des metabasaltes en pillow du secteur de Mako comparés aux NMORB (Albarède, 2005) et aux tholéiites archéennes TH₁ et TH₂ (Condie, 1981).

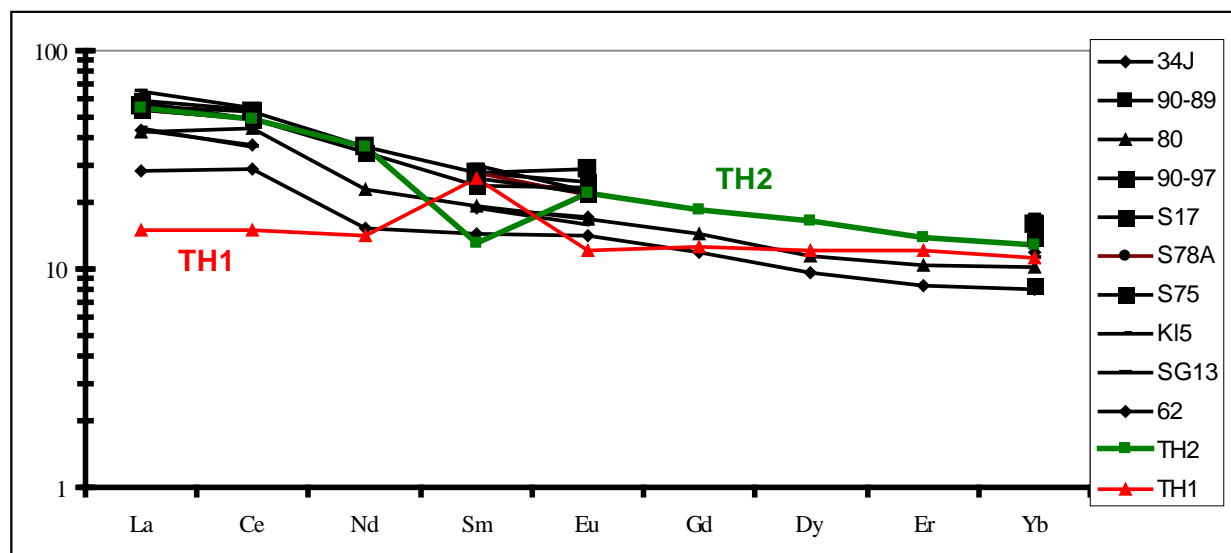


Figure 55 - Spectres des terres rares normalisées par rapport aux chondrites C_1 (Sun et McDonough ; 1989) des metabasaltes massifs du secteur de Mako comparés aux tholéiites archéennes TH₁ et TH₂ (Condie, 1981).

Comparés aux tholéiites archéennes (Condie, 1981), les metabasaltes en pillow étudiés sont assez comparables aux tholéiites de type TH1 fréquemment rencontrées dans les ceintures de roches vertes, elles sont caractérisées par des spectres de REE plats (10 x chondrites ; $La_N/Sm_N = 1.16$ et $La_N/Yb_N = 1.35$) avec ou sans légères anomalies en Eu. Par contre, ils sont moins enrichis que les tholéiites de type TH2 ($La_N/Sm_N = 2.098$, $La_N/Yb_N = 4.239$) plus abondantes dans les niveaux stratigraphiques supérieurs des ceintures de roches vertes et plus enrichies en LREE que les TH1 (tableaux 17A et 17B).

Les metabasaltes massifs montrent un caractère plus enrichi que les metabasaltes en pillow. Ils montrent des rapports La_N/Sm_N compris entre 1.96 et 2.40 et La_N/Yb_N entre 3.36 et 6.82 avec un fractionnement en terres rares de trente à soixante dix fois les chondrites (figure 55). Ils sont plus enrichis que les TH1, les EMORB ($La_N/Sm_N = 1.56$ et $La_N/Yb_N = 1.91$), les PMORB ($La_N/Sm_N = 1.19$ et $La_N/Yb_N = 2.03$). Par contre leurs spectres sont assez comparables à ceux des TH2 ($La_N/Sm_N = 2.09$ et $La_N/Yb_N = 4.22$) et des basaltes calcoalcalins ($La_N/Sm_N = 2.58$ et $La_N/Yb_N = 4.53$) localisés dans les parties supérieures des ceintures volcaniques archéennes (Condie, 1981).

Les métarhyodacites ont des valeurs en La_N/Sm_N comprises entre 1.70 et 2.34 et La_N/Yb_N qui varient entre 2.28 et 2.78. Elles sont comparables aux dacites des arcs modernes qui ont des rapports La_N/Sm_N compris entre 1.94 et 3.34 et La_N/Yb_N entre 2.15 et 7.69 (Condie, 1981).

Les méta-andésites montrent un enrichissement en terres rares assez comparable à celui des metabasaltes massifs avec des valeurs en La_N/Sm_N comprises entre 1.58 et 2.50 et La_N/Yb_N entre 2.22 et 4.41. Par contre, elles sont moins enrichies en LREE que celles de Fouldé ($La_N/Sm_N = 1.8 - 2.7$ et $La_N/Yb_N = 4 - 8$; Dioh et al., 1997 – 1998) et de la Daléma ($La_N/Sm_N = 1.89 - 3.62$ et $La_N/Yb_N = 9.16 - 23$; Ndiaye, 1994 ; Diallo, 2005).

Les méta-andésites étudiées (méta-andésites à pyroxènes porphyriques) sont assez comparables aux andésites archéennes de type A1 et A3 qui sont faiblement enrichies en LREE (La_N/Sm_N comprises entre 1.06 et 2.33 et La_N/Yb_N entre 1,41 et 5,18). Mais différentes des andésites archéennes de type A2 qui sont nettement enrichies en LREE ($La_N/Sm_N = 3.28$ et $La_N/Yb_N = 10,16 - 200$ fois les chondrites). Par ailleurs, elles sont proches des andésites calco alcalines modernes ($La_N/Sm_N = 2.582$ et $La_N/Yb_N = 4.53$).

	Basaltes en pillow	Basaltes massifs	Andésites	Rhyodacites	Microgranites	NMORB	EMORB	PMORB	TMORB	TH1	TH2
La/SmN	0.73 -0.99	1.96 -2.40	1.58 -2.50	1.70 - 2.34	2.87 - 3.22	0.614	1.56	1.19	1.15	1.16	2.098
La/YbN	0.89 - 1.45	3.36 - 6.82	2.22 - 4.41	2.28 -2.72	4.46 - 6.37	0.588	1.91	2.03	1.32	1,359	4.239

Tableau 17A

	Archéen									Moderne						
	Tholéiites		Andésites			Dacites		Rhyolites		arc	arc	calc	Arc	arc	arc	Rift
	TH1	TH2	A1	A2	A3	F1	F2	F1	F2	Thol.	And.	And.	Dac.1	Dac.2	Rhy.	Basalte
La/SmN	1,16	2,098	2,33	3,28	1,06	3,77	5,52	4,95	15,42	1,14	0,84	2,58	1,94	3,34	3,52	2,13
La/YbN	1,36	4,24	5,18	10,16	1,41	33,47	14,57	54,99	12,34	1,40	0,94	4,53	2,15	7,69	6,15	7,75

Tableau 17B

Tableau 16 : Comparaison des rapports caractéristiques des terres rares dans les roches étudiées, les roches archéennes et modernes (Sources des valeurs : Condie, 1981, Sun and Mc Donough, 1989).

Légende : - **TH1**= tholéiites archéennes de type 1 appauvries en LREE, **TH2** = tholéiites archéennes de type 2 enrichies en LREE, **A1**, **A2** et **A3** = andésites archéennes de type 1, 2 et 3, **F1** et **F2** = dacites ou rhyolites archéennes de type 1 et 2.

Les microgranites ont des valeurs en La_N/Sm_N comprises entre 2,87 et 3,22 et La_N/Yb_N qui varient entre 4,46 et 6,37. Ils montrent un enrichissement en terres rares plus élevé comparé aux rhyodacites

Les péridotites présentent des rapports La_N/Sm_N compris entre 0.90 et 1.14 et La_N/Yb_N entre 1.44 et 2.13. Ces rapports sont relativement plus élevés dans l'échantillon de wehrlite ($La_N/Sm_N = 1.14$ et $La_N/Yb_N = 2.13$) que dans celui de lherzolite ($La_N/Sm_N = 0.90$ et $La_N/Yb_N = 1.44$). Elles présentent un fractionnement en terres rares plus faible (deux fois les chondrites) comme le confirme leur caractère ultrabasique marqué par l'accumulation des olivines et des pyroxènes (figure 56).

L'échantillon de gabbro issu de la différenciation des massifs de péridotites, montre également une allure subplate mais à légèrement enrichi comparable aux basaltes en pillow avec des rapports $La_N/Sm_N = 1.01$ et La_N/Yb_N de l'ordre de 1.65.

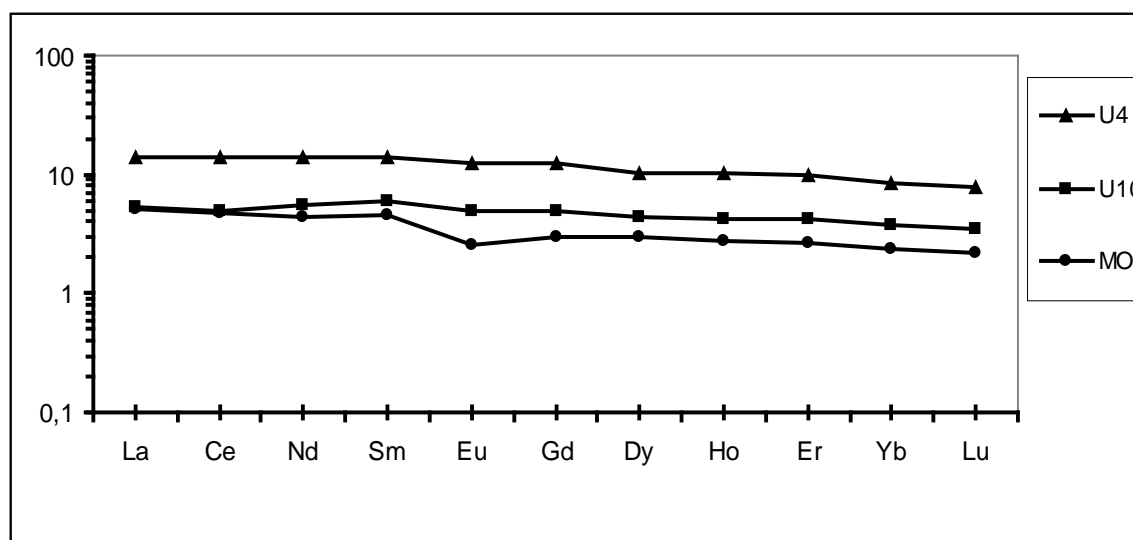


Figure 56 - Spectres des terres rares normalisés par rapport aux chondrites C_1 (Sun et McDonough ; 1989) des péridotites du secteur de Mako.

IX.2.2 – Les diagrammes élargis multi-éléments

Les spectres représentatifs des metabasaltes en pillow ont des allures lisses, faiblement déprimés en éléments hygromagmaphiles et en terres rares légères. Comparés aux NMORB, les metabasaltes en pillow sont relativement plus déprimés en terres rares lourdes mais assez comparables en terres rares légères et en

éléments incompatibles. Par contre, les EMORB sont plus enrichis en terres rares légères et en éléments incompatibles que les metabasaltes en pillow (figure 57A).

Les metabasaltes massifs ont des spectres légèrement pentés avec un enrichissement en terres rares légères et en éléments hygromagmaphiles très prononcé. Pour un même degré de fractionnement en terres lourdes, les EMORB ont des spectres parallèles mais un peu plus déprimés en terres légères et en éléments hygromagmaphiles que les metabasaltes massifs (figure 57B).

Les laves rhyodacitiques ont des allures comparables à celles des metabasaltes massifs avec un net enrichissement en terres rares légères et en éléments hygromagmaphiles. Elles montrent une anomalie négative en Eu qui traduirait une accumulation importante des plagioclases lors de leur cristallisation (figure 57C).

Les métaandésites montrent par contre des spectres avec des allures différentes de celles observées précédemment marquées par leur anomalie négative en tantale qui est caractéristique des roches qui ont une affinité calcoalcaline (figure 57D).

Les microgranites sont représentés par des profils légèrement pentés avec un net enrichissement en terres rares légères et en éléments hygromagmaphiles. Ils montrent une anomalie négative en tantale et positive en samarium (figure 57E).

Les valeurs plus élevées en hafnium par rapport au samarium et à l'euporium marquant ainsi une anomalie positive qui caractérise les metabasaltes massifs, les métarhyodacites et les méta-andésites, dénotent de phénomènes de contamination ou de différents degrés de fusion partielle.

Dans les péridotites, les wehrlites et les lherzolites montrent des profils relativement différents surtout concernant les terres rares lourdes, alors que leurs fractionnements des terres rares légères et des éléments hygromagmaphiles sont comparables. En effet, les wehrlites sont relativement plus appauvries en terres rares que les lherzolites. Par ailleurs, les lherzolites sont représentées par un spectre d'allure comparable et parallèle à celui représentatif des gabbros différenciés (figure 57F).

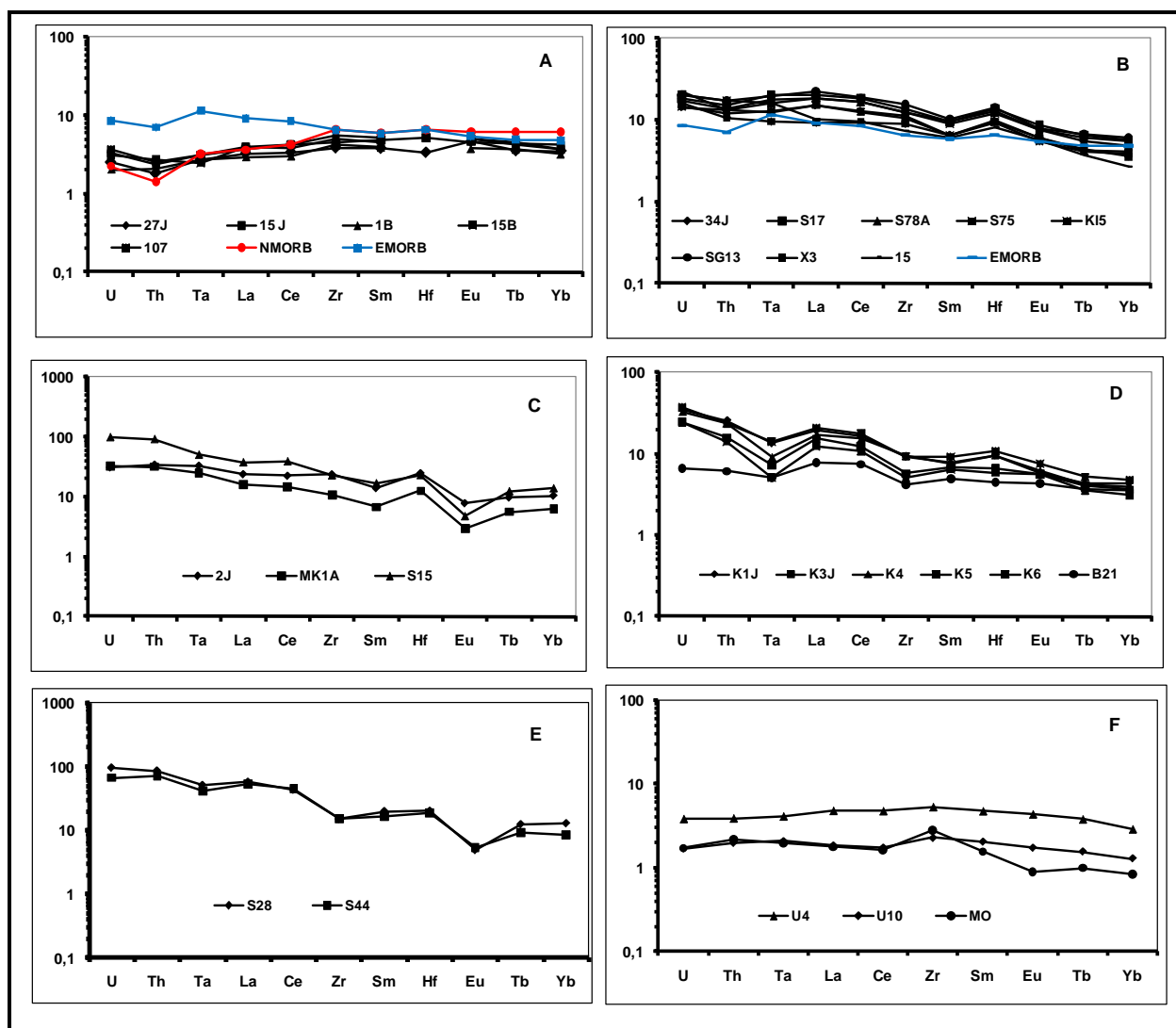


Figure 57- Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif

(Sun et McDonough, 1989) des roches étudiées. **A** – Basaltes en pillow ; **B** – Basaltes massifs ; **C** – Rhodacites ; **D** – Andésites ; **E** – Microgranites et **F** – Péridotites.

IX.2.3 – Les rapports inter éléments

Ces rapports basés sur les éléments réputés peu mobiles à immobiles, permettront de bien mettre en évidence les relations pétrogénétiques et géodynamiques des différents faciès étudiés dans la partie sud du supergroupe de Mako (tableau 18).

Le lanthane considéré comme un élément fortement hygromagmaphile, c'est-à-dire à faible coefficient de répartition minéral/liquide pour les phases majeures des systèmes basaltiques, est comparé avec le samarium ou l'ytterbium qui sont des éléments hygromagmaphiles moins marqués. Sur les diagrammes La/Sm et La/Yb (figure 58), les metabasaltes en pillow présentent une évolution avec une pente forte et passant par l'origine alors que les metabasaltes massifs et les métaandésites montrent une tendance ne passant pas par l'origine avec une pente comparable mais différente de celle des metabasaltes en pillow. La corrélation positive entre les metabasaltes massifs, les métaandésites et les métarhyodacites peut être interprétée par un mécanisme de cristallisation fractionnée. Cette différence de type d'évolution montre que les magmas des metabasaltes en pillow d'une part et des metabasaltes massifs et des métaandésites d'autre part seraient issus de deux sources différentes selon Treuil et Varet (1973). Par ailleurs, la bonne corrélation positive entre les metabasaltes en pillow et les péridotites laisse penser aussi à des phénomènes de différenciation dont les péridotites seraient la partie cumulative de ce magmatisme basique (Ngom, 1995 ; Ngom et al., 2009).

	Basaltes en pillow	Basaltes massifs	Rhyodacites	Microgranites	Andésites	NMORB	EMORB	TH1	TH2	Arc1	A1	A2	A3	Arc2	Cal.ca
Th/Ta	1.36 – 2.33	1.52 – 2.33	2.16 – 3.80	3.49 – 3.64	2.48 – 5.67	0.91	1.28								
La/Yb	1.1 – 2.02	3.67 – 9.51	3.19 – 3.80	6.22 – 8.88	3.10 – 6.15	0.82	2.66	1.89	5.91	1.95	7.22	14.17	1.97	1.30	6.32
Tb/Ta	3.37 – 4.90	0.6 – 1.2	0.59 – 0.77	0.59 – 0.64	0.85 – 1.86	5.08	1.13								
La/Ta	18.42 – 27.20	10.57 – 20.20	10.68 – 12.07	18.79 – 21.69	18.93 – 40.67	18.94	13.40								
Hf/Th		2.18 – 3.26	2.61		1.37 – 2.63	17.08	3.38								
Ta/Hf		0.13 – 0.27	0.18		0.12 – 0.19	0.06	0.23								
Th/Nb	0.11 – 0.16					0.05	0.07								
La/Nb	0.10 – 1.90	0.49 – 1.44				1.07	0.76								

Tableau 18 : Comparaison des rapports inter-éléments dans les roches du secteur de Mako et dans les roches archéennes et modernes (Sources des valeurs : Condie, 1981, Sun and Mc Donough, 1989).

Légende : - **TH1**= tholéiites archéennes de type 1 ; appauvries en LREE, **TH2** = tholéiites archéennes de type 2 ; enrichies en LREE, **A1**, **A2** et **A3** = andésites archéennes de type 1, 2 et 3, **Arc2**= andésites d'arc moderne ; **Cal.ca**= andésites calcoalcalines modernes.

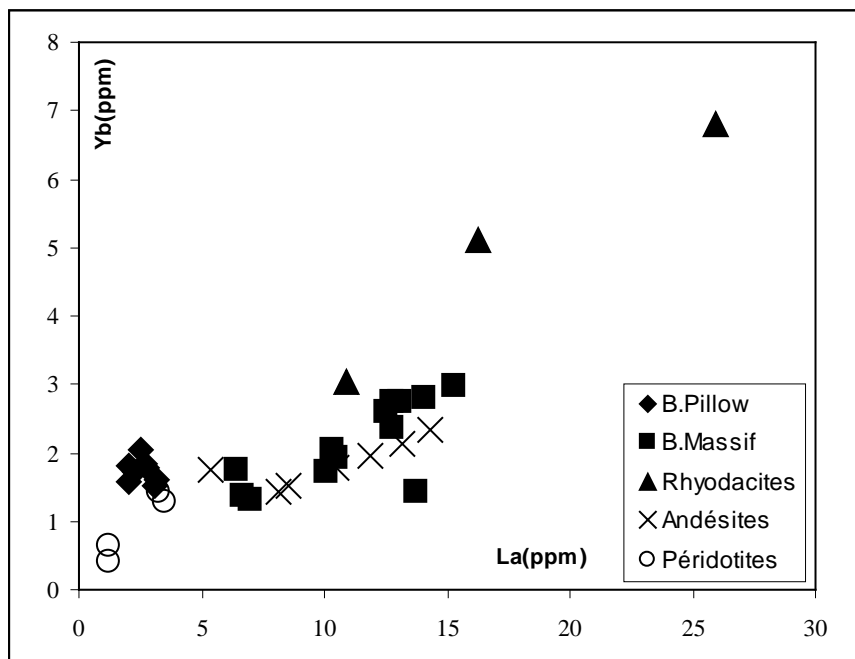
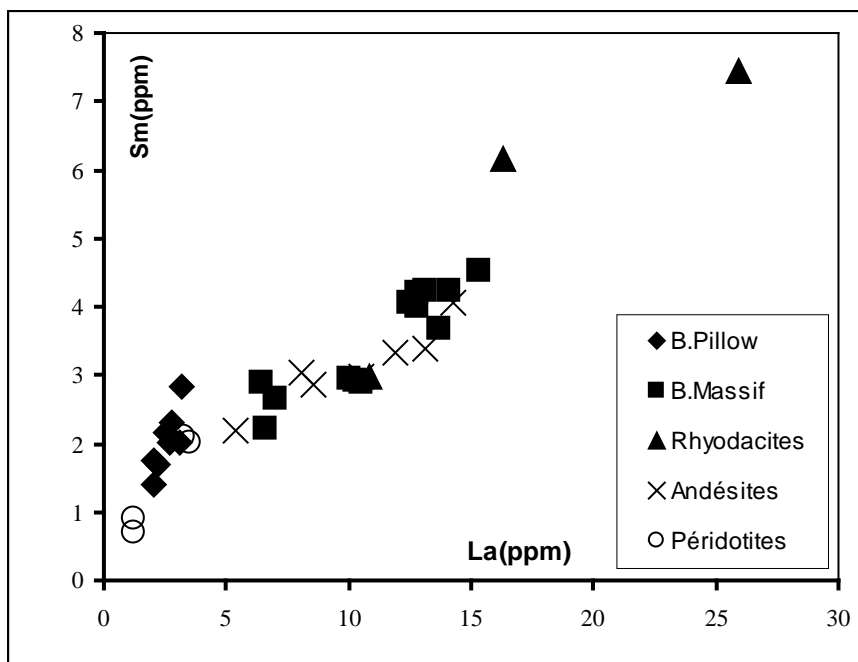


Figure 58 – Diagrammes de covariation La vs Sm et La vs Yb montrant une bonne corrélation entre les massifs de périodites et les basaltes en pillow de Mako.

Les rapports La/Yb et Th/Ta permettent de mieux caractériser les sources magmatiques des différentes roches étudiées. Ils sont particulièrement sensibles à la composition du manteau source, aux processus de mélange et changent très faiblement aux différents degrés de cristallisation fractionnée ou de taux de fusion (Condie, 1989 ; 1990a ; Jochum et al., 1991). Par ailleurs ils sont peu influencés par les phénomènes d'altération ou de métamorphisme.

Les processus majeurs responsables de la variation de ces rapports dans les basaltes modernes seraient selon Condie (op. cit.) :

- le rôle du métasomatisme dans lequel les éléments hygromagmaphiles tels que le Th et le La sont transmis au coin du manteau par les fluides lors de la descente de la croûte océanique en contexte de subduction ;
- la contamination des basaltes par une croûte continentale ;
- le mélange entre des magmas issus d'un manteau appauvri et d'un manteau enrichi.

Les travaux de Joron et Treuil (1977), Wood (1980), Pearce (1982), Condie, (1989) ont mis en évidence le pouvoir discriminant du rapport Th/Ta dans les volcanites orogéniques et anorogéniques. Ce rapport Th/Ta est à peu près constant et voisin de 1 dans les basaltes des bassins océaniques. Il est variable et très élevé (5 à 30) dans les séries d'arc insulaire et des marges continentales actives. Ces valeurs élevées, apparaissent dès les termes les plus primaires des séries d'arc et par conséquent, postérieures à la fusion partielle. Les hypothèses avancées pour expliquer ces valeurs élevées feraient intervenir des P_{H_2O} et f_{O_2} élevées et un enrichissement de la source mantellique en éléments fortement hygromagmaphiles tels que le Th lors des processus de déshydratation de la plaque subductée.

Des valeurs intermédiaires du rapport Th/Ta (2 – 5) seraient liées à deux types de contextes différents, les domaines intracontinentaux (Bertrand et al., 1982 ; Thompson et al., 1986 ; Cabanis et Thiéblemont, 1988) et les zones de bassin en domaine d'arc insulaire (Bougault, 1980 ; Wood et al., 1981). Généralement, les basaltes des bassins d'avant et arrière arc, se disposent à cheval entre le domaine des MORB et de celui des tholéiites d'arc (Bougault, 1980 ; Wood et al., 1981).

Sur la figure (figure 59), les metabasaltes en pillow ont des rapports La/Yb compris entre 1.2 et 2.02 et Th/Ta entre 1.36 – 2.33, assez proches de ceux observés dans les NMORB et les basaltes des plateaux sous marins qui ont des rapports La/Yb < 5 et Th/Ta < 2 reflétant d'une source mantellique appauvrie (Condie,

1994). Par contre les metabasaltes massifs ($La/Yb = 3.67 - 9.51$ et $Th/Ta = 1.52 - 2.33$), les métrarhyodacites ($La/Yb = 3.19 - 3.80$ et $Th/Ta = 2.16 - 3.80$) et les métaandésites ($La/Yb = 3.10 - 6.15$ et $Th/Ta = 2.48 - 5.67$) ont des rapports plus élevés en La/Yb et Th/Ta . Ces valeurs laissent prévoir que les metabasaltes en pillow seraient d'une source différente de celle des metabasaltes massifs, des métaandésites et des métrarhyodacites. Ces derniers montrent des particularités géochimiques comparables à celles des tholéiites continentales (metabasaltes massifs et métrarhyodacites) et à celles d'environnement d'arc (métaandésites) qui ont des rapports La/Yb variables mais supérieurs à 2 et des rapports Th/Ta généralement supérieurs à 5. Ils seraient tous issus d'une source mantellique plus enrichie.

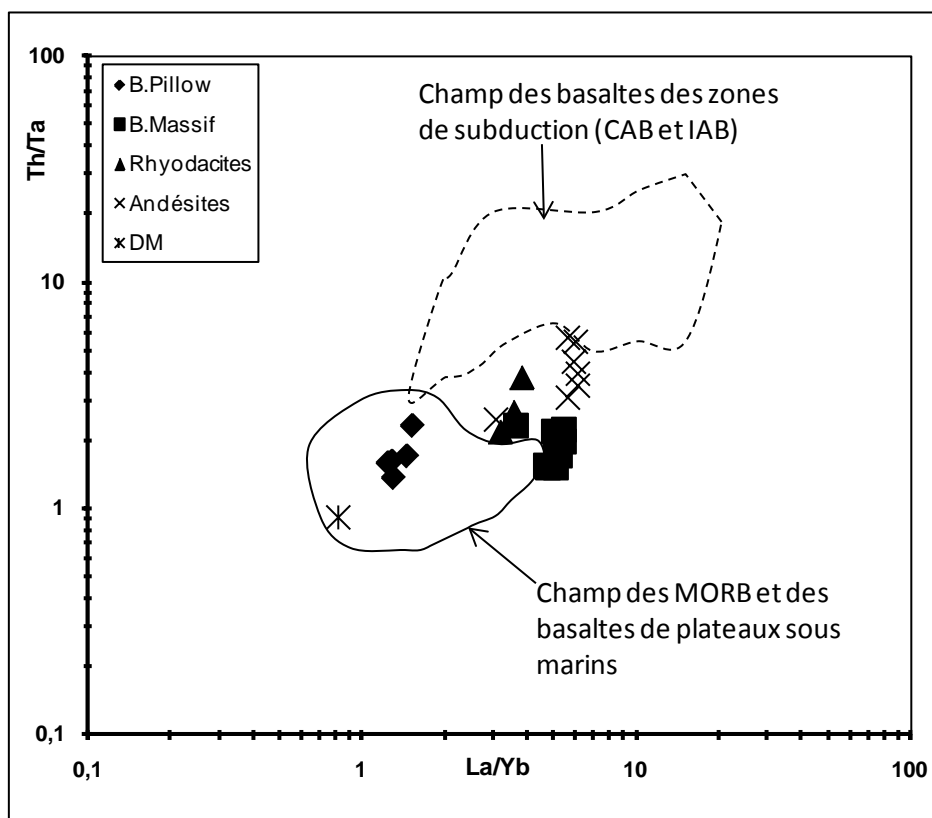


Figure 59 - Rapports Th/Ta vs La/Yb pour la caractérisation des sources magmatiques des différentes roches étudiées (Condie, 1989 ; 1990a ; Jochum et al. 1991).

DM= Manteau appauvri

Le diagramme géotectonique (figure 60) proposé par Thiéblemont et al. (1994), est basé sur les éléments hygromagmaphiles réputés stables lors des processus magmatiques. Il rend compte des mécanismes de production et d'évolution des magmas qui sont dépendants des conditions d'évolution tectonique d'une part et d'autre part des sources magmatiques de chaque contexte qui ont leurs caractéristiques propres.

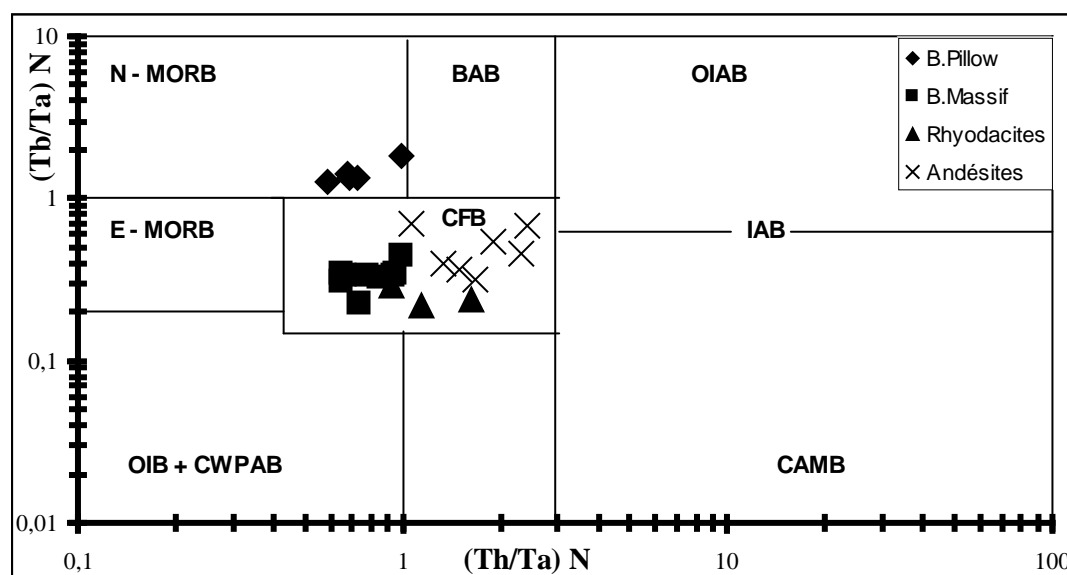


Figure 60 – Localisation des laves de Mako dans le diagramme discriminant de Thiéblemont et al. (1994).

Légendes : **N – MORB** : basaltes de plateaux océaniques + les MORB dits « normaux » ;

E – MORB : les MORB dits « enrichis » ; **OIB** : basaltes des îles océaniques ; **CWPAB** : basaltes alcalins à transitionnels continentaux ; **BAB** : basaltes des bassins arrière-arcs ; **CFB** : tholéiites continentales ; **OIAB** : basaltes des arcs intra-océaniques de type Mariannes ; **IAB** : basaltes des arcs intermédiaires ; **CAMB** : basaltes des zones de subduction des marges de type Chili. Valeurs de normalisation (Hoffmann, 1988).

Le rapport Th/Ta d'un liquide basaltique sera voisin de celui de la source dont il est issu. En effet, les coefficients de répartition solide/liquide du Th et du Ta pour les phases communes des systèmes basaltiques (olivine, pyroxène, plagioclase) étant extrêmement faibles (Lemarchand et al., 1987), ni la fusion partielle du manteau, ni la cristallisation fractionnée ne sont susceptibles de provoquer un fractionnement important de ces deux éléments (Treuil et Varet, 1973). Par contre le coefficient de répartition solide/liquide de Tb pour les phases communes telles que le clinopyroxène, l'amphibole et plus encore le grenat est non négligeable (Henderson,

1984). Il en découle que le rapport Tb/Ta d'un liquide basaltique sera au plus égal ou inférieur à celui de la source dont il dérive, il mesure le caractère appauvri du manteau (Treuil et Varet, 1973).

En normalisant ces rapports par rapport au manteau primitif de Hoffmann (1988), le diagramme discrimine bien les différents types de magmas étudiés (cf. figure 60). Les metabasaltes en pillow montrent une source appauvrie comparable à celle des basaltes des plateaux océaniques ou des NMORB, alors que les metabasaltes massifs, les méta-andésites et les métarhyodacites s'apparentent aux sources des basaltes des plateaux continentaux.

Les basaltes continentaux présentent un rapport Th/Ta compris entre 1 et 5, soit 0.5 à 2.5 en valeur normée, intermédiaire entre celui des suites anorogéniques ($Th/Ta < 2$) et orogéniques ($Th/Ta > 5$ -7). Leur rapport $(Tb / Ta)_N$ est inférieur à 1, ce caractère permet de définir ces laves comme " enrichies " de la même manière que les basaltes continentaux alcalins et transitionnels. Les basaltes arrière – arcs présentent une source "appauvrie ", leur rapport Tb/Ta, est plus élevé que celui des tholéiites continentales (Cabanis, 1986 ; Cabanis et Thiéblemont, 1988).

La discrimination entre les basaltes continentaux et les basaltes de bassins d'arcs présente des difficultés à savoir que tous les deux types montrent des caractères relativement enrichis de leur source. Une séparation franche de ces deux types de basaltes ne peut prendre en compte que les caractères lithologiques. Les arguments qui militent en faveur d'une origine continentale peuvent être recherchés dans la succession lithologique. En effet, la mise en place des granites de type TTG précoces recoupant le volcanisme sous marin, marque la première manifestation d'une croûte continentale au-dessus de laquelle se mettent en place les metabasaltes massifs et les métaandésites associés à des métasédiments immatures qui se sont déposés dans des bassins continentaux ou arrière-arcs. La dernière hypothèse est la plus plausible car des bassins proximaux dans le supergroupe de Mako ont été décrits par Milési et al. (1986) et Diallo et al. (1993). Cela est confirmé par le diagramme Ce / Yb (figure 61) proposé par Polat et Kerrich (2004) où les metabasaltes massifs, les méta-andésites et les métarhyodacites montrent une tendance des basaltes d'arc intra-océanique.

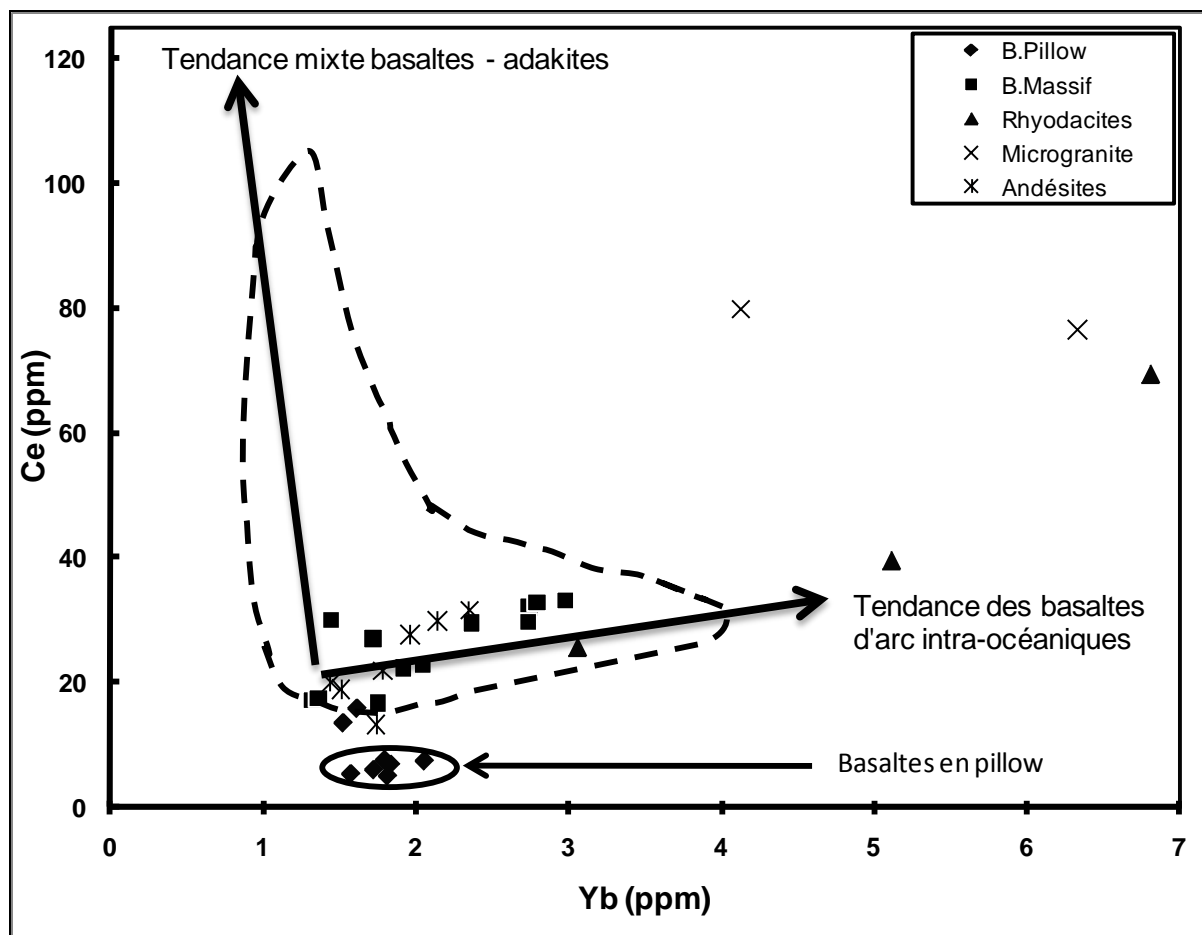


Figure 61 - Position des roches étudiées dans le diagramme de Polat et Kerrich (2004).

IX.3 – Comparaison avec d'autres roches ultrabasiques birimiennes du craton Ouest Africain

Plusieurs massifs ultrabasiques ont été cartographiés dans les ceintures volcaniques birimiennes du Craton Ouest Africain. Ils sont généralement associés au volcanisme tholéiitique avec lequel ils partagent le même contexte géotectonique de mise en place.

Les roches ultrabasiques différenciées de Mako montrent beaucoup de similitudes géochimiques avec les metabasaltes en pillow, ils présentent des spectres lisses faiblement déprimés en éléments hygromagphiles et en terres rares légères comparables à des NMORB ou des basaltes de plateaux océaniques. Par contre elles sont différentes des metabasaltes massifs et des métaandésites et du complexe plutonique lité qui montrent un caractère plus enrichi (figure 62).

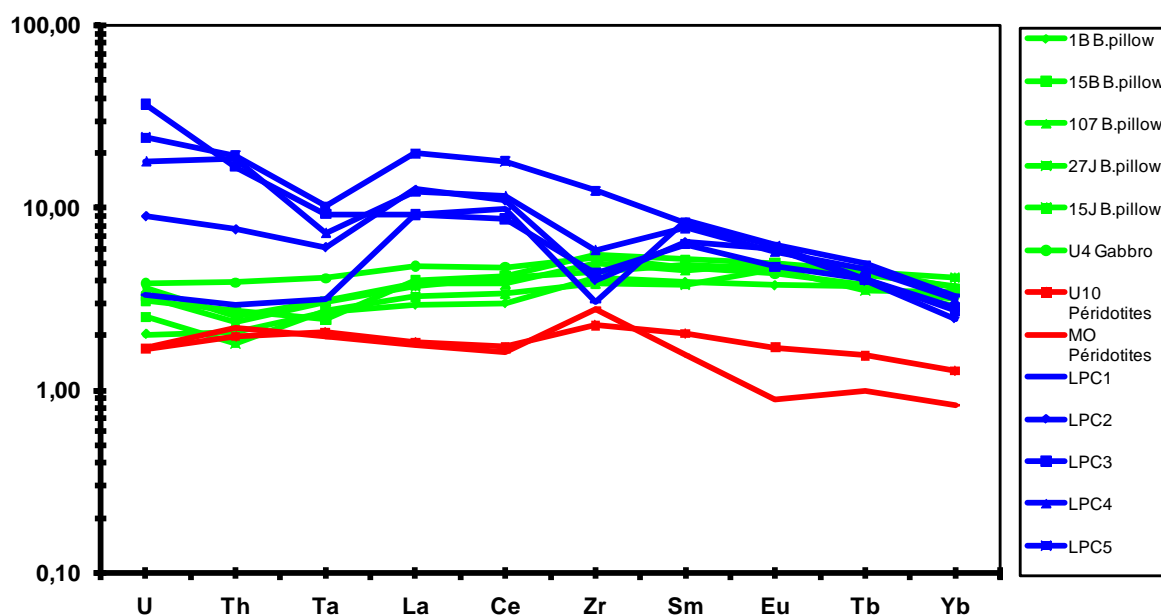


Figure 62 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des roches ultrabasiques différenciées de Mako comparées aux metabasaltes en pillow et au complexe plutonique lité (Dioh et al., 2006).

Les roches du complexe plutonique lité différenciées depuis les gabbros à opx jusqu'à des tonalites (Dioh et al., 2006), sont représentées par des spectres marqués par un enrichissement assez prononcé en éléments hygromagphiles, en terres rares légères et un fractionnement en éléments en trace plus important. Elles sont comparables aux metabasaltes massifs et aux méta-andésites par leur degré de fractionnement des éléments en trace et les anomalies négatives en Ta et en Zr caractéristiques des magmas calcoalcalins des zones de subduction (figure 63).

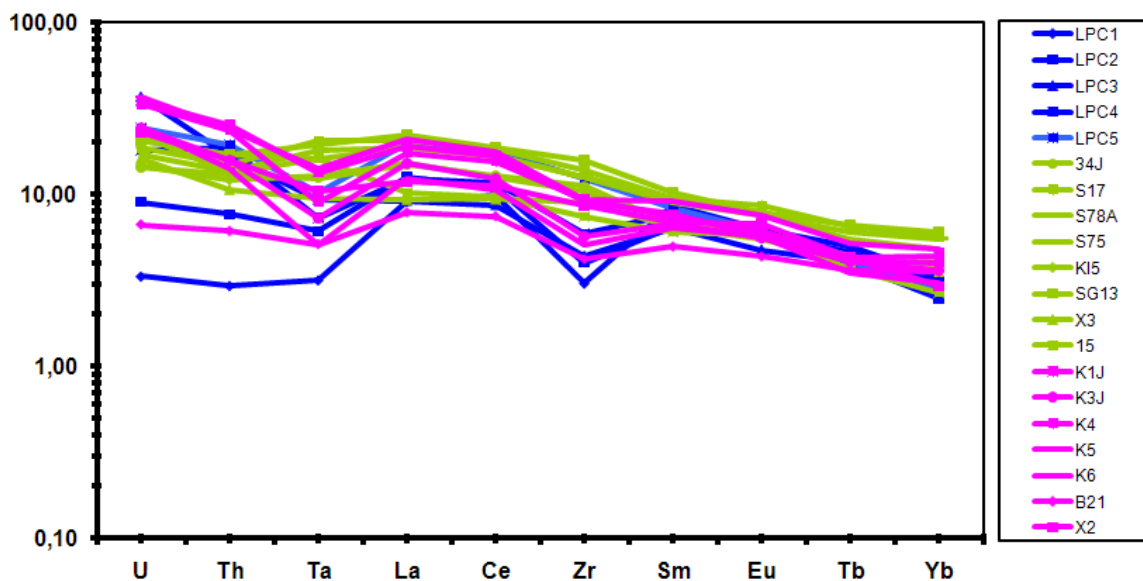


Figure 63 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) du complexe plutonique lité (Dioh et al., 2006) comparé aux metabasaltes massifs et aux métaandésites du Supergroupe de Mako.

Les péridotites de Loraboué (Béziat et al., 2000) présentent des spectres légèrement pentés, sub parallèles aux gabbros différenciés et aux volcanites basiques avec lesquelles elles sont associées. Elles sont marquées par un enrichissement en LREE et en éléments hygromagmaphiles avec des anomalies négatives en Ta et Zr caractéristiques du magmatisme calcoalcalin des zones de subduction (figure 64). Ces caractères géochimiques rapprocheraient le complexe basique et ultrabasique de Loraboué des basaltes massifs, des métaandésites et du complexe plutonique lité du Supergroupe de Mako.

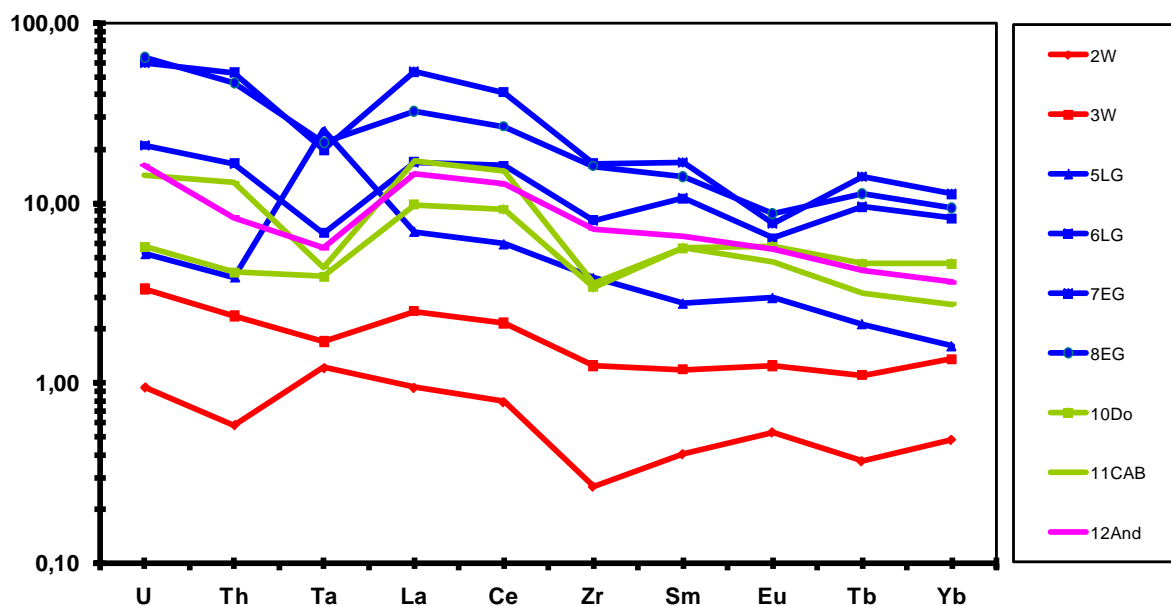


Figure 64 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Loraboué au Burkina Faso (Béziat et al., 2000).

Les roches ultrabasiqes différenciées de Kadiolo au Mali sont très différenciées des dunites jusqu'aux gabbros et les diorites. Elles sont marquées par des spectres pentés (figure 65) marqués par un faible fractionnement en HREE et seraient associées au contexte de subduction (Sangaré, 2008). Ces profils ont des allures différentes de celles des autres provinces birimiennes par leur caractère déprimé en HREE.

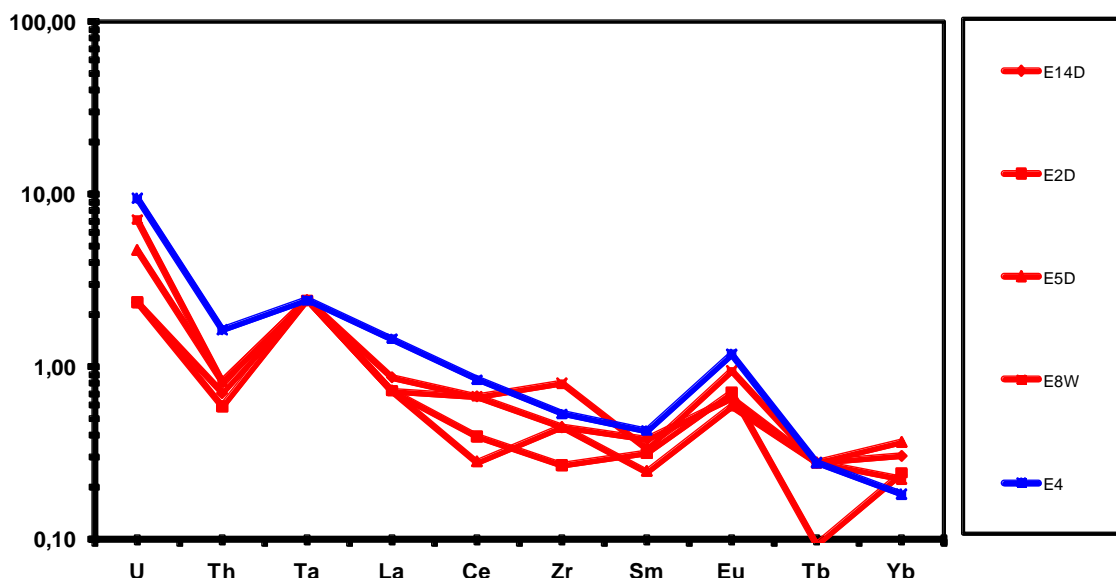
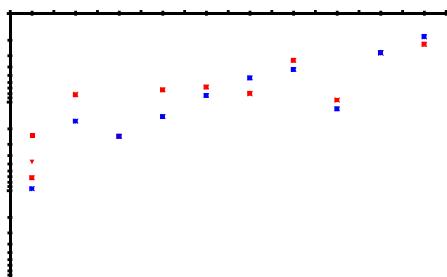


Figure 65 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Kadiolo au Mali (Sangaré, 2008).

Les roches ultrabasiques différenciées du Ghana sont représentées par des spectres faiblement pentés avec un faible fractionnement en éléments en trace (figure 66). Elles sont marquées par des anomalies négatives en Ta et en Zr comme les metabasaltes de type II caractérisés par un enrichissement en éléments hygromagmaphiles et en terres rares légères d'une part, et d'autre part, par des anomalies négatives en Th, Ta et Zr (Attoh et al., 2006 ; Dampare et al., 2008). Ces caractères géochimiques les rapprocheraient du complexe ultrabasique - basique de Loraboué, du complexe plutonique lité, des metabasaltes massifs et des méta-andésites du Supergroupe de Mako.



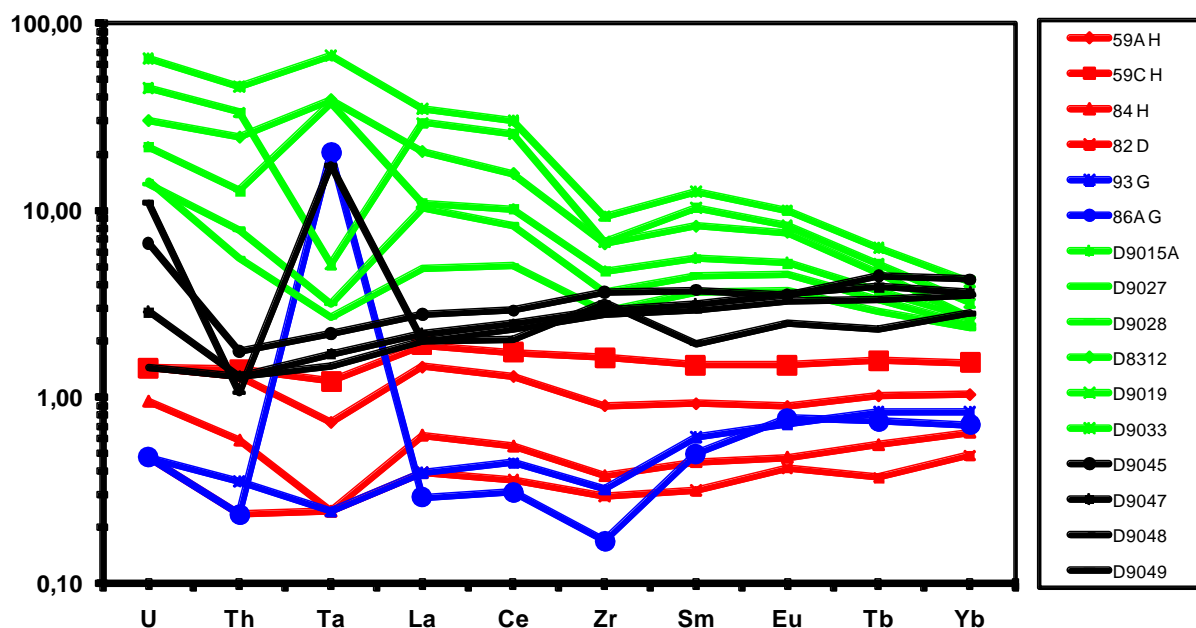


Figure 66 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques des ceintures de Dixcove (Attoh et al., 2006) et d'Ashanti (Dampare et al., 2008) au Ghana.

Les roches ultrabasiques différenciées de Katiola - Marabadiassa (Poucllet et al., 2006) sont faiblement fractionnées en éléments en trace avec des profils à allure subplate et parallèle à ceux des roches volcaniques basiques associées (figure 67). Elles montrent des similitudes géochimiques avec les péridotites et les metabasaltes en pillow du supergroupe de Mako.

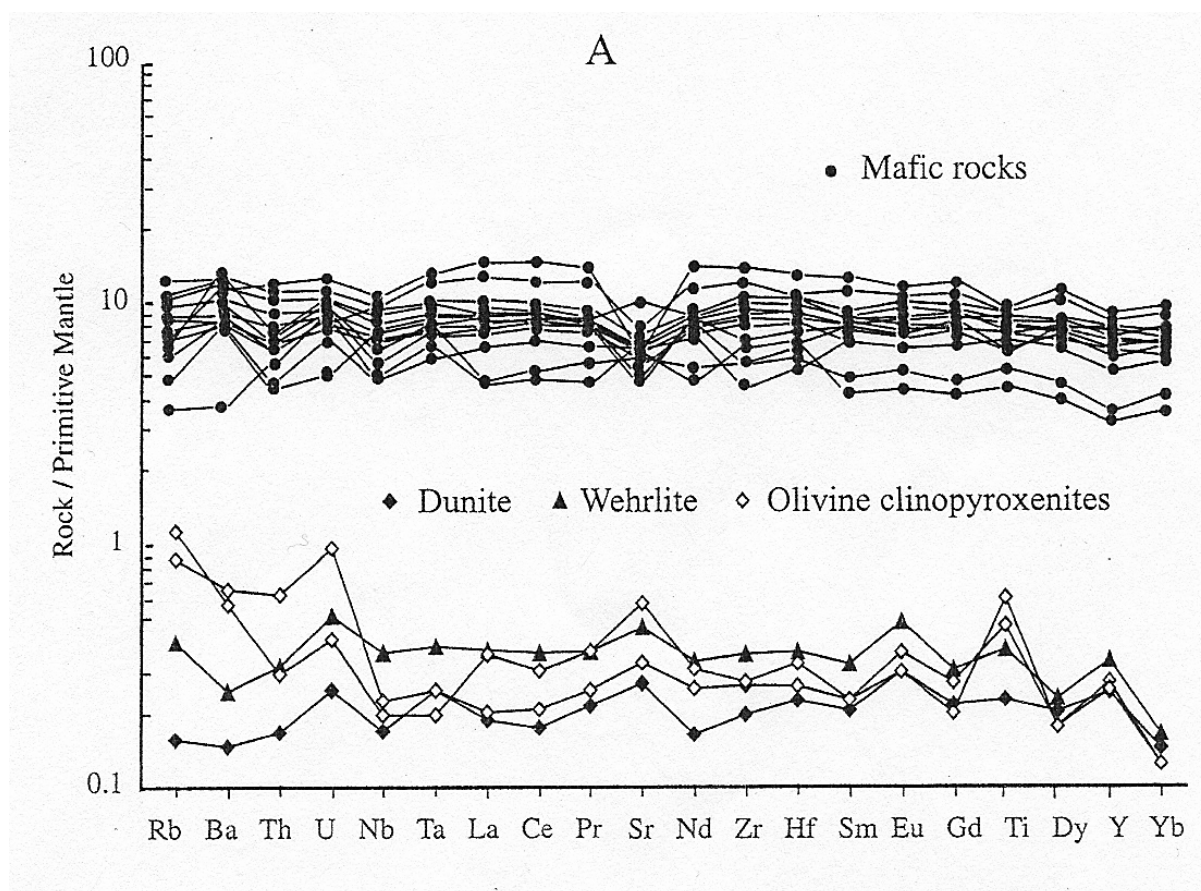


Figure 67 - Diagrammes étendus des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif (Sun et McDonough, 1989) des différents faciès pétrographiques de la ceinture de Katiola - Marabadiassa en Côte d'Ivoire (Pouclet et al., 2006).

Cette comparaison laisse penser une diversité magmatique dans les ceintures birimiennes comprenant des complexes basique-ultrabasiques accrétés dans un contexte océanique anorogénique et d'autres associés à des contextes de subduction orogénique. La présence de ces deux types de complexe basique-ultrabasique dans le Supergroupe de Mako militerait en faveur d'une évolution polycyclique comme cela est confirmé par les mises en place des granitoïdes de ceintures.

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Les données lithologiques et pétrographiques ont permis de distinguer dans la partie méridionale du Supergroupe de Mako, deux types de volcanisme. De la base au sommet, on a :

- un volcanisme sous – marin représenté par de puissantes coulées de metabasaltes en pillow interstratifiées avec des niveaux de quartzites d'aspect jaspéroïde associés à des massifs de métagabbros et de péridotites. L'absence de métasédiments détritiques intercalés ou de pyroclastites atteste d'une mise en place profonde.

- un volcanisme basique - intermédiaire - acide composé de metabasaltes à structure massive d'aspect amygdalaire, de métaandésites, de métarhyodacites, d'abondantes pyroclastites associés à des métasédiments volcanodétritiques. Le caractère explosif de ce volcanisme atteste d'une mise en place peu profonde à subaérienne.

Ils sont recoupés par des granitoïdes syn à post tectoniques et des filons felsitiques de nature variée.

La contiguïté entre un volcanisme sous marin comparable à un volcanisme de plaines abyssales et un volcanisme subaérien serait la conséquence de mouvements tectoniques transpressifs qui serait associé à la mise en place du batholite de Badon-Kakadian et à l'origine de la structuration des bassins marginaux à l'Est.

Les différents faciès magmatiques étudiés ont une texture bien conservée alors que la minéralogie primaire est déstabilisée en une association de basse température et de basse pression caractéristique d'un métamorphisme de faciès schiste vert. Ces paragenèses caractéristiques seraient liées au métamorphisme océanique et à l'orogénèse éburnéenne. Signalons également l'impact de l'hydrothermalisme qui se manifeste par des injections à épidote, chlorite, quartz, calcite et sulfures qui percolent la roche et sont porteuses de minéralisations.

Les données pétrographiques et minéralogiques laissent supposer que la mise en place des massifs ultrabasiques différenciés associés aux metabasaltes en pillow de Mako a été contrôlée par la différenciation magmatique et les processus cumulatifs. L'absence ou la rareté de l'amphibole primaire dans ces massifs, montre les faibles influences des P_{H_2O} lors de la différenciation et des processus cumulatifs du magma ayant conduit à leur mise en place.

Les particularités chimiques des roches étudiées sont leur enrichissement en éléments compatibles tels que le chrome, le nickel, le cobalt et le scandium qui leur confèrent un caractère primaire.

Les metabasaltes en pillow ont un chimisme comparable à celui des basaltes des rides médio océaniques à l'exception de leurs caractères relativement peu titanifères, peu alumineux et plus riches en fer, en chrome et en nickel. Les spectres de terres rares et de normalisation par rapport au manteau primitif montrent des allures plates à légèrement déprimées qui les rapprochent à ceux des tholéiites archéennes (TH1). Ils seraient issus d'une source mantellique appauvrie comparable à celle des NMORB ou des basaltes de plateaux océaniques.

Les péridotites de Mako présentent des spectres d'allure sub-plate comparables aux metabasaltes en pillow avec lesquels elles sont cogénétiques. Elles montrent des similitudes avec les roches ultrabasiques de Katiola - Marabadiassa interprétées comme des cumulats localisés à la base d'une croûte océanique (Poucllet et al., 2006). Par contre elles sont différentes des roches ultrabasiques de Loraboué (Béziat et al., 2000) et de Kadiolo (Sangaré, 2008) dont les spectres évoquent un environnement d'arc volcanique ou des roches ultrabasiques du Ghana assimilées à une suite ophiolitique dans un environnement de bassin d'arrière arc (Attoh et al., 2006, Dampare et al., 2008).

Les metabasaltes massifs montrent un caractère plus enrichi assez comparables aux EMORB. Leurs spectres de terres rares et de normalisation par rapport au manteau primitif présentent des allures légèrement pentées, ce qui dénote de leur enrichissement en éléments incompatibles ou hygromagmaphiles (LREE). Ils ne montrent pas d'anomalie négative en tantale mais sont assez comparables aux tholéiites archéennes de type TH2 ou aux tholéiites d'arc. Malgré leur caractère plus enrichi en éléments incompatibles, les métarhyodacites sont représentées par des spectres de même allure que ceux des metabasaltes massifs.

Les méta-andésites comprenant des faciès à plagioclases porphyriques et à pyroxènes porphyriques riches en magnésium, montrent un caractère nettement plus enrichi en éléments incompatibles ou hygromagmaphiles avec une anomalie négative en tantale caractéristique des laves d'environnement d'arc.

Les metabasaltes massifs et les méta-andésites de Mako montrent beaucoup de ressemblance avec les faciès basiques et dioritiques du complexe plutonique lité localisé dans les parties septentrionales du Supergroupe de Mako qui serait associé à un contexte de subduction (Dia et al., 1997 ; Dioh et al., 2006).

Les microgranites en massifs ou en filons discordants, sont beaucoup plus enrichis que tous les faciès étudiés, ils présentent une anomalie négative en tantale et positive en samarium.

La comparaison des roches ultrabasiques de Mako avec celles d'autres provinces du domaine Baoulé Mossi, laisse penser une diversité magmatique dans les ceintures birimiennes comprenant des complexes basique-ultrabasiques accrétés dans un contexte océanique anorogénique et d'autres associés à des contextes de subduction orogénique. La présence de ces deux types de complexe basique-ultrabasique dans le Supergroupe de Mako militerait en faveur d'une évolution polycyclique comme cela est confirmé par les mises en place des granitoïdes de ceintures.

A partir de l'analyse des données lithologiques et chimiques, le schéma d'évolution géodynamique de la ceinture volcanique du Supergroupe de Mako dans ses parties sud, peut être comme suit:

- mise en place d'épaisses coulées de basaltes en coussins interstratifiées avec des niveaux de quartzites d'aspect jaspéroïde associés à des massifs de gabbros et de péridotites dans un contexte sous marin comparable aux basaltes des plateaux océaniques ;
- subduction des basaltes en pillow qui sera à l'origine de la mise en place des granitoïdes précoces de type TTG selon le modèle de Martin (1987 ; 1994) ;
- des mouvements tectoniques transpressifs vont initier des bassins marginaux le long de couloirs transcurrents NE - SW où va se mettre en place un volcanisme subaérien d'affinité de tholéiites continentales ou de bassins arrière - arc. Il est recoupé par le granite alcalin de Niéméniké et des filons felsitiques.

Un tel schéma pourrait bien expliquer l'évolution géodynamique des ceintures volcaniques bimodales d'âge Paléoproterozoïque du Craton Ouest Africain.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Abouchami, W., Boher M., Michard, A., Albarède, F. 1990. A major 2.1 Ga old event of mafic magmatism in West Africa: an early stage of crustal accretion. *Geophys. Res. Lett.* 95, p. 17605 – 17629.

Albarède, F., 2005. The survival of mantle geochemical heterogeneities. In *Earth's Deep Mantle: Structure, Composition, and Evolution.* Geophys. Monogr. R. D. van der Hilst, J. Bass, J. Matas and J. Trampert. Washington D.C., Amer. Geophys. Union. 160, pp 27-46.

Allègre, J.C., Treuil, M., Minster, J.F., Albarède, F., 1977. Systematic use of trace element in igneous process. Part I: Fractional cristallization process in volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 60, p. 57 – 75.

Alric, G., 1990. Géochimie du volcanisme Birimien (Protérozoïque inférieur) de l'Unité de Haute Comoé, NE de la Côte d'Ivoire : premiers résultats. *J. Afr. Earth Sci.*, 10, 669 – 681.

Ama Salah, I., 1991. Pétrographie et relations structurales des formations métavolcaniques et sédimentaires du Birimien du Niger occidental. Problème de l'accrétion crustale du Protérozoïque inférieur. Thèse d'Univ. Orléans Mém. N° 3, 257 pp.

Amstutz, G.C., 1974. Spilites and spilitic rocks. International Union of Geological Science series, n° 4, Springer and Verlag, N.Y. 842 pp.

Arndt, N.T., 1997. Magmatisme basique et ultrabasique au Précambrien. Chap.6. in *Introduction à la géochimie et ses applications.* Tome1; Eds. Robert Hageman, Michel Treuil. Ed. Thiery Parquet.

Arnould, A., 1959. Notes sur l'état d'avancement de la géologie et des prospection minières dans la région de Mako, (Cercle de Kédougou). Sénégal. 19p. ronéo.

Arnould, A., 1961. Etude géologique des migmatites et des granites précambriens du NE de la Côte d'Ivoire et de la Haute Volta méridionale. Thèse Clermont Ferrand, 1960. Mém. BRGM, Fr., n°3, 174p.

Attoh, K., Evans, M.J., Bickford, M.E., 2006. Geochemistry of ultramafic – rodingite rock association in the Paleoproterozoic Dixcove greenschist belt, southwestern Ghana. *Journal of African Earth Sciences* 45, 333 – 346.

Balouet, S., 1985. Les séquences paléovolcaniques du domaine pyrénéen depuis le Stéphanien – permien jusqu'au Crétacé. *Mém. Sci. Terre. Université Pierre et Marie Curie, Paris*, 271 p. Thèse Sci., Paris, 1985.

Barrère, J., 1967. Le groupe précambrien de l'Amsaga entre Atar et Akjoujt (Mauritanie). Etude d'un métamorphisme profond et de ses relations avec la migmatitisation. Thèse Sci. Clermont – Ferrand et *Mém. BRGM.*, 42, 278p.

Bassot J.P., 1963. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins Guinéo Maliens. Thèse Doct. Es Sci. T. 1, Univ. Clermont Ferrand, Fr. 115p.

Bassot J.P., 1966. Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins Guinéo Maliens. *Mém. B.R.G.M. N°40*, 332p.

Bassot, J. P., Caen-Vachette, M., 1984. Données géochronologiques et géochimiques nouvelles sur les granitoïdes de l'Est du Sénégal : implications sur l'histoire du Birimien de cette région. In : Klerkx, J., Michot, J., (Eds), *Géologie Africaine Tervuren*, pp. 191 – 209.

Bassot J.P., 1987. Le complexe volcanoplutonique calco alcalin de la rivière de la Daléma (Est du Sénégal) ; discussion de la signification géodynamique dans le cadre de l'orogénèse éburnéenne (Protérozoïque inférieur). *J. Afric. Earth Sci*, 6 n°4 pp. 25 à 34.

Bates, D.A., 1955. Annual report of Gold Coast Geological survey. Accra.

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 ages for the Archean basement of Sierra Leone. *Precambrian Research*, 13, 63 - 73pp.

Bertrand, J.M., Dupuy, C., Dostal J., Davisson I., 1984. Geochemistry and geotectonic interpretation of granitoids from central Iforas (Mali, W. Africa). *Precambrian Research*, 26, p.265 – 283.

Bertrand J.M., Dia A., Dioh E., Bassot J.P., 1989. Réflexions sur la structure interne du craton West Africain au Sénégal oriental et ses confins guinéo – maliens. C.R. Acad. Sc. Paris, t. 309, p. 751 – 756.

Beswick, A.E., 1983. Some geochemical aspects of alteration and genetic relation in komatiitic suites: In Komatiites. Ed. By N.T. Arndt & E.G. Nesbitt, 526 p.

Béziat, D., Bourges, F., Debat, P., Lompo, M., Martin, F., Tollon, F., 2000. A Paleoproterozoic ultramafic – mafic assemblage and associated volcanic rocks of the Boromo greenstone belt: fractionates originating from island – arc volcanic activity in the West African craton. Precambrian Research, 101, 25 – 47.

Bienvenu, P., Bougault H., Joron, J.L., Treuil, M., Dmitriev, L., 1990. MORB alteration: rare-earth element/non-rare-earth hygromagmaphile element fractionation. Chem. Geol., 82, 1 – 14.

Boher, M., 1987. Pétrographie et géochimie des formations volcaniques de la Daléma (Sénégal oriental). Les formations métamorphiques du sillon de Yalogo Burkina Faso. Premières datations Sm-Nd et Rb-Sr. D.E.A Univ. Nancy I France 44 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. Vol. 97, pp. 345 – 369.

Bougault, H., 1980. Apport des éléments de transition à la compréhension de la genèse des basaltes océaniques. Contribution à l'analyse des éléments traces dans les roches par spectrométrie de fluorescence X. Thèse d'Etat, Paris, 221 p.

Bottinga, Y., Weill, D.F., 1970. Densities of liquid silicate system calculated from partial molar volume of oxide components. Am. J. Sci., 269, p. 169 – 182.

Brown, G.M., Vincent, E.A., 1963. Pyroxenes from the latter stages of fractionation of the Skaergaard intrusion, East Greenland. J. Petro., 4, p. 175 – 197.

Cabanis, B., 1986. Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base de critères géologiques, pétrographiques et géochimiques. Exemples d'application dans le Massif Armoricaire. Implications géodynamiques. Contribution à une méthode d'étude basée sur les éléments en trace. Thèse d'Etat, Université Pierre et Marie Curie, 682p.

Cabanis, B., Thiéblemont, D., 1988. La discrimination des tholéiites continentales et des basaltes arrière-arcs : proposition d'un nouveau diagramme discriminant ; le triangle Th-3xTb-2xTa. Bull. Soc. Géol. France, Paris, (8), **IV**, 6, p. 927-935.

Cahen L., Snelling N.J., Vail J.R., 1984. The geochronology and evolution of Africa. Oxford Univ. Press. 512 pp.

Calvez J.Y, Feybesse J. L., Ledru P., Milési J. P., 1990. Géochronologie du Protérozoïque inférieur du craton Ouest Africain (méthode d'évaporation directe de zircons isolés). In : 13eme réunion des Sciences de la Terre, Abstracts 26 p. Grenoble, France.

Camil, J., Tempier, P., Caen Vachette, M., 1984. Schéma pétrographique, structural et chronologique des formations archéennes de la région de Man (Côte d'Ivoire). Leur rôle dans la cratonisation de l'Ouest Africain. In Géologie Africaine, edited by J. Klerkx and J. Michot, pp. 1 – 10 Tervuren, Belgium.

Campbell, I.H., 1977. A study of macro – rhythmic layering and cumulate processes in the Jemberlana Intrusion, Western Australia. Part. I: The Upper Layered Series. J. Petro., 18, p. 183 – 215.

Chikhaoui, M., 1981. Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne Panafricaine (Hoggar, Anti – Atlas, Adrar des Iforas). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. Thèse Sci., Univ. Montpellier, 1981, 184 p.

Condie, K.C., 1981. Archean Greenstone Belts. Elsevier, Amsterdam, 434 pp.

Condie, K.C., 1984. Secular variation in the composition of basalts: an index to mantle evolution. J. Petrol., 26: 545 – 563.

Condie, K.C., 1989. Geochemical changes in basalts and Andesites across the Archean – Proterozoic boundary: identification and significance. Lithos, 23: 1 – 18.

Condie, K. C., 1990a. Geochemical characteristics of Precambrian basaltic greenstones. In: Early Precambrian Basic Magmatism, R.P. Hall and D.J. Hughes (Eds.). Blackie Publ., Glasgow, UK, pp. 40 – 55.

Condie, K. C., 1994. Greenstones trough time. In: Archean crustal Evolution, K.C. Condie, éd., Elsevier, Amsterdam, 85 – 120.

Dampare, S.B., Shibata, T., Asiedu, D.K., Ossae, S., Banoeng – Yakubo, B., 2008. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic belt, Ghana: petrogenetic and tectonic setting implications. *Precambrian Research*, 162, 403 – 423.

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 Research*, 67, 89 – 107.

Debat, P., Diallo D.P., Rollet, M., Seyler M., 1982. Mise en évidence d'une série magmatique basique atectonique dans les formations birimiennes du Sénégal oriental. *C. Acad. Sci. Paris*, 294, p. 211 – 213.

Debat P., Diallo D. P., Ngom P.M., Rollet M., Seyler M., 1984. La série de Mako dans les parties centrales et méridionales (Sénégal oriental, Afrique de l'Ouest). Précisions sur la série volcanosédimentaire et données géochimiques préliminaires sur les formations magmatiques post magmatiques : *J. Afric. Earth Sci.*, 2 p. 71 – 79.

Deschamps, M., Karche, J. P., Lapierre, H., Ngom, P.M., Rossi, M., Zonou, S., 1986. Diversité du magmatisme Birimien dans le craton Ouest Africain (Burkina Faso, Sénégal, Mauritanie) *Pub. Occas. CIFEG*, 10p. 45 – 64.

Dia, A., 1988. Caractères et significations des complexes magmatiques et métamorphiques du secteur de Sandikounda - Laminia (Nord de la boutonnière de Kédougou - Kéniéba, Est du Sénégal). Un modèle géodynamique du Birimien de l'Afrique de l'Ouest. Thèse d'Etat, 350 p. Univ. Dakar.

Dia, A., Van Schmus, W. R., Kröner, A., 1997. Isotopic constraints on the age and formation of a Paleoproterozoic volcanic arc complex in the Kedougou Inlier, eastern Senegal, West Africa. *J. Afric. Earth Sc.* 24, 197 – 213.

Diallo, D.P., Dia, A., Vialette, Y., Ngom, P.M., Sylla, M., Wade, S., 1993. Centre international pour la formation et les échanges géologiques (CIFEG). Publication occasionnelle 1993/23, p. A – 3.

Diallo, D. P., 1994. Caractérisation d'une portion de croûte d'âge protérozoïque inférieur du craton ouest africain : cas de l'encaissant des granitoïdes dans le

supergroupe de Mako (Bouttonnière de Kédougou). Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, 466 p. Univ. Dakar.

Diallo, D. P., 2001. Le paléovolcanisme de la bordure occidentale de la boutonnière de Kédougou, Paléoprotérozoïque du Sénégal oriental : incidences géotectoniques. *Journal of African Earth and Planetary Sciences*, vol. 32 n°4, 919 – 940.

Diallo, A., 2005. Etude du volcanoplutonisme de la Daléma : Exemple du secteur de Bambadji – Linguéa (Sénégal Oriental). Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. 46pp.

Diamé, A., 2000. Etude pétrologique du granitoïde de Niéméniké, Supergroupe de Mako, Bouttonnière de Kédougou-Kéniéba. Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. 76pp.

Diène, M., 2002. Etude tectonique dans la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba. (Secteur de Mako, Sénégal oriental). Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. 81pp.

Dioh, E., 1986. Etude des roches magmatiques Birimiennes de la région de Sonfara- Laminia – Médina Foulbé (Sénégal oriental). Thèse de 3ème cycle, Univ. Nancy I, France 144 p.

Dioh, E., Debat, P., Dia, A., Pons, J., Rocci, G., Rollet, M., 1990. caractérisation d'un complexe rubané dans les formations Birimiennes de la partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou – Kéniéba. *C.R. Acad. Sc. Paris*. 310, Sér II:935 – 940.

Dioh, E. 1995. Caractérisation, signification et origine des formations Birimiennes encaissantes du granite de Diombalou (partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou- Sénégal oriental) Thèse d'Etat, Univ. Ch A. Diop, Sénégal. p. 445

Dioh, E., Ngom, P.M., Dia, A., 1997 – 1998. Pétrologie du complexe volcanique calco-alcalin Birimien de Fouldé (partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou, Sénégal). *Bulletin de l'IFAN Ch.A. Diop, Dakar*. T.49, sér. A, n°2, pp. 5 – 32.

Dioh, E., Béziat, D., Debat, P., Grégoire, M., Ngom, P.M., 2006. Diversity of Paleoproterozoic granitoids of the Kedougou inlier (eastern Senegal): petrographical and geochemical constraints. *Journal African Earth Sciences* 44, 351 – 371.

Diouf, B., 1997. La géochimie multi – élémentaire: un outil d'aide à la définition de la lithologie sous régolite. Application à la prospection de l'or dans les secteur de Mako (Sénégal oriental). Mem. IST 066/11.

Doumbia, S., Pouclet, A., Kouamelan, A., Peucat, J.J., Vidal, M., Delor, C., 1998. Petrogenesis of juvenile – type Birimian (Paleoproterozoic) granitoids in central Cote d'Ivoire, West Africa: geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 87, 33 – 63.

Fabre, R., 1987. Lithostratigraphie du Birimien (Précambrien moyen) dans le centre de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'ouest), région du Yaouré. *Bull. Soc. géol. Fr.*,(8), III, 4, 657 – 663.

Fabre, R., Milési, J.P., Ledru, P., Billa, M., Urien, P., Vichon, C., 1989. New stratigraphic, structural and geochemical data on the lower Proterozoic (Birimian) of the West Africa craton in central Ivory Coast. Geodynamic implications for east central Ivory Coast (à paraître).

Feybesse, J.L., Milési, J.P., Johan, V., Dommange, A., Calvez, J.Y., Boher, M. Abouchami, W., 1989. La limite Archéen – Protérozoïque d'Afrique de l'Ouest : une zone de chevauchement antérieure à l'accident de Sassandra ; l'exemple des régions d'Ondienné et de Touba (Côte d'Ivoire). *C.R. Acad. Sci. Paris*, 309, 1847 - 1853 pp.

Gasquet, D., Barbey, P., Adou, M., Paquette, J.L., 2003. Structure, Sr – Nd isotope geochemistry and zircon U – Pb geochronology of the granitoids of the Dabakala area (Côte d'Ivoire): evidence for a 2.3 Ga crustal growth event in the Paleoproterozoic of West Africa? *Precambrian Research* 127, 329 – 354.

Gélinas, L., Mellinger, M., Trudel, P., 1982. Archean mafic metavolcanics from the Rouyn – Noranda district. Abitibi greenstone belt. Quebec: Mobility of major elements. *Can. J. Earth Sc.* 19, n° 12, 2258 – 2275 pp.

Gibb, F.G., 1973. The zoned clinopyroxènes of the Shiant Isles sill, Scotland. *Petrology*, 14, 203 – 230.

Gill, J. B., 1981. Orogenic andesites and plate tectonic. Springer Verlag, Berlin, 390 p.

Guèye, M., NGom, P. M., Cissokho, S., 2005. Tectonomagmatic evolution of the Paleoproterozoic rocks of the Kedougou – Kenieba Inlier (Senegal – Mali). 3ème colloque PICG 485, GAO 2005 MALI.

Gueye, M., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., Drobe, M., Nottle, N., 2007. New evidences for an Early Birimian evolution in the West African Craton: An example from the Kedougou Kenieba inlier, SE- Senegal. South African Journal of Geology 110, 179 – 190.

Gueye, M., Ngom P. M., Diene, M., Thiam, Y., Siegesmund, S., Wemmer, K., Pawlig, S., 2008. Intrusive rocks and tectono – metamorphic evolution of the Mako Paleoproterozoic belt (Eastern Senegal, West Africa). Journal of African Earth Sciences 50, 88 – 110.

Hart R. A., 1970. Chemical exchange between sea - water and deep ocean basalts. Earth Planet. Sci. Lett. 9, p. 269 – 279.

Hart, R.A., 1973. A model for chemical exchange in the basalt sea water system of oceanic layer II. Earth. Planet Sc. Lett. 10, 799 - 816 pp.

Hart, S.R., Erlack, A.J., Kable, E.J.D., 1974. Sea - floor basalt alteration: some chemical and Sr isotopic effects. Contrib. Mineral. Petrol., 44, 219 – 230.

Henderson, P., (Editeur)1984. Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry, Elsevier, Amsterdam, 510 p.

Hirdes, W., Davis, D. W., Eisenlohr, B.N., 1992. Reassessment of Proterozoic granitoids ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. Precambrian Research, 56, 89 – 96.

Hirdes, W., Davies, 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 Research, 80, 173 – 191.

Hirdes, W., Davis D. W., 2002. U-Pb geochronology of Paleoproterozoic rocks in the southern part of the Kedougou – Kenieba inlier, Senegal, West Africa: Evidence of diachronous accretionary development of the eburnean province. Precambrian Research 118, pp. 83 – 99.

- Hoffmann, A. W., 1988.** Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 90, 297 – 314.
- Humphris, S.E., Thompson, G., 1978.** Trace element mobility during alteration of oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 42, 127 – 136.
- Irvine, T.N., Baragar W. R. A. 1971.** A guide to the chemical classification of common volcanic rocks *Canadian J. Earth of Sc.* 8, 523 – 548.
- Jochum, K.P., Arndt, N.T., and Hofmann, A.W., 1991.** Nb-Th-La in komatiites and basalts: constraints on komatiite petrogenesis and mantle evolution. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 107: 272 – 289.
- Jones, J.G., 1968.** Pillow lavas and Pahoehoe. *J. of Geology*, 76, p. 485 – 488.
- Joron, J.L., Treuil, M., 1977.** Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de la composition chimique et de l'hétérogénéité du manteau. *Bull. Soc. Géol; France*, **XIX**, (6), p. 1197 – 1205.
- Junner N.R., 1940.** Geology of the Gold Coasts and Western Togoland. Gold coast Geol. Survey. Bull. N°11; 40p.
- Junner N.R., Hirst T., Service H. 1942.** The Tarkwa goldfield. Gold Coast Geol. Survey., Accra, Mem. N°6, 75p.
- Juteau, T., Noack, Y., Whitechurch, H., Courtois, C., 1979.** Mineralogy and geochemistry of alteration products in Holes 417A and 417D basement samples (Deep Sea Drilling Project Leg 51). In T. Donnelly et al., *Init; Repts. DSDP*, 51, 52, 53, Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1273 – 1279.
- Kagiamanidou, M., 1986.** Etude géochimique des éléments en trace dans les gabbros océaniques au cours de leurs transformations métamorphiques; *Mém. Sci. Terre Univ. P. et M. Curie, Paris*, 262 p. Thèse Sci. Paris, 1986.
- Karche, J.P., Lapierre, H., Rossy, M., Zonou, S., 1986.** Diversity of the Bouroum of the Bouroum Yalogo (NE Burkina Faso) Early Proterozoic (Birimian) volcanism: geotectonic implications. *J. Geol. Soc. London*.
- Kesse, G.O., 1986.** The Birimian system in Ghana. *Publ. Occas. CIFEG*, 10, 85 – 98 pp.

Kitson, A.E., 1928. Provisional geological map of the Gold Coast and western Togoland, with brief descriptive notes thereon. Gold Coast Geol. Surv., Bull., 2.

Kröner, A., 1984. Changes in plates tectonic styles and crustal growth during the Precambrian. Bull. Soc. Geol. Fr. (7), 26, 297 – 319 pp.

Kushiro, I., 1960. Si – Al relation in clinopyroxenes from igneous rocks. Am. J. Earth Sci., 258, p. 548 – 554.

Leake, B.E., 1965. The relationship between tetrahedral aluminium and maximum possible octahedral aluminium in the natural calciferous and subcalciferous amphiboles. Am. Mineral., 50, p. 843 – 851.

Lebas, M.J., 1962. The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation their parentage. Am. J. Sci., 260, p. 267 – 288.

Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Dommange, A., Johan, V., Diallo, M., Vinchon, C., 1989. Tectonique transcurrente et évolution polycyclique dans le Birimien, Protérozoïque inférieur du Sénégal - Mali (Afrique de l'Ouest).C.R. Acad. Sci. Paris, t. 308, Série II, p. 117–122.

Ledru, P., Pons, J., Milési, J.P., Feybesse, J.L., Johan, V., 1991. Transcurrent tectonics and polycyclic evolution in the lower Proterozoic of Senegal – Mali. Precambrian Research 50,337 – 354.

Lemarchand, F. Villemant, B., Calas, G., 1987. Trace element distribution coefficients in alkaline series. Geochim, Cosmochim. Acta, 51, p. 1071 – 1081.

Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen - Vachette MM., Vialette Y., Wenmenga U., Touré S. 1985. The Burkinian, an orogenic cycle, precursor of the Eburnean of West Africa. 13th Coll. Afric. Geol., St Andrews, Scotland, pp.27.

Lemoine, S., 1988. Evolution géologique de la région de Dabakala (NE Côte d'ivoire) au protérozoïque. Possibilités d'extension au reste de la Côte d'ivoire et du Burkina Fasso : similitudes et différences, les linéaments Greevilles - Frekessedougou et Grand Cess - Nakaramandougou. Th. D'Etat Clermont Ferrand, 388p.

Leube, A., Hirdes, W., Mauer, R., Kess, G.O., 1990. The early Proterozoic Birimian supergroupe of Ghana and some aspects of its associated gold mineralization. Precambrian Research 46, p 139 -165.

Liégeois, J.P., Claessens, W., Camara, D., Klerx, J., 1991. Short - lived Eburnean orogeny in southern Mali. *Geology, tectonics, U-Pb and Rb-Sr geochronology. Prec. Res.* 50, pp. 111 - 136.

Lofgren, G. E., Donaldson, C.H., 1975. Curved branching crystals and differentiation in comb-layered rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.*, vol. 48, p. 309 – 319.

Loh, G., Hirdes, W., 1996. Explanatory notes for the geological map of southwest Ghana 1:100 000 – Sheets Sekondi (0402A) and Axim (0403B). *Ghana Geol. Surv. Bull.*, 49, 63.

Lompo, M., 2001. Le Paléprotérozoïque Birimien du Burkina Faso (Afrique de l'Ouest). Evolution crustale et concentrations aurifères. Mémoire d'habilitation à diriger des recherches. Université Paul Sabatier, Toulouse III – Université de Ouagadougou, 135 p.

Ludden, J.N., Gelinas, L., Trudel, P., 1983. Archean metavolcanics from the Rouyn-Noranda district, Abitibi greenstone belt, Quebec: mobility of trace elements and petrogenetic constraints. *Can. J. Earth Sc.* 19, 2276 - 2287 pp.

Mapoka, H.F.A, 2001. Etude minéralogique, pétrographique et cristallographique des intrusions basiques post – birimiennes (exemples dans les secteurs de Mako et de Sabodala, Sénégal oriental). *Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar.* 48pp.

Martin, H., 1987. Petrogenesis of Archean trondhjemites, tonalites and granodiorites from eastern Finland: major and trace elements geochemistry. *J. Petrol.*, 28, p. 921 – 953.

Martin, H., 1994. The Archean grey gneisses and the genesis of continental crust. In: K. C. Condie, Ed., *Archean crustal evolution - Dev. Precamb. Geol.* 11. Elsevier, p. 205 – 259.

Mc Birney A. R., Noyes R.M., 1979. Crystallisation and layering of Skaergaard Intrusion. *J. Petrol.* 20, 487 – 554 pp.

Melson W.G., Bowen, V.T., Van Andel, T.H., Siever, R., 1966. Greenstone from the central valley of the mid – Atlantic ridge. *Nature*, 209, 604 – 605 pp.

Milési, J.P., 1978. Prospect Kanéméré. Sénégal Oriental. Campagne 1977 – 1978. *Rap. BRGM, Fr.*, numéro 78 Dak 06, 27 p.

Milési, J.P., Diallo, M., Feybesse, J.L., Keïta, F., Ledru, P., Vichon, C., Dommagnet, A., 1986. Caractérisation lithostructurale de deux ensembles successifs dans les séries birimiennes de la boutonnière de Kédougou (Mali-Sénégal) et du Niandan (Guinée): implications gîtologiques. CFIEG, Publ. Occas. N°10 pp.113 – 121.

Milési, J.P., Tegye, M., 1986. Permis or Kouroussa. Données lithostratigraphiques et gîtologiques (Guinée). Rap. BRGM., Fr., 86. GIN 029 GMX.

Milési, J.P., Ledru, P., Ankrah, P.T., Macoux, E., Vichon, C., Johan, V., 1988. Geological and structural setting of the Ghana gold deposit hosted of Birimian formations. In: abstracts. Int. Conf. And workshop of the geol. of Ghana with special emphasis on gold; Geology and significance in terms of crustal evolution. Abstracts, 28 th Int. Geol. Cong., Washington, USA JULY 9 – 19, 2 – 3, pp 433 – 434.

Milési, J.P., Dommagnet, A., Johan, V., Diallo, M., 1989. Lower Proterozoic succession in Senegal and Mali (West Africa): Position of sediment-hosted Au and Fe deposits of Loulo area and significance in terms of crustal evolution. Abstracts, 28th Int. Geol. Cong. Washington USA July 9-19, 2-3, pp.433- 434.

Mission Sénégal – Soviétique de recherches minières, 1972 - 1973. Rapports inédits. Direction des Mines et de Géologie. Dakar – Sénégal.

Miyashiro, A., Shido, F., Ewing, M., 1969. Petrology of a mid-Atlantic ridge near 24°North latitude. Trans. Am. Geophys.Union, 50, 353p.

Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arc and active continental marginal. Am. J. Sc. 274, 321- 355 pp.

Moussolo, J. B., 2000. Etude du volcanisme de Bagnomba dans la partie méridionale du supergroupe de Mako : boutonnière de Kédougou – Kéniéba (Sénégal oriental). Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. P. 74.

Ndiaye, P.M., 1986. Etude géologique et métallogénique de la partie septentrionale du granite de Saraya : Secteurs de Missi ra, Wassangara, Frandi. Sénégal Oriental. Thèse Doct, 3^{ème} cycle Univ. Ch. A. Diop Dakar. 109 p.

Ndiaye, P.M., Robineau, B., Moreau, C., 1989. Déformation et métamorphisme des formations Birimiennes en relation avec la mise en place du granite éburnéen de Saraya (Sénégal oriental).Bull. Soc. Géol. Fr. n°3 pp. 619 – 625.

Ndiaye, P. M., 1994. Evolution au protérozoïque inférieur de la région Est Saraya, Supergroupe de Dialé – Daléma Sénégal oriental : tourmalinisation, altérations hydrothermales et minéralisations associées. Thèse d'Etat Univ. Ch. A. Diop Sénégal. 372 p.

Ndiaye P.M., Dia A., Vialette Y., Diallo D.P., Ngom P.M., Sylla M., Wade S., et Dioh, E. 1997. Données pétrographiques, géochimiques et géochronologiques nouvelles sur les granitoïdes du paléoprotérozoïque du supergroupe de Dialé - Daléma (Sénégal oriental) : implications pétrogénétiques et géodynamiques. Journal of Africa Earth Sciences Vol. 25, N°2, pp. 193- 208.

Ngom, P. M., 1985. Contribution à l'étude de la série Birimienne de Mako dans le secteur de Sabodala (Sénégal oriental). Thèse de 3ème cycle, 134 pp. Univ. Nancy I.

Ngom, P.M., 1989. Caractères géochimiques des formations Birimiennes du supergroupe de Mako (Sabodala et ses environs). Journal African Earth Sciences 8 (1), 91 – 97.

Ngom, P. M., 1995. Caractérisation de la croûte Birimienne dans les parties centrale et méridionale du supergroupe de Mako. Implications géochimiques et pétrogénétiques. Thèse d'Etat Univ. Ch. A. Diop. Sénégal. 240 p.

Ngom, P.M., Rocci, G., Debat, P., Dia, A., Diallo, D.P., Dioh, E., Sylla, M., 1997 – 1998. Les massifs basiques et ultrabasiques Birimiens du supergroupe de Mako (Sénégal oriental): Pétrographie, géochimie et signification pétrogénétique. Bulletin de l'IFAN Ch.A. Diop, Dakar. T.49, sér. A, n°2, pp. 33 – 54.

Ngom, P.M., Gueye, M., Cissokho, S., Joron, J.L., Treuil, M., Dabo, M., 2007. Signification géodynamique des roches volcaniques dans les ceintures de roches vertes d'âge paléoprotérozoïque; Exemple de la partie méridionale du supergroupe de Mako, boutonnière de Kédougou (Sénégal). Approche des éléments en traces. Journal des Sciences et Technologies. Vol. 5 n°1, pp. 52 - 71.

Ngom, P.M., Teixeira, W., Cordani, U.G. et Janasi, V.A., 2009. Sr and Nd isotopic geochemistry of the early ultramafic-mafic rocks of the Mako bimodal volcanic belt of the Kedougou – Kenieba inlier (Senegal). Arab. J. Geosci.

Ouédraogo, A., 1985. Etude de quelques unités plutoniques basiques éburnéennes dans le sillon de Bouroum Yalogo au NE du Burkina Faso. Thèse de doctorat 3^{ème} cycle, Nancy I. 64 p.

Pawlig, S., Gueye, M., Klischies, R., Schwarz, S., Wemmer, K., Segesmund, S., 2006. Geochemical and Sr – Nd isotopic data on Birimian formations of the Kedougou – Keneieba Inlier (Eastern Senegal): Implications of the Paleoproterozoic evolution of the West African Craton. *South African Journal of Geology* 109, 407 – 423.

Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries, p. 525 – 548, in: *Andesites*, Ed. R.S., Thorpe, John Willey – Son.

Poldervaart, A., Hess, H.H., 1951. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma, *J. Geol.*, 19: 472 – 489.

Peucat, J.J., Capdevilla, R., Drareni, A., Mahdjoub, Y., Kahoui, M., 2005. The Eglab massif in the West African Craton (Algeria), an original segment of the Eburnean orogenic belt : petrology, geochemistry and geochronology. *Precambrian Research* 136, 309 – 352.

Polat et Kerrich, 2004. Precambrian arc association : Boninites, Adakites, Magnesian andesites and Nb-enriched basalts. *Precambrian ophiolites and related rocks* edited by Timothy M. Kusky developments in Precambrian geology. Vol.13 (K.C. Condie, Series editors), Elsevier. Chap. 17 567-597.

Poldervaart, A., Hess, H.H., 1951. Pyroxenes in the crystallisation of basaltic magma. *J. Geol.*, 19, pp. 472 – 489.

Poucllet, A., Vidal, M., Delor, C., Siméon, Y., Alric, G., 1996. Le volcanisme Birimien au 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. t, 1467 ; n° 4*, pp. 529 – 541.

Poucllet, A., Dombia, S., Vidal, M., 2006. Geodynamic setting of Birimian volcanism in central Ivory Coast (western Africa) and its place in the Paleoproterozoic evolution of the man Shield. *Bull. Soc. géol. Fr., t. 177, n° 2*, pp. 105 – 121.

Projet de coopération géologique ivoiro – allemande, 1995 – 1996. Géologie de la région Haute Comoé Sud. *Bull. n° 2*.

Projet SYSMIN, 2003. Cartographie géologique au Burkina Faso, n° 7. ACP. BK. 074. Notice explicative de la carte géologique et minière à 1/1000000 du Burkina Faso.

Rocci G., 1965. Essai d'interprétation des mesures géochronologiques. La structure de l'Ouest africain. Sc. de la Terre, 10 ; 3-4, 461pp.

Sagna, R., 2002. Géologie du granitoïde de Soukouta et de son encaissant : implications géodynamiques. Mém. DEA Univ. Ch A Diop. Dakar. P. 82.

Sangaré, A., 2008. Les roches ultramafiques et mafiques Paléoproterozoïques de la ceinture de roches vertes de Kadiolo (Mali). Pétrologie, évolution et ressources minérales associées. Mémoire de fin d'études. Master géosciences et ressources minérales, département des Sciences de la Terre, Université Sidi Mohamed Ben Abdellah (Maroc), 67 p.

Sawadogo, J., 1983. Etude géologique du sillon birimien de Yalogo dans la région de Gangaol (Nord de la Haute Volta). Thèse de 3^{ème} cycle, Besançon, 165 p.

Seward, T.M., 1971. The distribution of transition elements in the system CaMgSi₂O₆ – Na₂SiO₅ – H₂O at 1000 bars pressures. Chem. Geol., vol. 7, pp. 73 – 95.

Seyfried, W.E.Jr, 1987. Experimental and theoretical constraints on hydrothermal alteration processes at mid – ocean ridges. – Annu. Rev. Earth Planet. Sci., 15, 317 – 335.

Shaw, D.M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. – Geochim. Cosmochim. Acta, 34, 237 – 243.

Stillman, C.J., Williams, C.T., 1978. Geochemistry and tectonic setting of some Upper Ordovician volcanic rocks in East and Southeast Ireland. Earth Planet. Sci. Lett., 41, 288 – 310.

Sun, S. S., McDonough, W. F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle compositions and processes. In: A. D. Saunders & M. J. Norry, Eds, Magmatism in the oceanic basins. Geol. Soc, Sp. Pub., London, 42, 313 - 345.

Sun, S.S., Nesbitt, R.W., 1978. Petrogenesis of Archean ultrabasic and basic volcanics: evidence from rare earth elements. Contr. Miner. Petrol., 65, p. 301 – 325.

Tagini, B., 1960. Hypothèses nouvelles pour une esquisse structurale du SE de la Côte d'Ivoire. Rapport DGPM Abidjan.

Tagini B., 1971. Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse Univ. Lausanne. Soc. Dev. Min. Côte d'Ivoire (SOMEMI) Bull. n°5, 302p. Abidjan.

Taubeneck, W.H., Poldervaart, A., 1960. Geology of the Elkhorn Mountains, Northeastern Oregon: Part2. Willow lake intrusion. Bull. Geo. Soc. Am. 71 1295 – 1322 pp.

Tegyey, M., Johan, V., 1989. Une séquence komatiitique dans le Protérozoïque inférieur de la Guinée (Afrique de l'Ouest) : caractères pétrographiques, minéralogiques et géochimiques. Cr. Acad., Sci., Fr., 308, n°2, pp 193 – 200.

Tempier P., 1986. Le Burkinien, cycle orogénique majeur du cycle Protérozoïque inférieur en Afrique de l'Ouest. Pub. Occas. CFEG, 10, 17 - 32 pp.

Thiéblemont, D., 1989. Géochimie des chaînes volcaniques de Niandian et de Kéniero (Birimien de Guinée). Comparaison avec le magmatisme Birimien de la Côte d'Ivoire et du Sénégal. Implications Géodynamiques. Mém. BRGM, Orléans, 1717, 46 p.

Thiéblemont, D., Chèvremont, P., Castaing, C., Triboulet, C., Feybesse, J.L., 1994. La discrimination géotectonique des roches magmatiques basiques par les éléments en traces. Réévaluation d'après une base de données et application à la chaîne panafricaine du Togo. Geodynamica Acta (Paris), 7, (3), 139 – 157.

Thompson, R.N., Morisson, M.A, Dickin, A.P., Gibson, I.L., Harmon, R.S., 1986. Two contrasting styles of interaction between basic magmas and continental crust in the British Tertiary Volcanic Province. J. Géophys. Res., 91, B6, 5985 – 5997.

Tourpin, S., Gruau, G., Fourcade, S., Blais, S., 1992. Loss of isotopic (Nd, O) and chemical (REE) memory during metamorphism : New limitation on the reliability of komatiites to probe Archean mantle composition (à paraître dans Contrib. Mineral. Petrol.

Treuil, M., Varet, J., 1973. Critères volcanologiques, pétrologiques et géochimiques de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques : exemple de l'Afar. Bull. Soc. géol. France, (7), XV, 56, p. 506 – 540.

Vachette, M., Rocci, G., Souguy, J., Caron, J.P., Marchand, J., Tempier, C., 1973. Ages radiométriques Rb/Sr, de 2000 à 1700 Ma, des séries métamorphiques et granites intrusifs Précambriens de la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie). 7^{ème} Coll. Géol. Afr., Florence. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, 11, 142 – 143.

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. France, t. 167, n° 3, pp. 307 – 319.

Wager, L.R., Brown, G.M., Wadsworth, W.J., 1960. Types of igneous cumulates. J. Petro., 1, p. 73 – 85.

Wager, L.R., Brown, G.M., 1968. Layered igneous rocks. Oliver & Boyd, Edinburgh.

Wager L. R., 1968. Rhythmic and cryptic layering in mafic and ultramafic plutons. Dept. of Geol. and Mineral., Oxford. Univ. Oxf. London.

Wells, G., Bryan, W.B., Pearce, T.H., 1979. Comparative morphology of ancient and modern pillow lavas. Journal of Geol. 87, pp. 427 – 440.

Wilkinson, J.F.G., 1982. The genesis of mid – ocean ridge basalt. Earth Sci. Rev. 18, 1 – 57.

Wood, D.A., 1980. The application of the Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth Planet. Sci. Letters., 50, p. 11 – 30.

Wood, D.A., Marsh, N.G., Tarney, J., Joron, J.L., Fryer, P., Treuil M., 1981. – 33. Geochemistry of igneous rocks recovered from a transect across the Mariana Trough, Arc, Fore – arc, and Trench, sites 453, 461, Deep Sea Drilling Project. Leg 60. In: HUSSONG D.M., UYEDA S. et al. Eds., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, 60, p. 611 – 642. U.S. Gov. Print. Off. Washington.

Zonou, S. 1983. Etude géologique des formations précambriennes du Bouroum – Nord (Haute Volta). Rapport préliminaire, Buvogni inédit, 32 p.

Zonou, S., Karche, J. P., Lapierre, H., Lemoine, S., Rossy, M., 1985.

Volcanisme tholéiitique et calco alcalin dans les formations du Birimien supérieur de Bouroum (NE du Burkina-Faso). C. R. Acad. Sci. Paris, 301, II, p. 309 – 314.

Zonou, S., 1987. Les formations leptino – amphibolitiques et le complexe volcanique et volcanosédimentaire du Protérozoïque inférieur de Bouroum Nord (Burkina Faso ; Afrique de l'Ouest). Etude pétrographique, géochimique, approche pétrogénétique et évolution géodynamique. Thèse d'Univ. Nancy I, Fr. 299 p.

TABLEAUX ANNEXES

- Tableau n° 1 Analyses chimiques des olivines des ultrabasites différenciées de Bouroum Yalogo (Ouédraogo, 1985)
- Tableau n° 2 Analyses chimiques des olivines des ultrabasiques différenciées de Loraboué (Béziat et al., 2000)

	Lherzolite				Gabbros. à olivine		
N° Ech.	157A	157A	157A	RB3	G.28A	G.30B	G.30B
Points	3	8	9	59	78	2	8
SiO2	38,67	39,04	39,37	39,19	39,22	38,44	38,6
TiO2	0	0,05	0	0	0	0	0
Al2O3	0,04	0	0	0	0	0	0
Cr2O3	0	0,03	0	0,01	0	0	0
FeO	18,7	18,51	18,18	17,68	19,96	21,93	21,96
MnO	0,32	0,25	0,27	0,31	0,29	0,23	0,3
MgO	41,05	40,45	41,48	43,36	40,85	39,55	39,31
CaO	0,04	0,02	0,07	0,04	0	0	0,04
NiO	0	0,13	0	0,15	0,51	0,18	0,09
Total	98,82	98,48	99,37	100,7	100,8	100,3	100,3
	sur la base de 4 atomes d'oxygène						
Si	1,001	1,012	1,009	0,991	1,001	0,995	0,999
Ti	0	0,001	0	0	0	0	0
Al	0,001	0	0	0	0	0	0
Cr	0	0,001	0	0	0	0	0
Fe2+	0,405	0,401	0,39	0,374	0,426	0,475	0,475
Mn	0,007	0,005	0,006	0,007	0,006	0,005	0,007
Mg	1,583	1,563	1,584	1,634	1,554	1,526	1,517
Ca	0,001	0,001	0,002	0,001	0	0	0,001
Ni	0	0,003	0	0,003	0,01	0,004	0,002
Total	2,998	2,986	2,991	3,01	2,997	3,005	3,001
Fa	20	20	20	19	22	24	24
Fo	80	80	80	81	78	76	76
somme	100	100	100	100	100	100	100
XMg	0,80	0,80	0,80	0,81	0,78	0,76	0,76

	Wehrlite	
N° Ech.	W	W
Points	8	9
SiO2	39,96	39,69
TiO2	0	0
Al2O3	0	0
Cr2O3	0,05	0,05
FeO	14,7	14,62
MnO	0,23	0,16
MgO	44,66	45,28
CaO	0,06	0,02
NiO	0	0
Total	99,66	99,82
	sur la base de 4 atomes d'oxygène	
Si	1,00	0,99
Ti	0,00	0,00
Al	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00
Fe2+	0,31	0,31
Mn	0,00	0,00
Mg	1,68	1,70
Ca	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00
Total	3,00	3,01
Fa	16	15
Fo	84	85
somme	100	100
XMg	0,85	0,85

ANALYSES CHIMIQUES DES PYROXENES DES ULTRABASITES DIFFERENCIEES
DE BOUROM YALOGO (Ouédraogo, 1985).

	Yalogo										
	Lherzolite		Gabbros à Ol.		Gabbros						
N° Ech.	RB3	RB3	G.28A	G.30B	G.28C	G.31	G.28C	G.28C	G.31	G.31	
Points	63	65	75	39	74	56	69	70	48	51	
SiO ₂	56,24	55,82	53,32	52,69	53,11	52,97	52,61	53,59	54,46	54,14	
TiO ₂	0,12	0,12	0,2	0,17	0,26	0,16	0,17	0	0,17	0,13	
Al ₂ O ₃	1,5	1,4	1,35	1,8	1,47	1,19	0,84	0,74	0,84	0,71	
Cr ₂ O ₃	0,12	0,08	0,56	0	0,01	0,38	0	0,04	0	0,03	
Fe ₂ O ₃ c	0	0	0,35	0,64	0	0	0,24	0	0	0	
FeO _c	11	11,03	5,03	4,54	7,92	6,03	21,6	21,45	18,82	17,37	
MnO	0,18	0,26	0,1	0,17	0,13	0,06	0,22	0,5	0,37	0,3	
MgO	30,19	30,22	15,53	15,56	14,03	15,16	22,55	22,44	24,99	24,17	
CaO	1,21	1,17	22,88	22,96	22,27	22,65	0,81	0,81	0,53	2,02	
Na ₂ O	0	0,01	0,38	0,25	0,31	0,27	0	0	0	0	
K ₂ O	0	0	0	0,01	0	0	0	0,01	0	0,02	
NiO	0	0	0,05	0,11	0,01	0	0	0,01	0,02	0	
Total	100,6	100,1	99,75	98,9	99,52	98,87	99,04	99,59	100,2	98,89	
			sur la base de 6 atomes d'oxygène et de 4 cations								
Si	1,972	1,969	1,966	1,956	1,979	1,975	1,973	1,993	1,986	1,996	
Ti	0,003	0,003	0,006	0,005	0,007	0,004	0,005	0,002	0,005	0,004	
Al ^{IV}	0,028	0,031	0,034	0,044	0,021	0,025	0,027	0,007	0,014	0,004	
Al ^{VI}	0,034	0,027	0,024	0,035	0,043	0,027	0,011	0,025	0,022	0,027	
Cr	0,003	0,002	0,016	0	0	0,011	0	0,001	0	0,001	
Fe ³⁺	0	0	0,01	0,018	0	0	0,006	0	0	0	
Fe ²⁺	0,323	0,325	0,155	0,141	247	0,188	0,678	0,667	0,574	0,536	
Mn	0,005	0,008	0,003	0,005	0,004	0,002	0,007	0,016	0,011	0,009	
Mg ²⁺	1,578	1,588	0,853	0,861	0,779	0,842	1,261	1,244	1,358	1,328	
Ca ²⁺	0,045	0,044	0,904	0,913	0,889	0,905	0,033	0,032	0,021	0,08	
Na	0	0,001	0,27	0,018	0,022	0,02	0	0	0	0	
K	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,001	
Ni	0	0	0,001	0,003	0	0	0	0	0,001	0	
Somme	3,991	3,998	4,242	3,999	3,991	3,999	4,001	3,987	3,992	3,986	
XMg	0,83	0,83	0,85	0,86	0,76	0,82	0,65	0,65	0,7	0,71	
Wo	2,33	2,25	46,95	47,12	46,33	46,71	1,64	1,65	1,05	4,09	
En	80,86	80,81	44,32	44,42	40,6	43,43	63,52	63,49	69,14	68,01	
Fs	16,81	16,95	8,73	8,46	13,07	9,8	34,84	34,86	29,8	27,91	
Sompol	100	100	100	100	100	99,94	100	100	99,99	100,01	

Tableau n° 5 ANALYSES CHIMIQUES DES
SPINELLES DES ULTRABASITES
DIFFERENCIEES DE BOUROUM
YALOGO (Ouédraogo, 1985).

	Gabbros à OI			Lherzolite
N° Ech.	G.30B	G.30B couron.	G.30B couron.	RB3
Points	5	6	35	68
SiO ₂	0,04	0	0,05	0
TiO ₂	0	0	0,03	0
Al ₂ O ₃	61,4	61,81	63,13	64,16
Cr ₂ O ₃	0	0,02	0	0,01
FeO	24,25	25,04	21,12	18,84
MnO	0,08	0,13	0,16	0,08
MgO	13,71	13,06	14,37	15,78
ZnO	0	0	0	0
NiO	0,28	0,17	0,17	0,31
CaO	0	0	0	0
Total	99,76	100,2	99,03	99,18
formule structurale sur la base de 4 atomes d'oxygène et 3 cations				
Si	0,001	0	0,001	0
Ti	0	0	0,001	0
Al	1,914	1,925	1,961	1,969
Cr	0	0	0	0
Fe ³⁺	0,083	0,076	0,034	0,031
Fe ²⁺	0,453	0,477	0,431	0,38
Mn	0,002	0,003	0,004	0,002
Mg	0,54	0,514	0,564	0,612
Zn	0	0	0	0
Ni	0,006	0,004	0,004	0,006
Ca	0	0	0	0
Total	2,999	2,999	3	3

Tableau n° 6 ANALYSES CHIMIQUES DES SPINELLES DES ULTRABASITES DIFFERENCIÉES DE LORABOUE (Béziat et al., 2000).

	Dunite				Wehrlite			Gabbro lité	
N° Ech.	D	D	D	D	W	W	W	LG	LG
Points	3	2	1c	1r	7	4	5	12	11
SiO ₂	0,09	0,09	0,02	0,08	0,12	0	0,05	0,45	0
TiO ₂	1,64	1,74	0,72	0,64	0,39	0,43	0,66	0,35	0,5
Al ₂ O ₃	17,32	16,04	16,68	17,03	20,23	18,9	16,24	16,87	19,21
Cr ₂ O ₃	38,8	39,62	39,9	38,75	42,93	37,66	40,15	37,75	39,11
FeO*	29,91	31,97	31,48	33,35	24,75	34,12	34,47	38,36	30,16
MnO	0,34	0,28	0,41	0,46	0,24	0,29	0,36	1,33	0,18
MgO	9,78	8,75	8,49	7,3	11,84	7,16	6,33	1,44	8,93
ZnO	0	0	0	0	0,08	0	0	0	0
NiO	0,18	0,17	0,15	0,04	0,09	0,43	0,66	0,16	0,17
Total	98,06	98,66	97,85	97,65	100,7	98,99	98,92	96,71	98,26
Si	0,003	0,003	0,001	0,003	0,004	0	0,002	0,016	0
Ti	0,04	0,043	0,018	0,016	0,009	0,011	0,016	0,009	0,012
Al	0,659	0,614	0,645	0,664	0,738	0,724	0,633	0,697	0,731
Cr	0,99	1,018	1,035	1,014	1,051	0,968	1,05	1,046	0,998
Fe ³⁺	0,311	0,325	0,303	0,305	0,202	0,298	0,3	0,248	0,259
Fe ²⁺	0,496	0,543	0,561	0,618	0,439	0,63	0,654	0,877	0,555
Mn	0,009	0,008	0,011	0,013	0,006	0,008	0,01	0,039	0,005
Mg	0,471	0,424	0,415	0,36	0,547	0,347	0,312	0,075	0,43
Zn	0	0	0	0	0,002	0	0	0	0
Ni	0,004	0,004	0,003	0,001	0,002	0,01	0,015	0,004	0,004
Total	2,983	2,982	2,992	2,994	3	2,996	2,992	3,011	2,994

Tableau n°7 ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLES DES ULTRABASITES
DIFFERENCIEES DE BOUROUM YALOGO (Ouédraogo, 1985).

	Gabbros à olivine		Gab à Amp et à Qz			Monzonites		Monzodiorites	
N° Ech.	G.28A	G.30B	32C	29	29	304B2	304B2	206A	206A
Points	76	7	37	13	19	47	40	52	53
SiO₂	52,8	43,69	46,72	44,85	45,04	48,03	48,29	48,65	49,91
TiO₂	0,21	0	1,1	1,62	1,63	0,81	0,56	1,04	0,53
Al₂O₃	4,33	14,97	9,04	9,8	9,83	7,43	7,2	7,38	5,49
Cr₂O₃	0,22	0	0	0,07	0,02	0	0	0,11	0,04
FeO	8,25	8,41	11,87	15,29	15,54	11,9	12,43	13,02	11,25
MnO	0,12	0,09	0,12	0,25	0,26	0,35	0,21	0,41	0,3
MgO	18,89	16	14,88	11,99	11,88	14,02	13,99	13,72	15,07
CaO	11,67	11,42	11,4	11,41	11,08	12,29	12,47	12,49	12,21
Na₂O	0,5	2,45	1,06	1,63	1,77	1,03	1,19	0,74	0,77
K₂O	0,26	0,17	0,41	0,42	0,43	0,65	0,73	0,62	0,49
Total	97,25	97,2	96,6	97,33	97,48	96,51	97,07	98,18	96,06
	formule structurale sur la base de 23 oxygènes								
Fe₂O_{3c}	8,28	0	8,1	5,75	6,3	1,37	0,62	2,22	1,9
FeO_c	0,8	8,41	4,38	10,11	9,87	10,67	11,87	11,02	9,54
H₂O_c	2,15	2,08	2,08	2,04	2,05	2,04	2,04	2,07	2,05
Si	7,347	6,299	6,729	6,585	6,594	7,051	7,084	7,035	7,292
Ti	0,022	0	0,119	0,179	0,179	0,089	0,062	0,113	0,058
Al^{IV}	0,653	1,701	1,271	1,415	1,406	0,949	0,916	0,965	0,708
Al^{VI}	0,057	0,844	0,264	0,281	0,291	0,337	0,329	0,293	0,237
Cr	0,024	0	0	0,008	0,002	0	0	0,013	0,005
Fe³	0,867	0	0,878	0,636	0,694	0,151	0,069	0,241	0,208
Fe²	0,093	1,014	0,527	1,242	1,209	1,31	1,456	1,333	1,166
Mn	0,014	0,011	0,07	0,29	0,273	0,044	0,026	0,05	0,037
Mg	3,917	3,438	3,194	2,623	2,592	3,068	3,058	2,957	3,281
Ca	1,74	1,764	1,759	1,795	1,738	1,933	1,98	1,935	1,916
Na (M₄)	0,135	0,685	0,241	0,205	0,262	0,294	0,398	0,208	0,218
Na (A)	0	0,685	0,055	0,259	0,241	0,227	0,298	0,143	0,134
Na	0,135	0,685	0,241	0,205	0,262	0,294	0,398	0,208	0,218
K	0,046	0,031	0,075	0,079	0,08	0,122	0,137	0,114	0,091
XMg	0,977	0,772	0,858	0,679	0,682	0,701	0,677	0,889	0,738

Tableau n°8 ANALYSES CHIMIQUES DES AMPHIBOLES DES ULTRABASITES DIFFERENCIEES DE LORABOUE (Béziat et al., 2000).

	Wehrlite			Gabbro	Dolérite	Basalte
N° Ech.	W	W	W	G	Do	B
Points	1	2	3	4	6	7
SiO ₂	44,18	43,59	43,75	43,04	50,73	41,84
TiO ₂	4,06	3,77	3,51	3,37	0,16	0,48
Al ₂ O ₃	10,79	10,65	10,3	10,32	4,65	13,01
Cr ₂ O ₃	0,25	0,72	1,02	0,15	0,01	0,08
FeO	7,72	7,56	6,57	12,05	15,55	22,18
MnO	0,01	0,1	0,04	0,16	0,28	0,42
MgO	16,37	16,23	16,41	13,66	12,94	6,33
CaO	11,55	11,54	11,5	11,05	11,91	11,08
Na ₂ O	2,47	2,6	3,02	2,45	0,74	1,91
K ₂ O	0,59	0,63	0,48	0,67	0,23	0,35
F	0	0	0	0,19	0	0
Cl	0	0	0,02	0,05	0	0
Total	97,99	97,39	96,62	97,16	97,2	97,68
Si	6,409	6,378	6,456	6,438	7,487	6,416
Ti	0,443	0,415	0,39	0,379	0,018	0,055
Al ^{IV}	1,591	1,622	1,544	1,562	0,513	1,584
Al ^{VI}	0,256	0,216	0,249	0,259	0,297	0,769
Cr	0,029	0,083	0,119	0,018	0,001	0,01
Fe ³⁺	0	0	0	0	0	0,059
Fe ²⁺	0,936	0,925	0,811	1,508	1,919	2,786
Mn	0,001	0,012	0,005	0,02	0,035	0,055
Mg	3,539	3,539	3,609	3,045	2,846	1,447
Ca	1,795	1,809	1,818	1,771	1,884	1,821
Na	0,695	0,738	0,864	0,711	0,212	0,568
K	0,109	0,118	0,09	0,128	0,043	0,068
XMg	0,79	0,79	0,82	0,67	0,59	0,34

Tableau n°9 : composition et évolution minéralogiques des roches ultrabasiques différenciées de Bouroum (Ouédraogo, 1985).

BOUROUM

Minéraux magmatiques	Lherzolites	Webstérites	Ferrogabbros	Monzonites	Monzodiorites	Diorites
Olivine	Fo, 79.26 – 79.85%					
Orthopyroxène		En 73.62 – 78.13%, Wo 1.15 – 5.72%, Fs 20%	En 48– 53%, Wo 1-5%, Fs 43-49%			
Clinopyroxène	En 46– 49%, Wo 39–45%, Fs 8-10%	En 44%, Wo 47%, Fs 7.6 – 8.53%	En 34–36%, Wo 43–45%, Fs 19-20%		En 39.37 – 40.49%, Wo 40.14 – 48.43%, Fs 11.37 – 12.24%	
Amphibole						
Plagioclase			Ab 45.35 – 47.10% An 52.66 – 53.79%	Ab 2.58 – 5.71%, An 0%	Ab 66.26 – 98.33%, An 1.67 – 32.83%	
Feldspath alcalin			Or 0.24 – 0.86%	Or 94.29 – 97.42%	Or 0 – 0.91%	
Oxydes						
Quartz						

Tableau n°10 : composition et évolution minéralogiques des roches ultrabasiques différenciées de Yalogo (Ouédraogo, 1985).

YALOGO

Minéraux magmatiques	Lherzolites	Troctolites	Gabbros à olivine	gabbros	Diorites
Olivine	Fo 81 %		Fo 76 – 78%		
Orthopyroxène	En 80%, Wo 2%, Fs 16%			En 63–69%, Wo 1-4%, Fs 27-34%	
Clinopyroxène			En 44%, Wo 46–47%, Fs 8%	En 40–43%, Wo 46%, Fs 9-13%	
Amphibole					
Plagioclase	Ab 16.25 – 23.07% An 76.46 – 83.75%		Ab 7.35 – 14.60% An 85.33 – 92.65%	Ab 20.52 – 21.95% An 77.53 – 79.07%	
spinelles	Mgn 99.9% Usp 0.015%		Mgn 99.6 – 99.9% Usp 0.017-0.38%		
Quartz					
Apatite					
Zircon					

Tableau n°11 : Composition et évolution minéralogiques des roches ultrabasiques différenciées de Loraboué (Béziat et al., 2000).

LORABOUE

Minéraux magmatiques	Dunites	Wehrlites	Gabbros lités	Gabbros évolués
Olivine		Fo 84 – 85%		
Orthopyroxène		En 81,36%, Wo 4,12%, Fs 14,53%		
Clinopyroxène		En 46.49 – 53.78%, Wo 36.84 – 47.12%, Fs 6.36 – 9.56%	En 46.36%, Wo 44.24%, Fs 9.41%	En 35.81%, Wo 50.12%, Fs 14.02%
Amphibole				
Biotite				
Plagioclase			albitisé	albitisé
Spinelles (chromites)	Mgn 99.84% Usp 0.15%	Mgn 99.85% Usp 0.12%	Mgn 99.87% Usp 0.12%	

Tableau n°12: composition et évolution minéralogiques des roches ultrabasiques différenciées du secteur de Katiola – Marabadiassa (Pouclet et al., 2006).

KATIOLA – MARABADIASSA (Côte d’Ivoire centrale)

Minéraux magmatiques	Péridotites (dunites et wehrlites)	Clinopyroxénites	Chromitites
Olivine serpentinisée	Fo 89.6 – 90.6%	non analysée	10%
Clinopyroxène (diopside)	En 45.2 – 54.9%, Wo 40.8 – 43.8%, Fs 3.2 – 5.5%.	En 41.5 – 49.5%, Wo 38.7 – 47.5%, Fs 5.4 – 8.6%.	
Spinelle chromifère zoné	Cr ₂ O ₃ :44 – 26%		
chromite			Cr ₂ O ₃ :53 – 48%