UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES

DEPARTEMENT DE GEOLOGIE

Mémoire de Master de Géosciences

Option : Zones profondes

Spécialité : Pétrologie-Métallogénie-Tectonique

N° d'ordre : **200**

CONTRIBUTION A LA CARTOGRAPHIE ET A LA CARACTERISATION PETROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES DU SECTEUR DE MAKO.

Présenté par **: Monsieur Ibrahima CAMARA**

Sous la direction de : **Monsieur Moussa DABO**

Soutenu le 30 Janvier 2016

Devant la commission d'examen composée de :

NGOM	Papa Malick	Président	UCAD
NDIAYE	Papa Moussa	Membre	UCAD
DABO	Moussa	Membre	UCAD
DIALLO	Dinna Pathé	Membre	UCAD

Toujours le même message,

Un message de force et de profondeur,

Sans tricher, sans voler, sans mentir,

Sans compromis et sans état d'âme.

Pour devenir grand, pour devenir fort.

Et si Dieu est avec nous, qui pourra nous arrêter ?

Pour ne pas oublier qu'aucun prophète n'a jamais été fils de roi.

Ce sont même des hommes qui se sont cherchés avant d'être des modèles préétablis.

Demeurons affamés !

Demeurons insatiables !

Pensons différemment !

Et toujours des choses simples.

A ma mère ***SOKHNA SANGARE,*** repose en paix***.***

REMERCIEMENTS

Tout d'abord je remercie **Mr Papa Malick NGOM,** Professeur au département de géologie de l'UCAD, pour avoir accepté de présider ce jury et à travers lui **Mr Papa Moussa NDIAYE,** Professeur au département de géologie de l'UCAD qui a accepté d'être membre du jury. Je tiens à remercier également **Mr Dinna Pathé DIALLO**, Maitres de Conférences au département de géologie de l'UCAD, pour qui la pédagogie m'a amené à m'intéresser aux zones profondes.

Je tiens à remercier **Mr Moussa DABO,** Maitres de Conférences au département de géologie de l'UCAD, qui a pris l'engagement de m'encadrer. Il n'a ménagé aucun effort pour la réussite de ce travail. Tout en nous forgeant en de véritables chercheurs, il nous a chaque fois donné une leçon de hors norme. Sans oublier véritablement sont énorme respect envers son prochain.

Mes pensées vont aussi à tous les étudiants de la cinquième promotion des zones profondes et particulièrement à ceux avec qui j'ai découvert le travail de terrain : **Diéry Abdoul DIALLO, Baye Omar DIOP, Philomène SENE, Alouise Daly NDIAYE, Mamadou DIOP, mais aussi Ibrahima SABALY, Bintou TAMBOURA.**

Je remercie également tous mes frères et sœurs qui m'ont toujours encouragé : **Cheikh Sadibou CAMARA, Albinou GNAGA, Yaya DIALLO, Mame Ngoné DIENG, Mamadou Lamine CAMARA, Tombonding CAMARA, Mouhamadou Fallilou CAMARA, Yankhoba CAMARA, Mame Diarra CAMARA, Abibatou SECK.**

LISTE DES FIGURES

Figure 1: Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest……...……...……..... **11**

Figure 2 : Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Bassot (1966), modifiée)……...……**14**

Figure 3: Modèle lithologique du supergroupe de Mako……...…..**16**

Figure 4: Carte géologique du secteur de Mako (Dabo et al., 2016)**..……...……..……18**

Figure 5. Les collines Badian- Bafoundou vues depuis le camp de Mako (a), vue d'ensemble d'une portion des métabasaltes en pillow de Badian (b**)……..……..19**

Figure 6: Coulées de métabasaltes massifs d'aspect non amygdalaire (a) et amygdalaire avec des vésicules arrondies, elliptiques, ou quelconques remplies de quartz (b)**……..…..20**

Figure 7: Les métagabbros associés aux ultrabasites à Mako Ouest (a), métagabbros spinifex (c)**……..……..……...21**

Figure 8 : Les quartzites rubanés du fleuve Gambie (a) et du quartz en filon à Mako Ouest (b)**……..21**

Figure 9 : (a) Une colline : le Mansaring-Tana. (1)= tiers inférieur ; (2)= tiers moyen ; (3)= tiers supérieur. (b) bloc de roche montrant la partie saine holomélanocrate**…….....22**

Figure 10 : Les méta-andésites (a), les tufs andésitiques de Mako Ouest (b) brèches andésitiques de Mako Ouest (c), et tufs andésitiques de Bafoundou avec deux directions de schistosité (d)**…….....23**

Figure 11: Les granites en blocs arrondis à sub- arrondis au Sud de Badon (a) et les pegmatites de Niéméniké (b) Les tufs rhyolitiques de la porte de Mako**……..……....25**

Figure 12 : Modèle de la succession lithologique du secteur de Mako**……..……26**

Figure 13: Grande fracture dans les basaltes en pillow (a) de Badian. Un miroir de faille (b) avec ses fentes (S) et enduits (E) de Badian. Fractures conjuguées (c). Des fractures, des veinules remplies de recristallisations de quartz qui suivent la direction Nord dans un couloir de cisaillement dextre dans les métabasaltes de Mako Ouest (d)**……..…27**

Figure 14: Fentes de tension. (a) : se présentant en bandes froissées allongées dans des métabasaltes en pillow de Mako Est. (b) : remplies de cristallisations suivant la direction Nord dans une zone de cisaillement dextre dans des métabasaltes massifs non amygdalaires de Mako Ouest. (c) : en échelons allongées dans les métabasaltes en pillow de Mako Est. (d) : remplie et plissée à axe courbe dans des basaltes en pillow de Mako Est **……28**

Figure 15: Des fractures ayant valeur de diaclase dans les basaltes en pillow de Badian (a). Un filonnet de quartz dans des basaltes massif de Mako Ouest (b) **……...……..…29**

Figure 16: Des basaltes en pillow (a) montrant des boudins après plissement. Pillow avec

cortex déformé et plissé……..……..…….29

Figure 17: Schistosité de fracture dans le tiers supérieur des ultrabasites de Mako Ouest (a). Linéation d'étirement dans des basaltes en pillow de Mako Ouest(b) ……...……..30

Figure 18. Les chloritoschistes en pillow de Badian. (a) : vue d'ensemble de la roche. (b) : aspect finement grenue au fort grossissement. (c) : une microfracture ……31

Figure 19. Les basaltes à pustules. (a) : vue d'ensemble de la roche. (b) : vue d'une portion de l'espace inter-matrice-pustule. (c) : les plagioclases des pustules. (d) : les microfracturations…….33

Figure 20. Les gabbros de Niéméniké. (a) et (b) vue de la texture grenue de la roche (c) : un minéral d'amphibole au fort grossissement montrant la schistosité de fracture. (d) : microfracturation……...…37

Figure 21. Les métagabbros de la zone de cisaillement de Mako. (a) : vue d'ensemble de la roche montrant un claste de plagioclase. (b) : gros amas de minéraux orientés dans la direction de schistosité mais comportant des minéraux non cohésives avec des formes quelconques. (c) et (d) : microfracturations remplies respectivement de calcite et de quartz. (e) : microfracturations dans la direction de schistosité et ayant valeur de schistosité de fracture. (d) : delta claste dans le couloir de cisaillement dextre……39

Figure 22. Les métagabbros de Mako Est. (a) : vue d'ensemble de la roche avec son texture grenue. (b) : portion entre des macrocristaux constituée d'aiguilles et microlithes. (c) : un minéral de clinopyroxène en phase de chloritisation avec la macle en h1. (d) : avec la schistosité de fracture……....41

Figure 23. La lherzolite du Mansaring-tana. (a) : vue d'ensemble montrant l'olivine, les minéraux serpentinisés et la texture grenue de la roche. (b) : l'orthopyroxène surmonté de l'olivine……..…….…… 43

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1: Récapitulation des différentes lithologies proposées par différents auteurs selon les zones d'étude ……..……17

SOMMAIRE

LISTE DES FIGURES……...……5

LISTE DES TABLEAUX……..……..6

RESUME…...……....……..……....……9

INTRODUCTION GENERALE……..……..……..……10

I. PRESENTATION DU CRATON OUEST AFRICAIN…….……....11

I.1. Les formations archéennes……..……..…...…12

I.2. Les formations birimiennes……..……..……..12

II. LA BOUTONNIERE DE KEDOUGOU-KENIEBA……..……..……12

II.1. Cadre géologique…….…..…….12

II.1.1. Le groupe de Mako…….…….14

PRESENTATION DES RESULTATS

I. ETUDE LITHOLOGIQUE ET PETROGRAPHIQUE DU SECTEUR……..…...18

I.1. Les métabasaltes……..…….19

I.1.1. Les métabasaltes en pillow……..……..19

I.1.2. Les métabasaltes massifs……...……20

I.2. Les métagabbros……..…..……20

I.3. Les quartzites rubanés et les filons de quartz……..…….21

I.4. Les ultrabasites……..……...22

I.5. Les andésites, les bréches et les tufs andésitiques……..……..23

I.6. Les rhyolites et tufs rhyolitiques…….…….24

I.7. Les granites et pegmatites……...…….25

II. LES STRUCTURES……..……..27

II.1. Les trucures de la déformation cassante……..……27

II.1.1. Les failles……..……...27

II.1.2. Les fentes de tension……..……..28

II.1.3. Les diaclases……..……29

II.2. Les structures de la déformation ductile hétérogène……...……29

II.2.1. Les plis et le boudinage……...…….29

II.3. Les structures de la déformation ductile homogène……..……..30

II.3.1. La schistosité et la linéation……...……..30

III. ETUDE MINERALOGIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES…….....31

III.1. Les métabasaltes en pillow de Badian……...……31

III.2. Les métabasaltes à pustules de quartz…….……...……32

III.3. Les métagabbros de Niéméniké…….36

III.4. Les métagabbros shear zone de Mako…….……..38

III.5. Les gabbros de Mako Est…….……..40

III.6. La lherzolite du Mansaring-Tana……...…...…….43

CONCLUSION PARTIELLE……...……..……..……44

CONCLUSION GENERALE……...……..……..……45

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES…….……...……..…….47

RESUME

Le secteur de Mako appartient la partie occidentale du Supergroupe de Mako dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba (Supergroupe du Birimien). Ce travail contribue à la cartographie et à la caractérisation pétrographique des roches basiques et ultrabasiques du secteur de Mako. Notre étude a parmi d'établir en collaboration avec les étudiants travaillant dans le même secteur (Bâ, Diallo, Mvondo), une carte géologique du secteur de Mako. Celle-ci présente la répartition spatiale des différentes lithologies en rapports avec traitement informatique sur Arc-gis des données numériques recueillies sur le terrain.

L'étude des affleurements et les observations pétrographiques nous ont permis de proposer une succession lithologique des différent faciès du secteur et d'apporter un certain nombre de précision sur la pétrographie.

- Ainsi, il en ressort que le degré d'altération des roches est fonction de leur proximité avec la zone de cisaillement. Les basaltes peuvent se transformer en chloritoschistes, des gabbros devenant des mylonites et des lherzolites passant à des serpentinites. Nous distinguons dans les métabasaltes des amygdales felsiques avec essentiellement des plagioclases, du quartz mais également de l'épidote, de la chlorite, et de la calcite.

En dehors du cisaillement senestre mis en exergue par les sigmas clastes des métagabbros, nous distinguons des déformations cassantes (failles, diaclases, fentes de tension) et ductiles (plis). Les structures sont remplies de quartz, d'épidote et plus rarement par de la calcite. La schistosité est bien présente et correspond à une schistosité de fracture.

Mots clés : Métabasaltes, métagabbros, métapéridotites, tectonique, Mako

INTRODUCTION

Le Supergroupe de Mako constitue la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba. Dans toute la boutonnière les roches vertes birimiennes sont rencontrées essentiellement dans le Supergroupe de Mako et sont constituées en bandes de collines qu'on appelle ceinture de roches vertes. Et c'est là que se localise le secteur d'étude, connu sous le nom du secteur de Mako, entre les points de latitude X=782000 à 791000 et de longitude Y= 1418000 à 1428000.

Le Supergroupe de Mako a fait l'objet de nombreuses études géologiques portant sur la lithologie, la géochimie, la géochronologie (Bassot, 1966 ; Dia et al., 1997 ; Diallo, 1994 ; Ngom et al., 2010).

Il est essentiellement constitué de roches ultrabasiques, basiques associées à quelques assises sédimentaires et des intrusions de granitoïdes éburnéens.

L'étude des métabasaltes et des métapéridotites (ultrabasites) déjà cités associés aux métagabbros, dans le secteur de Mako constitue l'objet de ce mémoire de master.

I. PRESENTATION DU CRATON OUEST AFRICAIN

Le craton Ouest africain (figure 1) est constitué de deux dorsales (Réguibat au Nord et Léo au Sud) encadrées par des zones mobiles panafricaines à l'Est (pharusienne, Adrar, Gourma Dahomeyide) et hercyniennes (Mauritanides) et panafricaines (Rockelides) à l'Ouest. Entre les dorsales on a les boutonnières de Kédougou - Kéniéba et de Kayes.

Chaque dorsale est constituée de terrains archéens à l'Ouest et birimiens à l'Est. Les boutonnières (Kayes et Kédougou) sont formées de terrains birimiens.

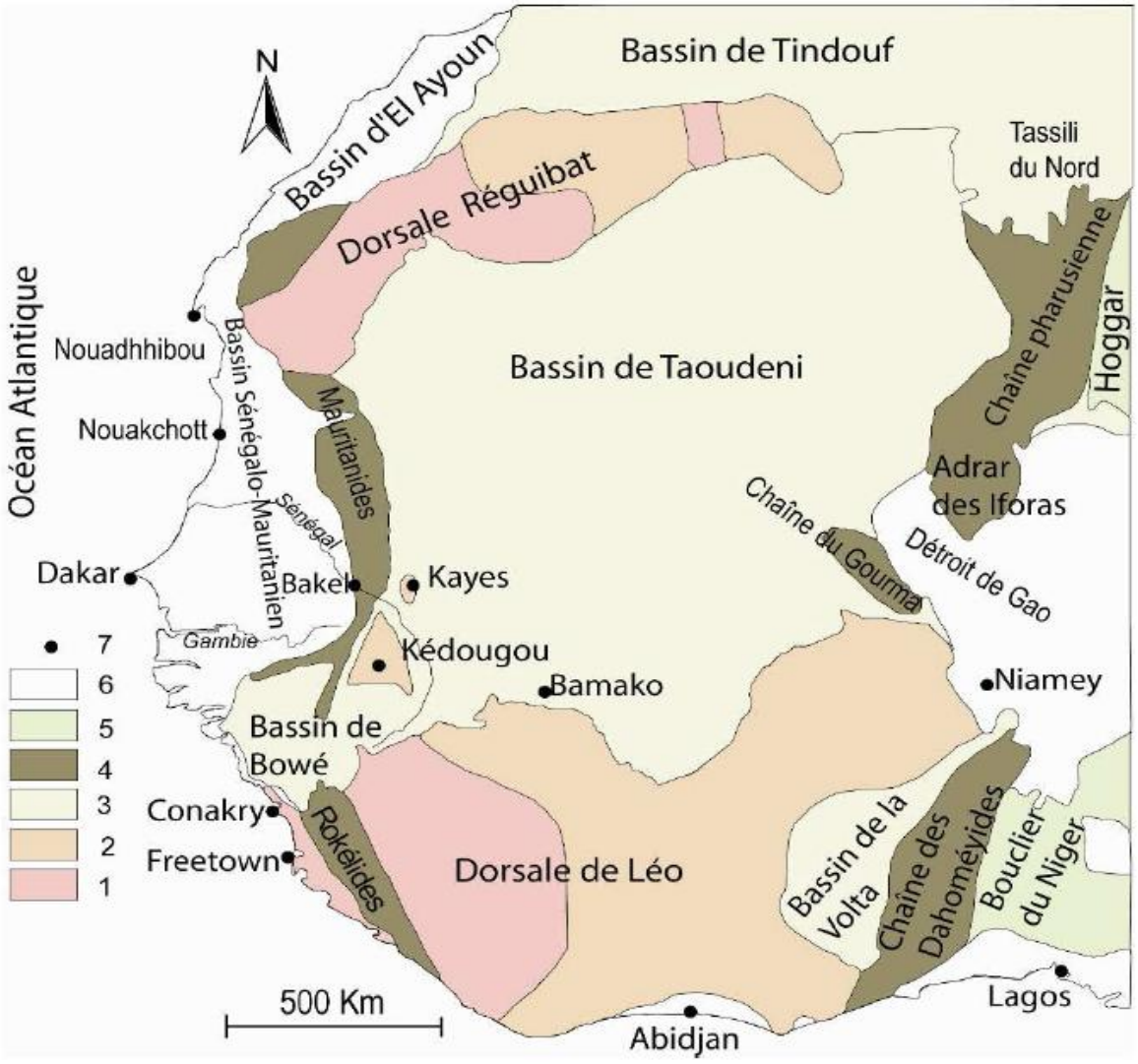

Figure 1 : Carte géologique de l'Afrique de l'Ouest (d'après Trompette 1973, modifiée).
1 : Archéen ; **2** : Birimien ; **3** : Bassins paléozoïques englobant localement le Précambrien supérieur ; **4** : Zones mobiles ; **5** : Terrains post-néoprotérozoïques ; **6** : Terrains post-paléozoïques ; **7** : villes.

I.1. Les formations archéennes

Elles apparaissent dans le domaine du Kanéma-Man et de Réguibat. Ils sont affectés par :

- le cycle léonien, daté de 2,9 à 2,7 Ga, responsable des structures orientées Est-Ouest. Il fait apparaître un métamorphisme atteignant le faciès granulitique (Vachette et al., 1973 ; Beckinsale et al., 1980)

- le cycle libérien, daté de 2,7 à 2,5 Ga, marqué par des structures subméridiennes (Vachette et al., 1973 ; Camil et al., 1984), présente un caractère polyphasé avec un métamorphisme méso à catazonal.

I.2. Les formations birimiennes (paléoprotérozoïque)

Elles affleurent dans le domaine Baoulé Mossi, dans la partie Est de la dorsale Réguibat et au niveau des boutonnières de Kayes et de Kédougou-Kéniéba. Elles sont constituées de ceintures de roches vertes (basaltes, gabbros) et de bassins sédimentaires d'âge entre 2,2 et 2 Ga. Ils sont affectés par le cycle éburnéen daté entre 2,2 - 2,07 Ga qui structure les terrains Birimien **(**Feybesse et al., 1989, Abouchami et al., 1990 ; Ledru et al., 1989**).**

La succession des formations du Birimien est diversement interprétée.

Notre travail porte sur les roches basiques et ultrabasiques du Birimien du secteur de Mako, un segment du Supergroupe de Mako dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba.

II. LA BOUTONNIERE DE KEDOUGOU-KENIEBA

II.1. Cadre géologique

Au Sénégal oriental, les ensembles paléoprotérozoïques (Birimien) affleurent au niveau de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, qui couvre une superficie d'environ 15000 km². De forme triangulaire, elle est située dans la partie occidentale du craton ouest africain à cheval sur le Sénégal et le Mali. Elle est limitée à l'Est par le plateau Mandingue, au Sud par les formations néoprotérozoïques des séries de Madina Kouta et du Mali, à l'Ouest par les ramifications sud de la chaîne des Mauritanides (séries de Bakel, de Falémé, de Koulountou et des Bassaris)**.** Sur le plan structural, ces formations sont caractérisées par une évolution polycyclique éburnéenne affectant les formations birimiennes et comprenant trois phases D1, D2, D3 (Ledru et al., 1989).

Bassot (1966, 1987) subdivise le Birimien de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba en deux Supergroupes :

-Le Supergroupe de Mako à dominante de roches volcaniques ;

− Les Supergroupes de Dialé-Daléma à dominante de roches sédimentaires associés à un volcanisme calco-alcalin.

Un nouveau découpage de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba a été adopté récemment par Théveniaut et al. (2010). Ces géologues subdivisent la boutonnière en deux groupes constituants le Supergroupe birimien daté au Rhyacien (2300 à 1600 Ma).

- Le **goupe de Mako** à la base, est d'âge entre de 2200 à 2170 Ma. La base de ce groupe est formée d'un volcanisme bimodal avec des termes allant des ultrabasiques aux termes acides. Le sommet est occupé par des roches volcanosédimentaires et sédimentaires.

- Le **groupe de Dialé-Daléma** occupe les parties supérieures du Birrimien. Ce groupe montre des âges variant entre 2140 Ma et 2100 Ma. C'est un domaine composé essentiellement de roches sédimentaires et volcano-sédimentaires. A l'exception des carbonates qui occupent les parties basales de ce groupe, les roches sédimentaires rencontrées sont essentiellement détritiques. Le sommet de ce groupe est occupé par des roches volcaniques intermédiaires à acides et des volcano-sédimentaires.

A ces deux groupes sont associés trois suites à composantes plutoniques qui viennent recoupées les formations qui leur sont antérieurs : la suite de Sandikounda-Soukouta, la plus âgée (2170 à 2140 Ma), la suite de Saraya datée entre 2100 et 2060 Ma, et la suite de Boboti d'âge allant de 2080 à 2060 Ma.

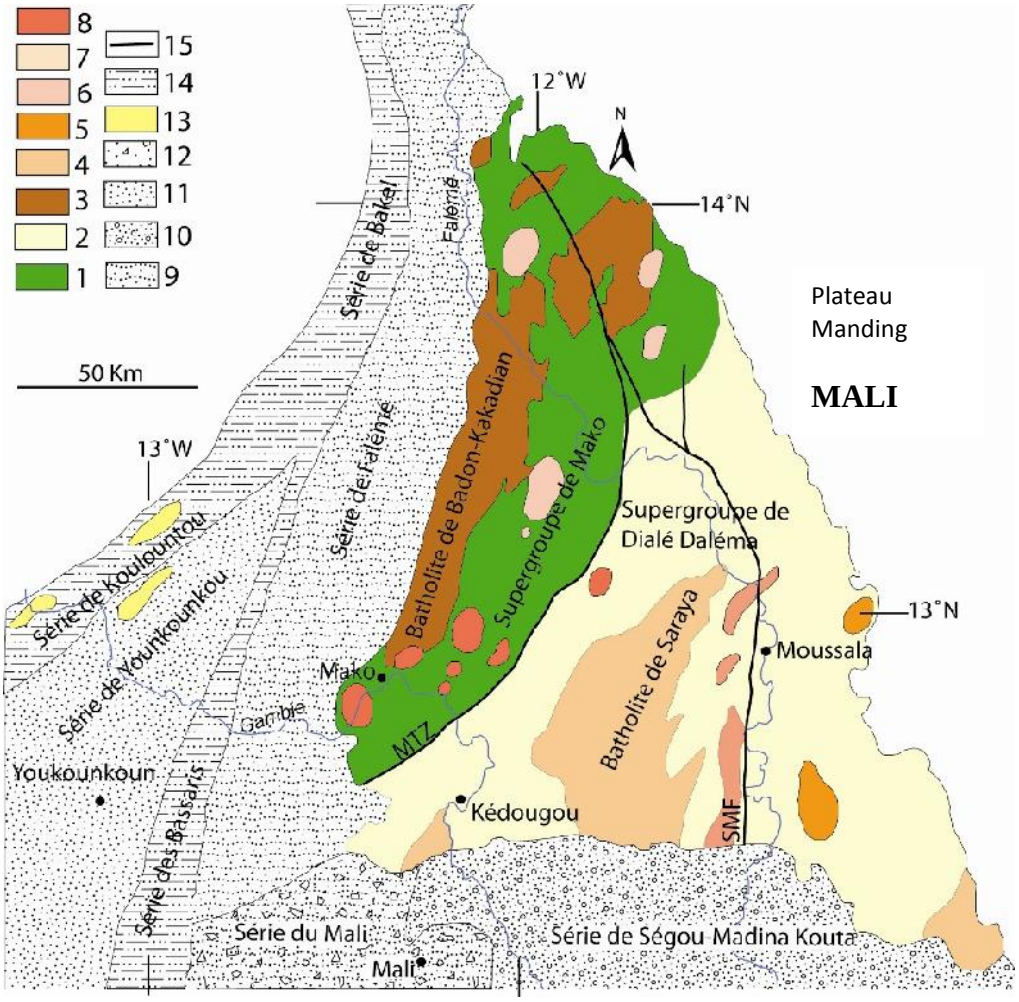

Figure 2 : Répartition des grandes séries du Birimien et des Mauritanides (d'après Bassot (1966), modifiée). (1) Supergroupe de Mako, (2) Supergroupe de Dialé-Daléma, (3) Batholite de Badon-Kakadian, (4) Batholite de Saraya, (5) Granitoïde de Gamaye, (6) Granitoïde de Boboti, (7) Granitoïde de type Diombaloye, (8) Granitoïde de type Bondoukou, (9) Série de Falémé, (10) Série de Ségou-Madina kouta, (11) Série de Younkounkou, (12) Série du Mali, (13) Granitoïde du Niokolo Koba, (14) Série de Bakel, (15) Zone de cisaillement. MTZ : Zone transcurente majeure ; SMF : Accident Sénégalo-Malien.

I. 1. 1. Le Supergroupe de Mako

Le Supergroupe de Mako constitue la partie occidentale de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba et forme une bande orientée NNE-SSW (figure 2). Il est limité à l'Est par le Supergroupe de Dialé-Daléma dont il est séparé par une faille majeure, la MTZ (Zone transcurente majeure). Sa limite Ouest est la chaîne des Mauritanides tandis qu'au Sud il est limité par le bassin de Ségou-Madina Kouta. Il est représenté par d'importantes coulées de basaltes en coussin associées à des sills et des dykes de péridopyroxénites ou de gabbro (Ngom, 1985). Les coulées sont inter-stratifiées avec les formations pyroclastiques et sédimentaires (grauwackes, grés, pélites, quartzites, schistes et calcaires). Ces formations

abondent dans la partie supérieure où elles sont associées à un volcanisme andésitique d'aspect explosif (Bassot, 1966). Dans ce Supergroupe sont représentées des granitoïdes syntectoniques (batholite de Badon-Kakadian), tarditectoniques (granite de Soukouta) et post-tectoniques (granite de Soukouta).

Le supergroupe de Mako est plissé isoclinalement, sa stratification généralement concordante avec la schistosité est caractérisée par des pendages sub-verticaux ou fortement pentés vers le NW ou ENW (Bassot, 1966).

La lithologie des formations birimiennes dans la boutonnière de Kédougou-Kéniéba est diversement interprétée (tableau 1).

La lithologie des différents complexes constituant les formations birimiennes du Supergroupe de Mako (figure 3), a été récemment précisée par Dia et *al*. (2008). Ces auteurs distinguent :

Un complexe volcano-plutonique comprenant de la base vers le sommet :

− Un complexe amphibolo-gneissique, constitué d'amphibolites et de gneiss métamorphisés,

− Un complexe basique, formé de coulées de basaltes massives ou en coussins associées à des pyroclastites et à des faciès plutoniques à hypovolcaniques de dolérites, gabbros, pyroxénites et péridotites souvent disposés en sills et en filons,

− Un complexe intermédiaire, composé de coulées d'andésites porphyriques alternant avec des tufs, brèches volcaniques et associés par endroit à de petits massifs de diorites,

− Un complexe acide, constitué essentiellement de pyroclastiques (brèches, agglomérats, tufs rhyolitiques) associés à de rares coulées rhyodacitiques.

Un complexe volcano-sédimentaire, représenté par des tufs, agglomérats, grauwackes, cinérites, et constitués par des produits volcaniques.

Un complexe sédimentaire, constitué de schistes sériciteux, schistes pélitiques, grès, grauwackes, conglomérats polygéniques, quartzites rubanés jaspoïdiques.

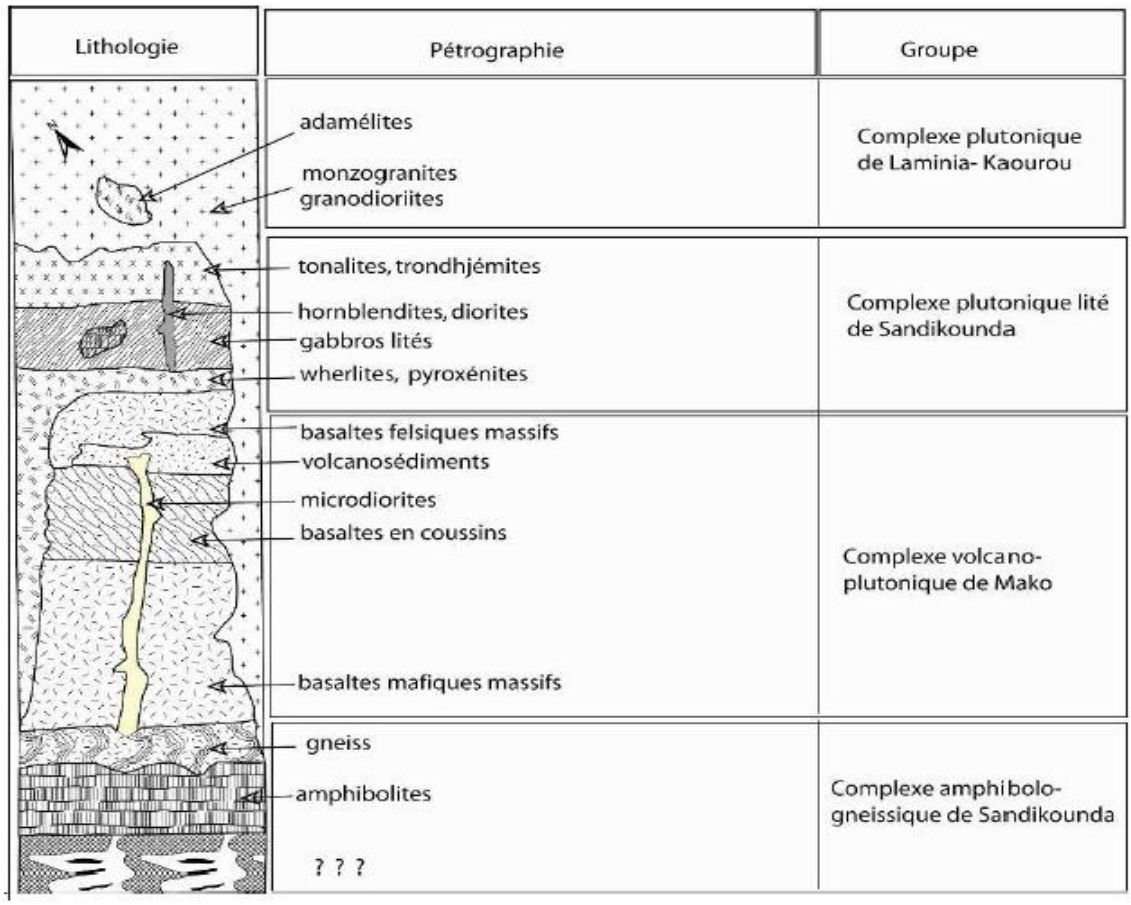

Figure 3. Modèle lithologique du supergroupe de Mako (Dia et al., 1997).

Auteurs	**Bassot (1966,1987)**	**Mission sénégalo-soviétique (1972-1973)**	**Ngom (1985)**	**Dioh (1986)**	**Diallo (1994)**	**Thévèniaut et *al.* (2010)**
Secteurs	**Tous**	**Ouassa à Khossanto**	**Centre**	**Nord**	**Nord, Sud et Nord-Est**	**Tous**
Sommet	Roches flyschoides épimétamorphiques d'origine sédimentaire **(**détritiques ou chimiques**)**	Ouassa : Volcano-plutonique **(**coulées et sills de basaltes à amphiboles, dykes de gabbros, laves acides, laves brêchiques, tufs**)**	Filons d'andésites, petits massifs discordants de gabbros et des dykes de lamprophyres et des granites de Mamakono associés à des microgranites et des rhyodacites. Associés à des granodiorites à Tonkoto.	Un ensemble de filons dacitiques qui recoupe les autres formations	Pélites, grés, grauwackes, tuffites andésitiques et de rares microconglomérats associés à de rares andésites massives et à des gabbros.	Volcano-sédimentaire et sédimentaire **(**grés, conglomérats, pélites**)**
Base	Roches épimétamorphiques d'origine volcano-sédimentaire avec à l'Ouest des basaltes et à l'Est des andésites **(**coulées des basaltes aux péridotites, coulées pyroclastiques, des sédimentaires**)**	Bérola : Volcano-sédimentaire, volcanisme acide et intermédiaire		Un ensemble d'épidiorites avec des dykes de gabbros	Alternance tufopélitique et tufogréseuse recoupés d'andésites massives, de rhyodacites, et de gabbros divers.	Volcano-plutonique **(**ultrabasites, basaltes, rhyodacites, dacites, rhyolites**)**
		Khossanto : Sédimentaire et volcanique **(**séricito-schistes, conglomérats, coulées d'andésites…**)**	Coulées de basaltes en pillow associées à des sills de pyroxènolites, de pyroclastites, des métasédiments, des métagabbros.	Un ensemble basique avec des volcanosédiments andésitiques recoupés par les granites de Kaourou et de Laminia	Basaltes massifs ou en pillow et de tufs basiques, d'étroites assises volcanodétritiques et sédimentaires, des laves andésitiques, des plutonites basiques et ultrabasiques.	

Tableaux 1 : Récapitulation des différentes lithologies proposées par différents auteurs selon les zones d'étude.

PRESENTATION DES RESULTATS

I. ETUDES LITHOLOGIQUES DU SECTEUR

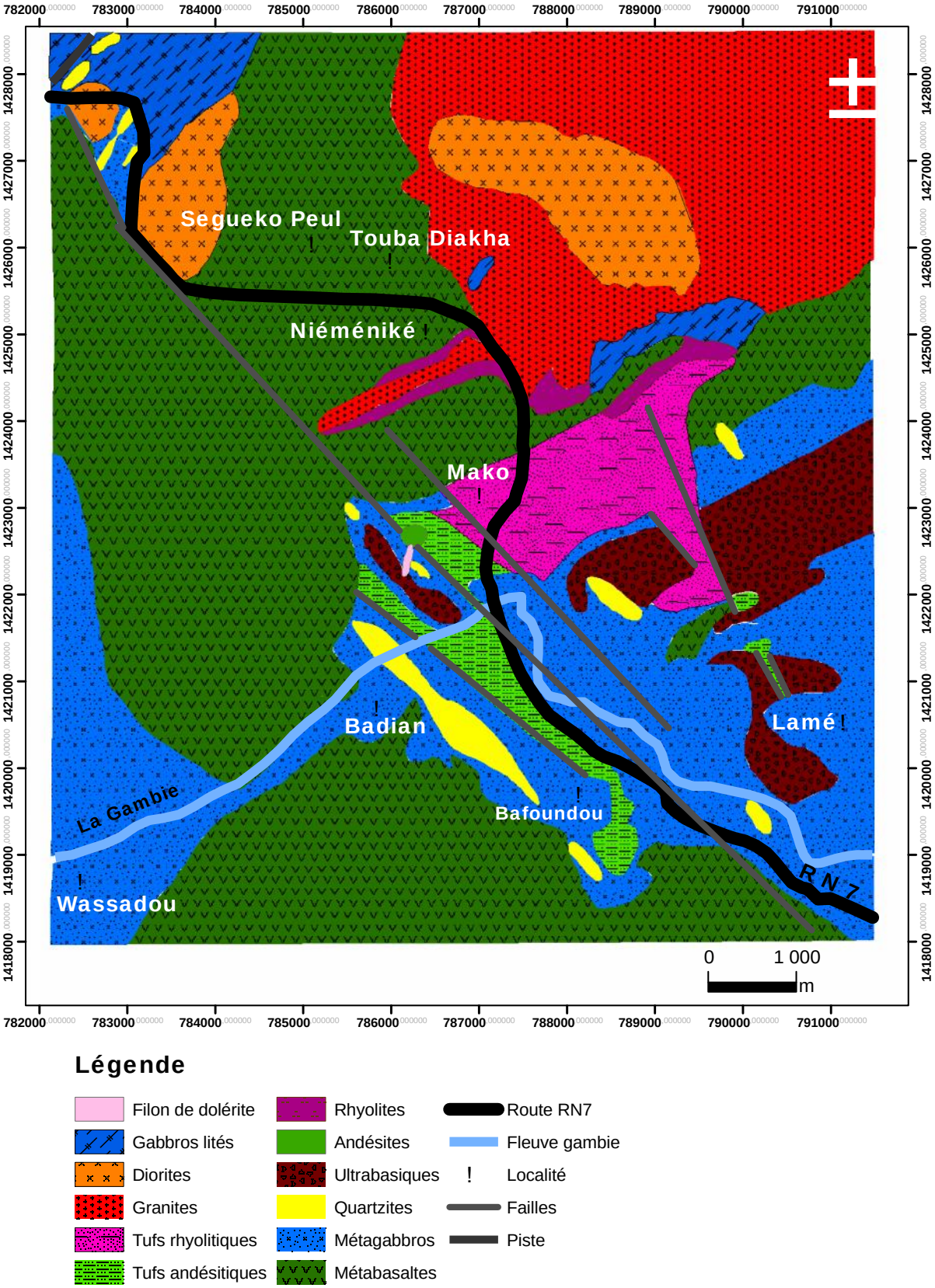

Figure 4. Carte géologique du secteur de Mako (Dabo et al., 2016).

Les roches du secteur Mako sont les métabasaltes, les métagabbros, les ultrabasites, les méta-andésites et tufs andésitiques, les rhyolites et tufs rhyolitiques, les quartzites et quartz, les granites, les métadiorites (figure 4). Nous nous intéresserons aux roches basiques et ultrabasiques, tout en faisant une brève description lithologique et pétrographique des autres roches du secteur.

I.1. Les métabasaltes

I.1.1. Les métabasaltes en pillow

Ils constituent les affleurements les plus représentatifs. Ce sont essentiellement des métabasaltes en pillow-lavas associés à des quantités moins importantes de métabasaltes massifs qui occupent les flancs des collines ou s'engouffrent dans des poches entre collines (figure 4). Ces métabasaltes sont antérieurs à toutes les autres formations du secteur.

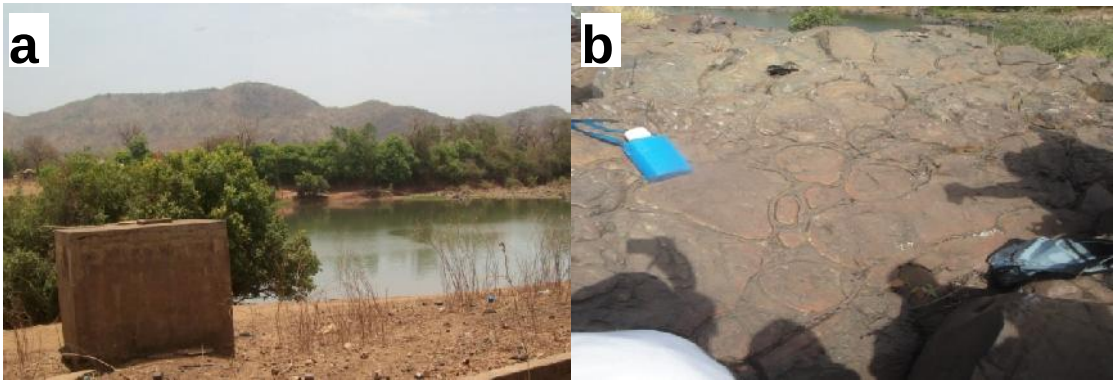

Figure 5. Les collines Badian- Bafoundou vues depuis le camp de Mako (a), vue d'ensemble d'une portion des basaltes en pillow lavas de Badian (b).

Ces métabasaltes (figure 5b), vert clair, se présentent en coussins sub-arrondis et parfois elliptiques. Les pillow-lavas sont composés d'une tête (région circulaire), d'une queue (partie effilée). L'axe tête-queue indique la surface de stratification (orientation de la **So**). Son inclinaison observée dans le secteur indique une déformation. Les pillow-lavas sont aussi constitués d'un pédoncule orienté vers le bas et d'une partie concave orientée vers le haut. Cette disposition implique que la coulée n'a pas été inversée. La tête, la queue, le pédoncule et la partie concave constituent le corps du pillow-lavas. Ces pillow-lavas comprennent aussi un cortex qui entoure le corps du pillow lavas et constitue la zone d'alimentation du pillow lavas lors de sa mise en place. Le cortex vert sombre est très déformé parfois microplissé. Le pillow lavas est parfois découpé par de petits pédoncules variolitiques liées à l'hydrothermalisme et témoignent d'une mise en place dans un milieu sous aquatique profond. De petits pillow-lavas se forment dans l'espace interpillow où nous trouvons parfois du quartz étoilé. Ces métabasaltes ont des tailles variables dont les maximales se rencontrent vers la

Gambie. La roche à l'affleurement se présente en enchaînement de buttes de même nature pétrographique, séparés par des ravins.

I.1.2. Les métabasaltes massifs

Nous regroupons sous ce terme les métabasaltes massifs non amygdalaires (métabasaltes au sens strict) et les métabasaltes amygdalaires (à pustules).

Figure 6. Coulées de métabasaltes massifs d'aspect non amygdalaire (a) et amygdalaire avec des vésicules arrondies, elliptiques, ou quelconques remplies de quartz (b).

Les métabasaltes non amygdalaires (sens strict) sont de couleur vert-clair (figure 6a) et sont constitués de pyroxènes, d'amphibole, et à la loupe des microlites de plagioclase. La texture est microlitique aphanitique. Parfois ces métabasaltes sont à grains fins et passent à des métabasaltes gabbroïques à grains plus grossiers et le plus souvent on arrive à des microgabbros.

Les métabasaltes amygdalaires ou à pustules sont de couleur vert sombre et présentent des vésicules plus ou moins arrondies ou elliptiques ou quelques fois quelconques de quartz et plagioclase orientés souvent dans la même direction (figure 6b). La roche est aphanitique.

I.2. Les métagabbros

Ils se présentent sous plusieurs types. Nous distinguons des métagabbros spinifex. Puis un type de métagabbro qui a une relation génétique avec les métabasaltes massifs avec le passage des métabasaltes à grains fins aux métabasaltes gabbroïques et aux microgabbros. Des métagabbros grenus associés aux ultrabasites. Des gabbros mylonitisés aux environs de la zone de cisaillement de Mako. Les métagabbros sont des intrusions dans les métabasaltes. Ils se présentent que très rarement sous forme de buttes. Ces intrusions sont postérieures aux métabasaltes.

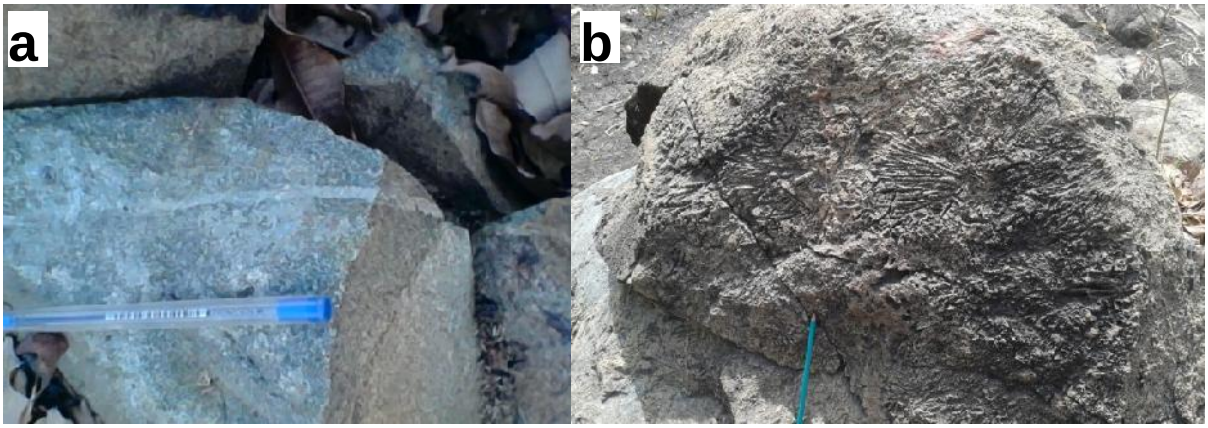

Figure 7. Les métagabbros associés aux ultrabasites à Mako Ouest (a), métagabbros spinifex (b).

Les métagabbros grenues (figure 7a) **et microgrenues** sont bien représentés. Ils sont composés essentiellement de plagioclases, d'amphiboles et/ou pyroxènes. Nous rencontrons également un type de microgabbro en relation génétique avec les métabasaltes où nous passons des métabasaltes à grains fins aux métabasaltes gabbroïques puis aux microgabbros. La limite entre chacune de ces espèces constituant une So.

Les gabbros à texture spinifex de couleur vert sombre sont constitués d'amphiboles, des microlithes de plagioclase. Les pyroxènes gros et allongés prennent souvent une forme de pied de canard (figure 7c). Cette forme est souvent bien visible sur la patine lorsque les pyroxènes sont altérés, altération responsable de la couleur rougeâtre.

I.3. Les quartzites rubanés et les filons de quartz

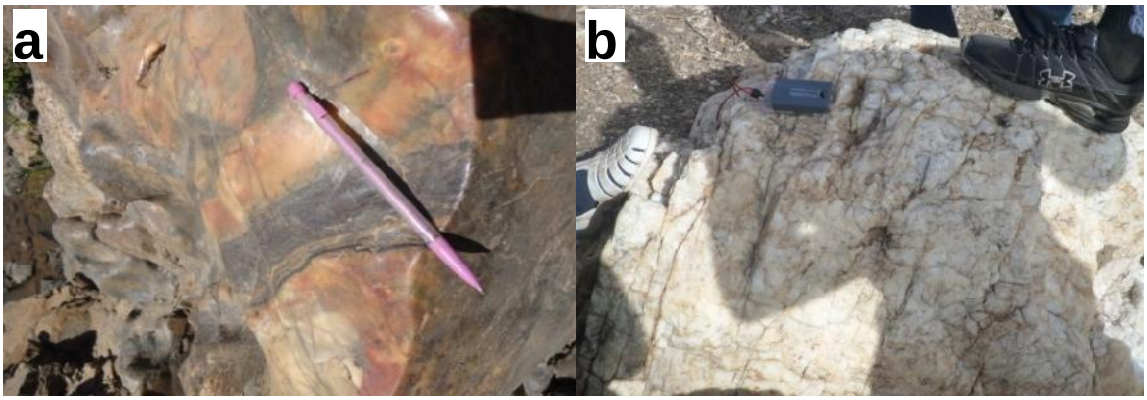

Figure 8. Les quartzites rubanés du fleuve Gambie (a) et du quartz en filon à Mako Ouest (b).

Les quartzites (figure 8a) se présentent en bancs de plusieurs dizaines ou centaines de mètres d'épaisseurs avec une alternance de bandes claires siliceuses (blanc, blanc rosâtre, rose violacée) et de bandes sombres argileux. L'épaisseur des bandes est variable. Ils seraient d'anciens jaspes à radiolaires (Dia, 1997) ayant recristallisés du fait de phénomènes

tectoniques. Ils sont tous orientés dans la même direction de N160 à N180, de même que les filons de quartz (figure 8b). Ils constituent la couverture sédimentaire des basaltes et gabbros qu'ils recoupent (figure 4). Ils sont postérieurs à ces roches. Les squelettes siliceux des radiolaires résistant à la profondeur de compensation des carbonates (CCD), vers 4000 mètres de profondeur, montrent qu'ils se sont déposés et dissous en milieu marin assez profond. Ainsi nous pouvons considérer le milieu de formation des basaltes de profond. Ensuite est intervenue une phase d'ouverture accompagnée de l'intrusion des gabbros.

I.4. Les ultrabasites

Elles sont rencontrées à Mako Est jusqu'à Lamé où elles sont plus représentatives (figure 4). A Mako Ouest (figure 9a), elles forment une colline allongée dans la même direction que les quartzites et se prolongent par trois autres buttes. Elles sont toujours associées à des intrusions de gabbros. Elles sont affectées, dans la partie Est, de failles où s'incrustent des tufs andésitiques et rhyolitiques. Ces roches sont postérieures aux métagabbros qu'ils recoupent et antérieures aux tufs, qui les recoupent (figure 4).

Figure 9. (a) Une colline : le Mansaring-Tana. (1)= tiers inférieur ; (2)= tiers moyen ; (3)= tiers supérieur. (b) bloc de roche montrant la partie saine holomélanocrate.

La roche est très dense et holomélanocrate (figure 9b). Sa patine de couleur rubéfiée a subi une altération. Les trous qu'on y rencontre sont dus à l'altération différentielle des olivines et les protubérances celle des pyroxènes. Le produit de l'altération est la serpentine. La serpentinisation se fait alors au détriment des olivines ou des pyroxènes. La partie saine est constituée d'olivines et de pyroxènes et faibles quantités d'amphiboles. Ce sont des lherzolites (à Mako Ouest) qui passent latéralement à des gabbros.

I.5. Les méta-andésites, brèches et tufs andésitiques polygéniques

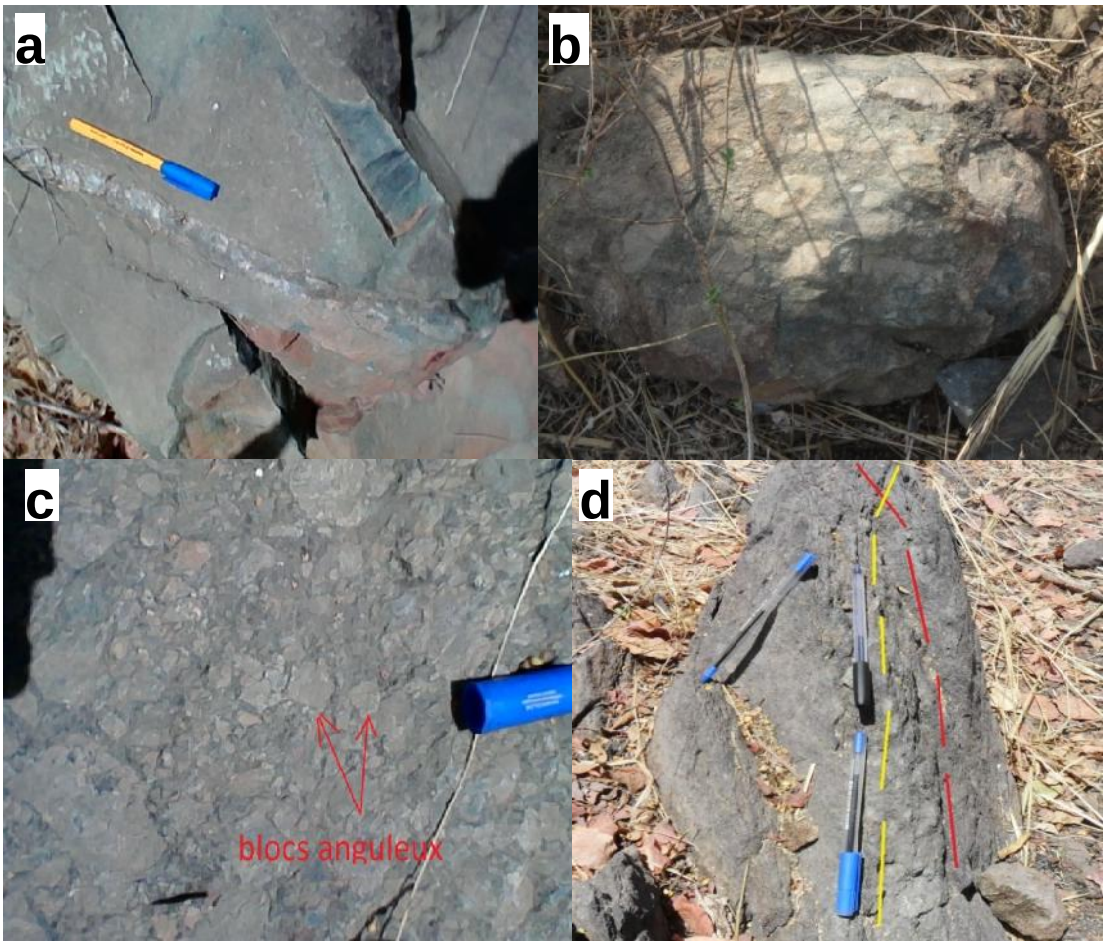

Figure 10. Les méta-andésites (a), les tufs andésitiques de Mako Ouest (b) brèches andésitiques de Mako Ouest (c), et tufs andésitiques de Bafoundou avec deux directions de schistosité (d).

La méta-andésite (10a) est une roche verdâtre constituée de pyroxènes et d'amphibole dans une mésostase à microlithe de plagioclase. Nous y observons par endroits des phénocristaux de pyroxène. Elle est localisée localement à Mako Ouest au dessus des gabbros (figure 4).

Les tufs andésitiques (figure 10b) sont essentiellement observés à Mako Ouest jusqu'à Badian-Bafoundou. Puis à Mako Est en faible quantité recoupant les ultrabasites (figure 4). Nous y distinguons des baguettes de plagioclase avec des microlites de plagioclase, des pyroxènes et amphiboles. Les lithoclastes, de grandes tailles, sont emballés par un ciment siliceux. Ils sont en lithage moyen, de nature volcanique et sédimentaire.

Les **tufs andésitiques à plagioclase** de Bafoundou (figure 10d), à éléments fins, avec de très nombreux affleurements de roches sombres à marron, de dimensions centimétriques à quelques décimètres, de forme elliptique orientée généralement dans la direction de N140. Les blocs, rubéfiés, montrent une roche d'altération avec la stratification gros-moyen-gros de clastes emballés dans une mésostase de plagioclase, avec des phénocristaux de plagioclase.

Les **tufs bréchiques polygéniques** (figure 10c), sombres, avec des blocs plus ou moins anguleux orientés dans la même direction de N158-36, mais de tailles variables et globalement moyennes. Les blocs sont majoritairement d'origine volcanique (andésitique) et s'associent à d'autres d'origine sédimentaire avec des galets arrondis de silex. Le ciment est siliceux.

I.6. Les rhyolites et tufs rhyolitiques

Les tufs rhyolitiques (figure 11c) **:** au Sud de l'antenne de la station hertzienne, sur la RN7 nous avons des roches débitées en feuillets avec une alternance de lits clairs siliceux et de lits sombres rosâtres, argileux. Ce sont les tufs rhyolitiques (figure 11) de la porte de Mako qui se poursuivent vers Boto (Mako Est). L'affleurement montre une déformation ductile et est orienté N128 48S-SW. Ils sont schistosés et cisaillés.

Les clastes dans les tufs andésitiques sont plus fins au fur et à mesure qu'on s'éloigne des méta-andésites (de Mako Ouest à Bafoundou). En effet, un volcanisme andésitique, explosif, y est mis en place et les produits les plus fins projetés non loin du cratère ont subit un transport par les eaux associées à des cendres volcaniques et se sont déposés jusqu'à Bafoundou (seul les éléments fins associés à la boue volcanique arrivent à Bafoundou). Les brèches andésitiques, à éléments anguleux, ne souffrant elles d'aucun transport, témoignent de la proximité d'un cratère (proximité avec la méta-andésite). Comparés aux tufs andésitiques de Mako Ouest où les lithoclastes sont arrondis à sub-arrondis, et ceux de Bafoundou qui sont plus fins. Les tufs andésitiques montrent en générale un granoclassement positif, les éléments les plus grossiers se trouvant en bas.

Le ciment est une boue siliceuse qui n'a d'origine que du volcanisme acide ayant donné les rhyolites. Les clastes transportés arrondis à sub-arrondis dans les tufs andésitiques polygéniques de Mako Ouest sont en lithage moyen (clastes et ciment en quantités presque égales), le ciment est alors présent depuis le transport. Le litage observé des clastes andésitiques montre qu'ils étaient entrain de se mettre en place quand survient le volcanisme acide. Nous en déduisons que le volcanisme andésitique est légèrement antérieur au volcanisme acide des rhyolites. Toutefois les tufs andésitiques sont bien antérieurs à ceux rhyolitiques.

I.7. Les granites et pegmatites

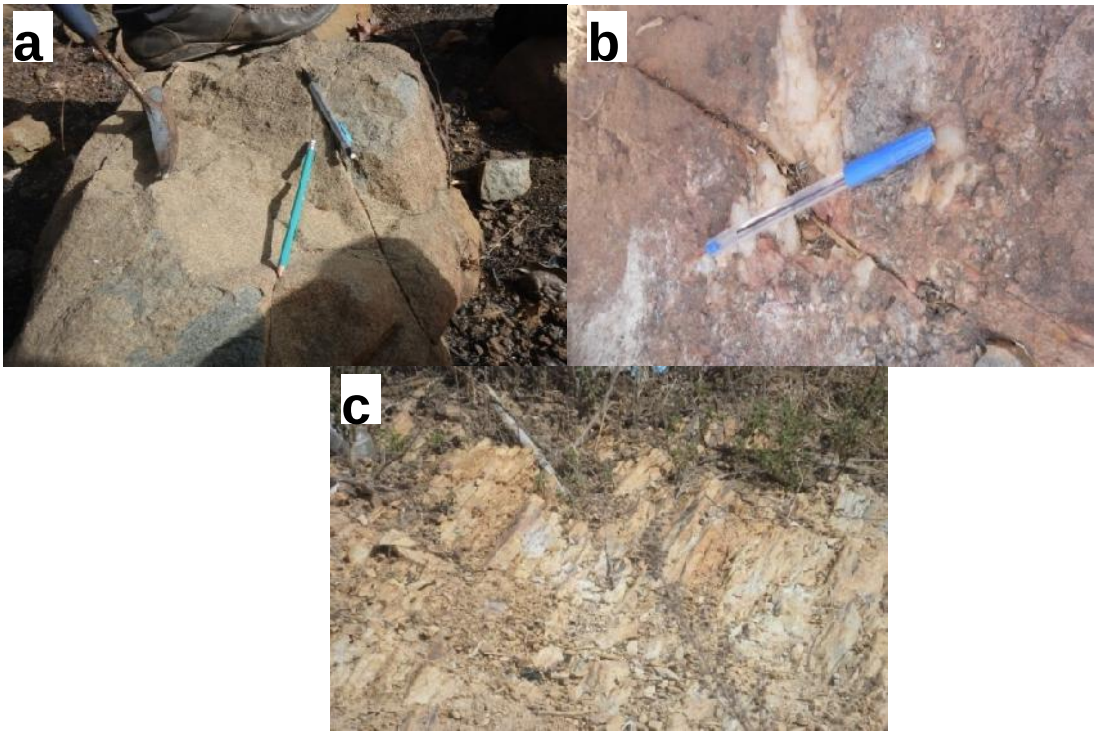

Figure 11. Les granites en blocs arrondis à sub- arrondis au Sud de Badon (a) et les pegmatites de Niéméniké (b) ; (c) les tufs rhyolitiques de la porte de Mako.

Les granites (figure 11a) se présentent en affleurement circulaire avec des blocs arrondis à sub-arrondis, décimétriques à métriques. Les minéraux sont quartz, feldspaths, micas. La texture est grenue à microgrenue. Nous distinguons aussi des aplites, des pegmatites (figure 11b) associés à des filons de quartz. Les granites sont affectés par une tectonique cassante. Les filons de pegmatites viennent couper les rhyolites (figure 4). Les pegmatites sont orientées N80 avec des cristaux centimétriques d'orthose et de quartz.

De tout ce qui précède, nous avons la succession lithologique suivante avec de la base vers le sommet :

─ Des coulées de métabasaltes en pillow (en marin et profond) associés à de faibles quantités de métabasaltes massifs. Ces roches sont recoupées par les métagabbros. Les quartzites rubanés venant en dernier lieu constituer la couverture sédimentaire de l'ensemble. Dans le même événement du volcanisme basique, les ultrabasites viennent couper les métagabbros.

─ Un volcanisme andésitique puis rhyolitique aboutit à la formation des tufs andésitiques et un plus tard ceux rhyolitiques (ces dernières roches surmontent les premières). Puis on assiste à une granitisation avec la formation de certaines granitoïdes au Sud de Badon.

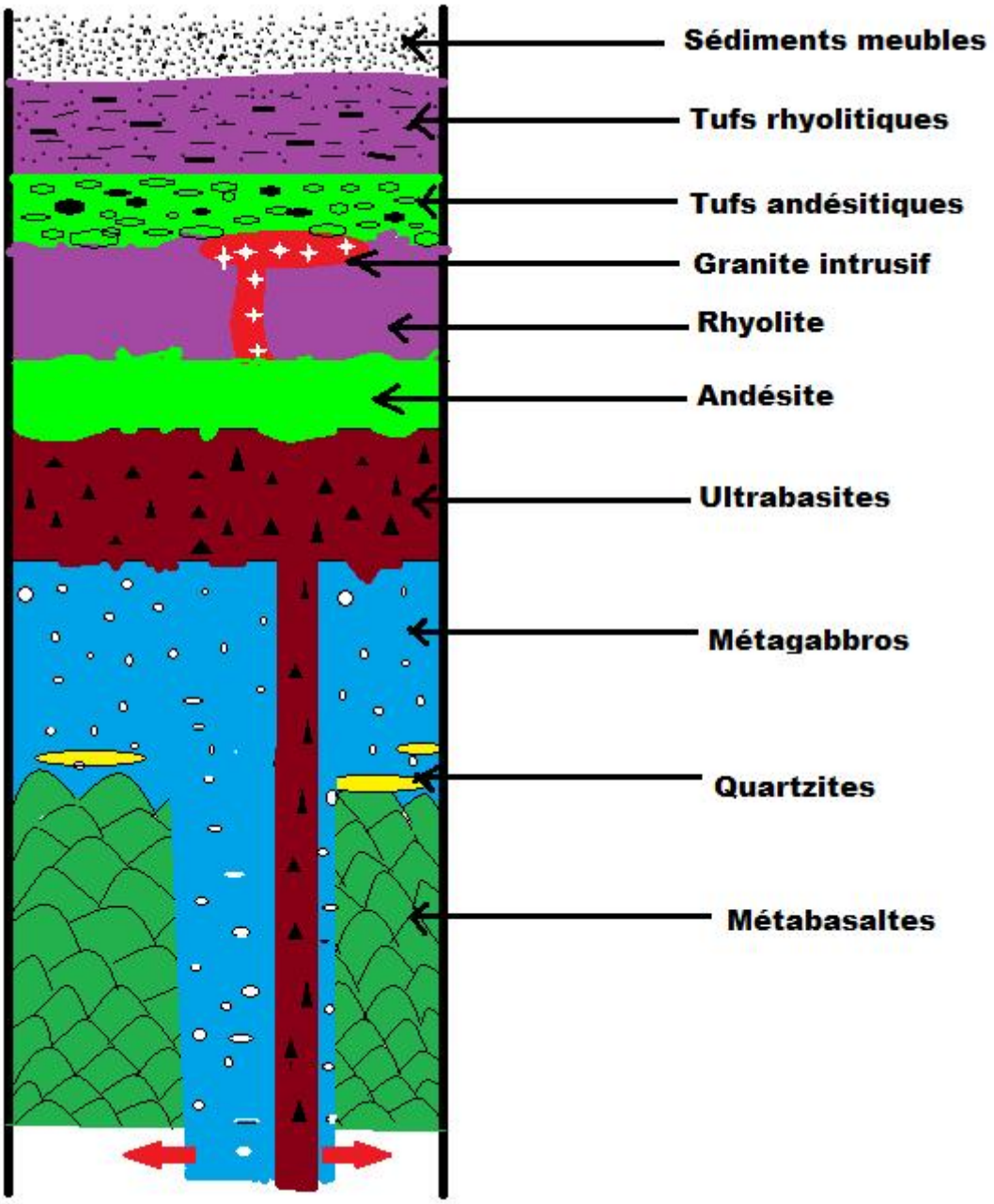

Figure 12. Modèle de la succession lithologique du secteur de Mako (qui ne tient pas compte de l'épaisseur des faciès).

II. STRUCTURES TECTONIQUES

II. 1. Les structures de la déformation cassante

II. 1. 1. Les failles

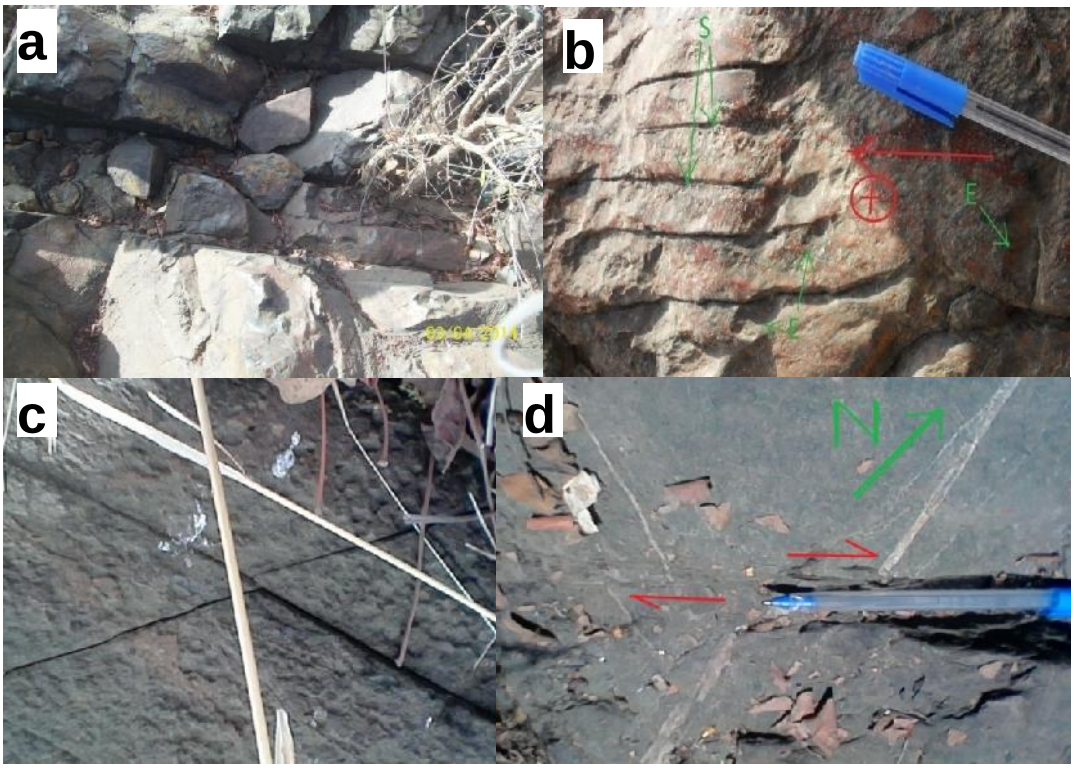

Figure 13. Grande fracture (a) dans les basaltes en pillow de Badian. Un miroir de faille (b) avec ses fentes (S) et enduits (E) dans la zone de Badian. Fractures conjuguées (c). Des fractures, des veinules remplies de recristallisations de quartz qui suivent la direction Nord dans un couloir de cisaillement dextre dans les métabasaltes de Mako Ouest (d).

Une faille est une fracture associée à un déplacement relatif de deux compartiments l'un par rapport à l'autre le long du plan de faille. Leurs tailles vont de quelques centimètres à des centaines de kilomètres. Dans le secteur nous distinguons des failles coulissantes (figure 14a, b), des failles conjuguées (figure 13c), et parfois des miroirs de faille (figure 13b).

Les intrusions se font au travers d'anciennes failles et nous pouvons les observer orientés N80 comme les microgabbros intrusifs sur les métabasaltes en pillow-lavas de Badian ou les pegmatites de Niéméniké sur des basaltes. L'intrusion des ultrabasites de Mako Est sur les métagabbros semble se faire dans cette direction de N80. Parfois ces intrusions sont orientées N26 comme les dolérites recoupant les ultrabasites de Mako Ouest. Néanmoins la majorité des failles est orientée N160 à N180 correspondant à l'orientation de la zone de cisaillement senestre du secteur. Les failles se rencontrent également sous forme de ravins coupant la succession des grandes collines de basaltes. Ces ravins peuvent être orientées NE à NNE, NNW à NW.

II. 1. 2. Les fentes de tension

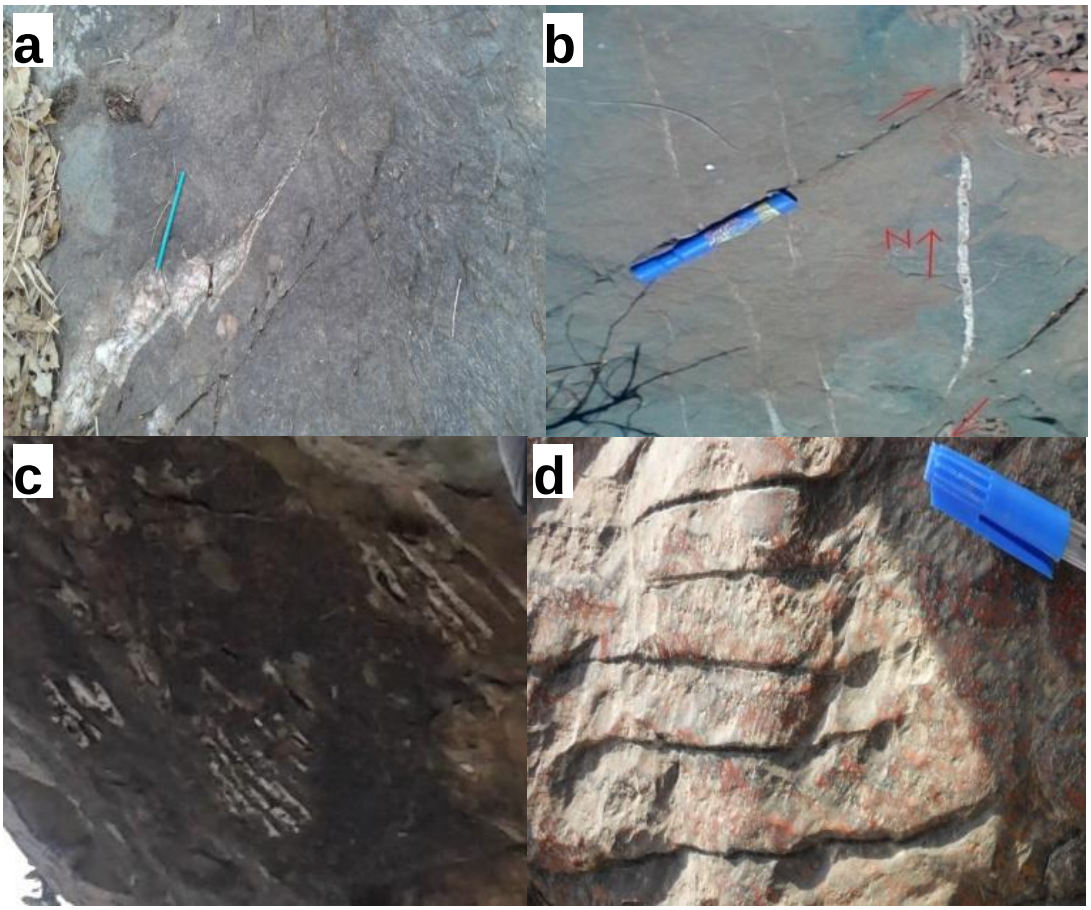

Figure 14. Fentes de tension : (a) - se présentant en bandes froissées allongées dans des basaltes en pillow de Mako Est ; (b)- remplies de cristallisations suivant la direction Nord dans une zone de cisaillement dextre dans des basaltes massifs non amygdalaires de Mako Ouest ; (c) - en échelons allongées dans des basaltes en pillow ; (d) - non remplies dans un miroir de faille des basaltes en pillow de Badian.

Les fentes de tension sont des structures ouvertes à épontes jointives qui apparaissent isolées (figure 14a, b) ou disposées en échelon (figure 14c, d) suite à une contrainte dans un massif rocheux. Ces ouvertures montrent le plus souvent un remplissage avec des minéraux secondaires (quartz et d'épidote) en général de nature fibreuse qui matérialisent une linéation d'étirement. Ce sont des barrettes souvent allongées et effilées (figure 14a). Parfois elles ne sont pas remplies (figure 14e). La direction d'ouverture de ces fentes est une direction d'allongement et est perpendiculaire au plan moyen de la fracture.

Ces fentes sont dans les basaltes en pillow, souvent orientées suivant le grand axe des pillow-lavas. La plupart des fentes orientées dans cette direction sont remplies de recristallisations. Dans de rares cas nous les observons orientées perpendiculairement au grand axe des coussins et dans ce cas elles ne sont pas remplies pour bien souvent.

II. 1. 3. Les diaclases

Figure 15. Des fractures ayant valeur de diaclase dans les basaltes en pillow de Badian (a). Un filonnet de quartz dans des basaltes massif de Mako Ouest (b).

Les diaclases (figure 15a) sont des discontinuités sans déplacement relatif apparaissant dans des roches compétentes soumises à une contrainte soit cisaillant, soit compressive ou extensive. Elles sont orientées dans toutes les directions avec une prédominance de celles dans la direction de cisaillement général. Ce sont les structures les plus représentatives du secteur, dans les roches basiques et ultrabasiques.

Elles sont parfois remplies de recristallisations devenant ainsi des veinules (figure 15b). Ces veinules sont bien présentes à l'échelle microscopique et sont remplies très souvent d'épidote et de quartz et rarement de la calcite.

II. 2. Les structures de la déformation ductile hétérogène

II. 2. 1. Les plis et le boudinage

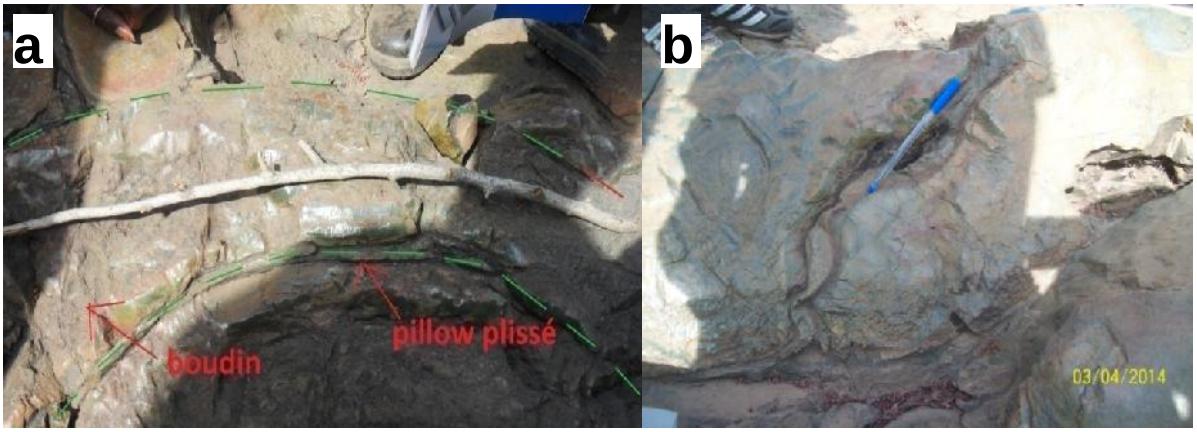

Figure 16. Des métabasaltes en pillow-lavas (a) montrant des boudins après plissement. Pillow-lavas avec cortex déformé et plissé (b).

Les plis sont des discontinuités ductiles (souples) de la roche qui ne s'accompagnent pas de fracturation de la masse rocheuse. Dans notre secteur nous les distinguons dans les coussins

des métabasaltes avec le plus souvent le phénomène de boudinage (figure 16a). Les plis du secteur sont presque exclusivement courbés en leur milieu. Parfois, elles s'expriment dans le cortex des métabasaltes en pillow-lavas sous forme de microplis (figure 16b).

Le plan de stratification So est de direction variable, due à la présence des plis en fourreau, centimétriques. Il correspond au grand axe des pillow-lavas.

II. 3. Les structures de la déformation ductile homogène

II. 3. 1. La schistosité et la linéation

Figure 17. Schistosité de fracture dans le tiers supérieur des ultrabasites de Mako Ouest (a). Linéation d'étirement de minéraux de quartz dans des métabasaltes en pillow-lavas de Mako Ouest fleuve (b).

Dans le secteur la schistosité dans les roches vertes basiques et ultrabasiques n'est observée à l'échelle de l'affleurement (figure 17a) que dans les zones de cisaillement. Elle correspond à une schistosité de fracture qui provient des phénomènes de forte fracturation de la roche. Le plus souvent elles suivent la direction Nord à NW comme c'est le cas pour les fractures majeures du secteur. Au microscope la schistosité est bien visible sur les minéraux feuilletés d'amphiboles ou d'amphiboles secondaires, de pyroxènes, de chlorites.

Nous observons dans le secteur des linéations d'étirement de minéraux siliceux (figure 17b).

III. ETUDE PETROGRAPHIQUE DES ROCHES BASIQUES ET ULTRABASIQUES

III.1. Les métabasaltes en pillow-lavas de Badian

C'est une roche finement grenue avec des minéraux de petites tailles soit en baguettes et aiguilles de tailles variables (chlorite, actinote, plagioclase), soit granulaires (quartz dans les microfractures et épidote). Ils ne présentent aucune orientation préférentielle (figure 18). La circulation de fluides hydrothermaux, de part les fracturations, entraîne un faible degré de métamorphisme et provoque une large chloritisation (associée à la schistosité) des minéraux de la roche, essentiellement des pyroxènes et de l'actinote. La roche est une ***chloritoschiste***. Les principaux minéraux observés au microscope présentent des caractéristiques variables.

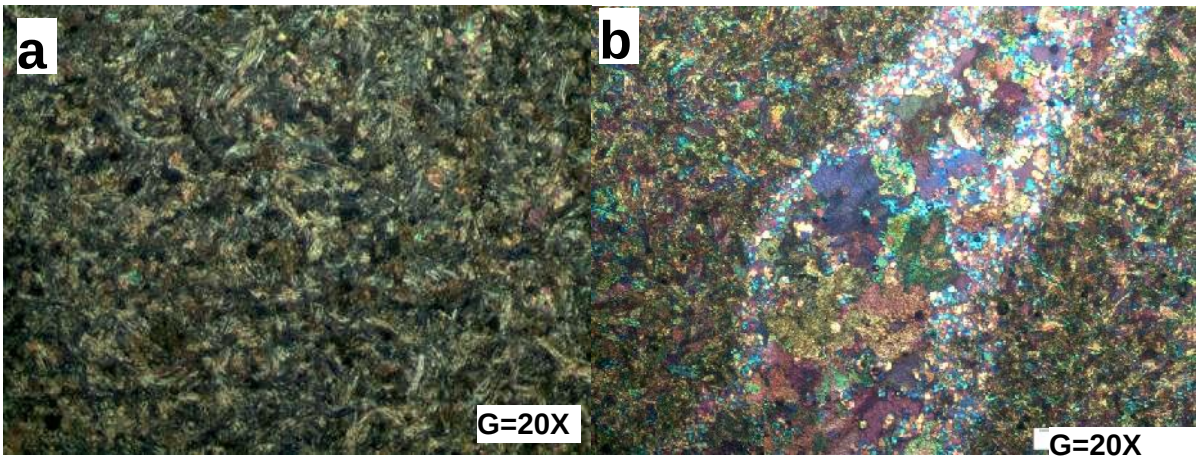

Figure 18. Les chloritoschistes en pillow de Badian. (a) : vue d'ensemble de la roche. (b) : une microfracturation remplie de quartz et d'épidote.

- **Les plagioclases**

Ils se présentent en fines baguettes allongées incolores en lumière naturelle (LPNA). En lumière polarisée analysée (LPA) les plagioclases présentent des teintes faibles et une double macle (Carlsbad et polysynthétique). Ils sont recouverts par les autres minéraux de la roche et sont les premiers minéraux à cristalliser. Ils représentent environ 10% de la roche.

- **L'actinote**

C'est une amphibole secondaire issue de l'altération des pyroxènes et en phase de chloritisation avancée. Elle se présente également en baguettes allongées et feuilletées ou en aiguilles translucides. Elles tapissent la surface d'une bonne partie des plagioclases, ce qui nous laisse dire qu'elles se sont formées un peu tardivement par rapport à ces derniers minéraux. En LPNA nous la trouvons verdâtre avec une direction de clivage. En LPA elle apparaît jaunâtre à jaune blanchâtre. Elle présente des cassures parallèles à leur grand axe correspondant à des plans de schistosité. Elle représente environ 15% de la roche.

- **La chlorite et l'épidote**

La chlorite est verdâtre en LPNA et présente une direction de clivage. En LPA elle présente des teintes variées telles que vert, vert-jaunâtre toujours surmontées d'un bleu. Elle est feuilletée et schistosée. Elle représente environ 40% de la roche.

L'épidote apparaît jaunâtre en LPNA. En LPA elle présente des teintes de polarisation vives (vert, jaune, rose, avec parfois leurs intermédiaires). Elle présente un aspect granulaire soit en amas, soit massif avec de fins grains. Nous l'observons dans la matrice de la roche où elle est surmontée de minéraux opaques ou ferriques et plus rarement associée à du quartz. Dans les microfractures elle est associée à des grains de quartz. Sa présence est bien marquée dans ces zones de microfractures (avec aspect massif) et aux alentours, diminuant dans les autres endroits de la roche. Elles témoignent du métamorphisme hydrothermale et représente environ 35% de la roche.

- **Les oxydes ferro-titanés**

Ce sont des minéraux opaques parfois à aspect ferrugineux (en LN comme en LPNA) qui se forment très souvent au dessus des épidotes.

La présence de recristallisations de quartz liée à l'altération hydrothermale de la roche, associée à la formation tardive des oxydes ferro-titanés et l'absence d'olivine, suggère que la roche est d'affinité tholéitique.

- **Les microdiscontinuités**

Nous distinguons des microfractures, sans orientations préférentielles, se présentant sous forme de veinules remplies d'épidote et de petites granules de quartz. Nous distinguons aussi des plans de schistosité sur la chlorite et l'actinote (figure 19b).

III.2. Les métabasaltes à pustules

C'est une roche avec beaucoup de petites baguettes et aiguilles de chlorites, actinotes associées à des épidotes hexagonales ou quelconques (plus ou moins granulaires) qui apparaissent sous des teintes arc-en-ciel (en LPA). Nous distinguons également des microlithes presque exclusivement de chlorites et d'actinotes. Les oxydes ferro-titanés sont présents et plutôt rares. Nous distinguons également dans la roche des petites pustules de quartz et d'autres pustules beaucoup plus grossières à gros plagioclases, quartz, épidote et chlorite. La chlorite dans les pustules est fortement altérée apparaissant en petits grains et laissant apparaître les plagioclases qu'elle surmontée ailleurs. Le quartz y apparaît au dessus

des chlorites et épidotes. Les grosses pustules sont toutes orientées dans la même direction qui correspond également à celle des veinules remplies de quartz et d'épidote. Nous n'avons pas estimé les minéraux selon leurs pourcentages dans la roche à cause des microlithes.

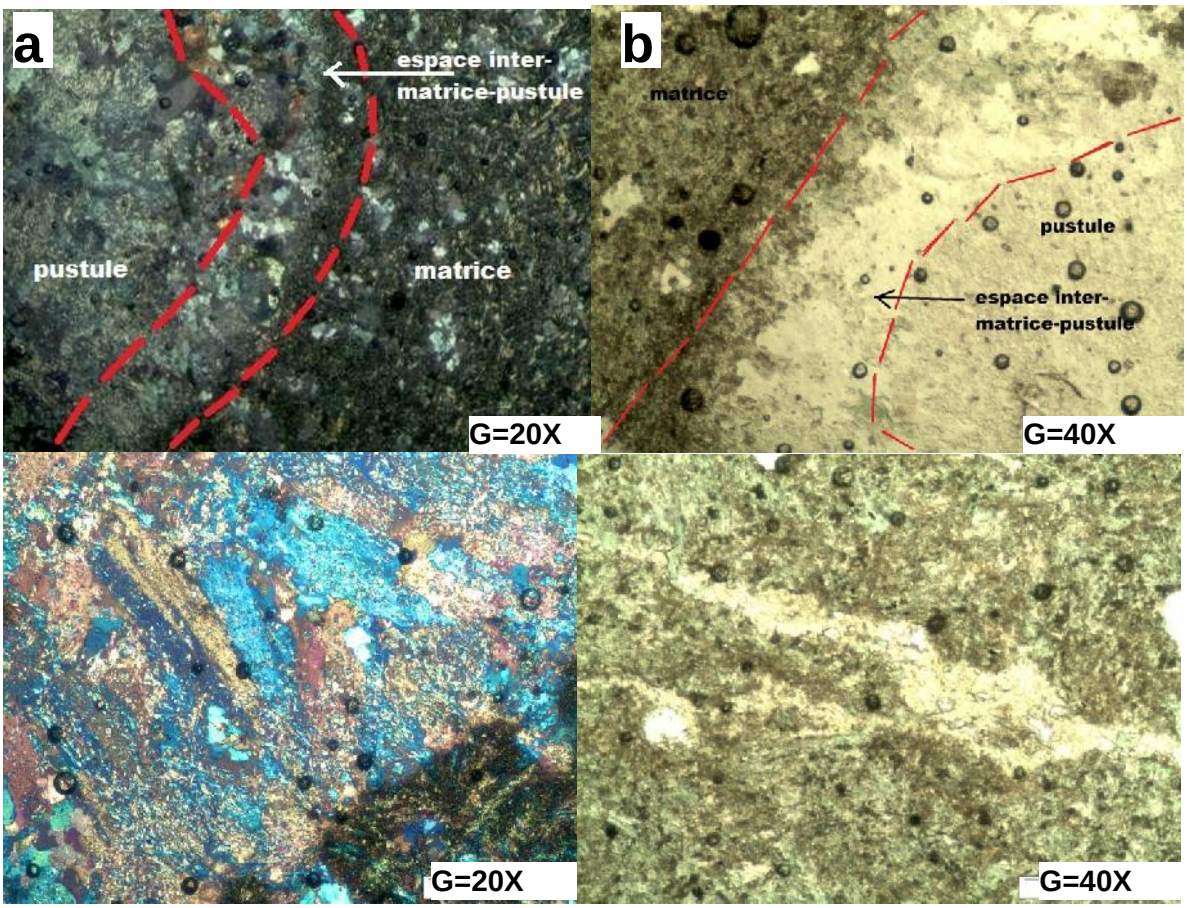

Figure 19. Les basaltes à pustules. (a et b) : vue d'une portion de l'espace inter-matrice-pustule en LPA et en LPNA. (c) : les plagioclases des pustules. (d) : une microfracturation en LPNA.

Les pustules

Nous distinguons de petites pustules qui ne peuvent être vus qu'au microscope et qui sont constituées uniquement de quartz sans orientation préférentielle sinon sans orientation avec des formes plus ou moins arrondies. Nous distinguons également de grosses pustules observables même à l'œil nu. Ces grosses pustules sont en réalité constituées de plusieurs minéraux de la roche. Ce sont des pustules hétérogènes. Ces pustules hétérogènes sont toutes orientées dans la même direction. Néanmoins, il n'y a aucune orientation préférentielle des minéraux à l'intérieur. Ces pustules apparaissent incolores et limpides en lumière naturelle (LPNA) hormis de très rares points troubles correspondant à des épidotes. En effet, les minéraux colorés (épidotes, chlorites) perdent tous leurs caractères en LPNA au profit des minéraux blanc (quartz, plagioclases). Les petites pustules de quartz apparaissent aux alentours des grosses pustules hétérogènes et disparaissent dans les autres endroits de la

roche. Les grosses pustules, hétérogènes, et les petites pustules de quartz devraient se former en deux étapes distinctes, après l'ouverture des œillets probablement par le phénomène de dégazage. Les grosses étant des œillets colmatées en premier par un magma qui a la même composition que la roche mais avec formation de gros minéraux et une texture grenue. Les petites pustules étant des recristallisations de la silice, abondante dans la roche, sous des contraintes tectoniques et après altération hydrothermale. Ces contraintes tectoniques ayant également touché les grosses pustules hétérogènes y entraînant une réorientation, et la formation de quartz par recristallisation. Ces contraintes facilitent l'altération de la chlorite feuilletée, schistosée et donc plus vulnérable. Les grosses pustules sont prédominantes par rapport aux petites.

Les minéraux des pustules en LPA sont :

- **De gros plagioclases** qui sont les minéraux les plus représentatifs et les plus gros, se présentant en baguettes avec une double macle peu nette. Ce n'est qu'en tournant la platine qu'on peut s'apercevoir de la présence de ces minéraux du fait de leurs caractères pas très nets. Ces plagioclases sont surmontés de petits fragments de chlorites fortement altérées. **La calcite** y est faiblement représentée et est brun-marron avec des rayures parallèles et des formes quelconques. Les plus petites sont majoritairement les plus représentées et sont sans rayures, affectées par les grains de chlorite.

- **Des recristallisations de quartz** qui sont les plus représentatifs après les plagioclases.

- **L'épidote** est présente avec des formes plus ou moins hexagonales allongées qui sont des résidus d'anciens pyroxènes altérés. Parfois ils présentent deux directions de clivages formant des angles aigus. Plus nombreuses sont les épidotes de recristallisation d'anciens pyroxènes apparaissant sous des teintes de premier ordre proches de l'arc-en-ciel.

- **De la chlorite** très souvent sous forme de très petits fragments. Ce sont d'anciens pyroxènes ayant cristallisés au dessus des plagioclases. Elles sont fortement affectées par la force tectonique ayant orienté les grosses pustules, devenant vulnérables, et fortement altérées par la suite. Elles laissent alors apparaître des plagioclases peu nets.

Les autres minéraux de la roche, en dehors des pustules, sont :

- **L'actinote**

Elle constitue un minéral très représentatif dans la roche et sont en phase de chloritisation avancée ou même parfois chloritisée. Elle apparaît verdâtres en LPNA, pléochroïques du vert au jaunâtre et présente une direction de clivage. En LPA elle se présente en petites baguettes jaunâtres et est souvent à macle simple.

- **L'épidote et la chlorite**

L'épidote apparaît jaunâtre à vert-jaunâtre en LPNA. Nous la rencontrons dans la matrice de la roche souvent en amas avec des formes quelconques à aspect granulaire et des teintes de polarisations de premier ordre proche de l'arc-en ciel. Elle est bien représentée et est issue de la recristallisation après altération des pyroxènes. L'épidote se rencontre également dans les microfracturations. Elle y constitue un minéral très fin, majoritaire et associée à des quartz. Rarement de gros minéraux se forment dans les microfractures et se placent au dessus des fins.

La chlorite se présente en baguettes allongées verdâtres en LPNA, comme les amphiboles secondaires avec une direction de clivage. En LPA elle donne des teintes de polarisation de premier ordre, proche de l'arc-en-ciel ; ce qui la différencie de l'actinote.

- **Le plagioclase**

Le plagioclase apparaît incolore et moins trouble que d'habitude en LPNA avec des formes hexagonales allongées. En LPA, il apparaît dans des teintes faibles, ne présentant pas son caractère habituel de maclage.

- **Les microdiscontinuités**

En dehors des phénomènes de maclage des amphiboles secondaires, du clivage des dérivés du pyroxène et autres microfracturations parallèles à l'allongement des minéraux feuilletées, nous rencontrons des microfracturations remplies à l'échelle de la roche. Ces microfracturations avec des tailles variables sont orientées dans la même direction correspondant à l'orientation des pustules hétérogènes. Elles sont remplies très majoritairement de minéraux fins d'épidote qui apparaissent altérés et finement broyés, associée à du quartz. Les minéraux les plus grossiers (de quartz et d'épidote) s'y sont également déposés en occupant la surface.

III. 3. Les métagabbros de Niéméniké

C'est une roche avec de gros minéraux d'hornblende, de chlorite et d'épidote qui apparaissent au dessus des plagioclases, séricites et tridymites (figure 20a, b). Ces trois derniers minéraux apparaissant alors que dans les espaces non occupées par les premiers. Ces espaces sont entièrement remplies. La hornblende et la chlorite sont aussi présentent dans ces espaces sous forme de baguettes ou d'aiguilles. Des minéraux opaques aux contours ferrugineux se forment au dessus des amphiboles, chlorites, épidotes. Ils sont des oxydes ferro-titanés. La hornblende, la chlorite et l'épidote sont schistosés (figure 20c). Nous distinguons des microfractures non remplies avec des tâches ferrugineuses (figure 20d) et plus rarement des remplies de quartz et séricite.

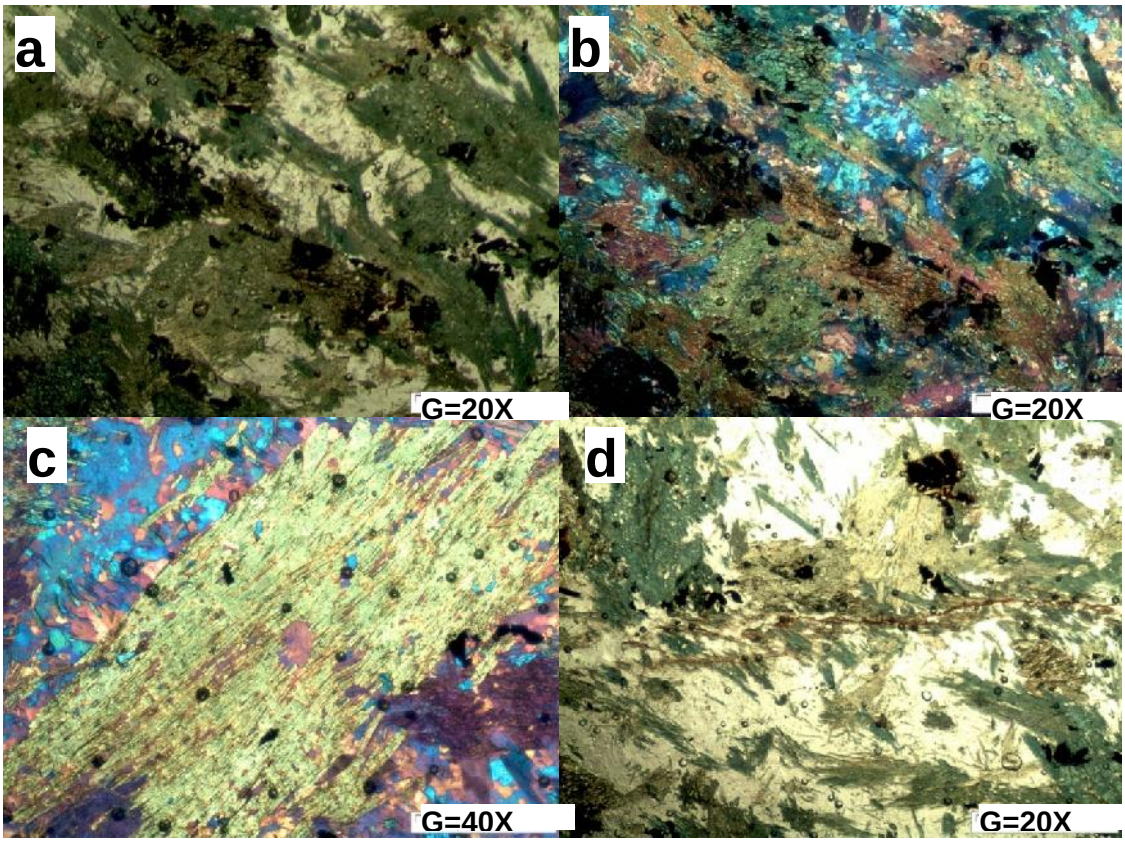

Figure 20. Les gabbros de Niéméniké. (a) et (b) vue de la texture grenue de la roche respectivement en LPNA et en LPA (G=20X). (c) : un minéral d'amphibole au fort grossissement (G=40X) montrant la schistosité de fracture qui affecte aussi les minéraux de chlorite. (d) : microfracturation non remplie, en LPNA, avec des taches ferrugineuses (G= 20X).

- **La hornblende verte**

Elle forme des cristaux de grandes tailles, verdâtres en LPNA, feuilletés et présentant deux directions de clivage. La première direction est parallèle au grand axe du minéral alors que la seconde est plutôt rare et relativement oblique par rapport à la première, formant des angles relative de 60° vers leur grand axe. Rarement une troisième direction apparaît, formant des

angles droits avec la première. En LPA les amphiboles apparaissent dans des teintes de polarisation de second ordre, du vert-foncé au vert-jaunâtre.

Elles apparaissent au dessus des minéraux de plagioclase, de calcite et de quartz. Les amphiboles présentent une schistosité de fracture orientée vers le grand axe du minéral. Cette schistosité est caractérisée par les plans de clivage plus ou moins proches. Les petits points blanchâtres, inclus dans le minéral, et la présence de minéraux de quartz ou des minéraux ferrugineux, tous étirés et orientés dans la même direction témoignent d'un allongement du minéral. Les amphiboles représentent 15% environ de la roche et constituent les minéraux ayant résistés au phénomène d'hydrothermalisme qui a donné la chlorite et l'épidote.

- **La chlorite et l'épidote**

Ce sont des minéraux secondaires issus de l'altération des amphiboles.

La chlorite apparaît verdâtre en LPNA et présente les mêmes caractères de clivage et de schistosité que l'amphibole. En LPA la chlorite apparaît dans des teintes de polarisation vives de premier ordre, ce qui la différencie de la hornblende (qui reste verdâtre). La chlorite représente 20% de la roche.

L'épidote apparaît jaunâtre à vert-jaunâtre et est parfois sale et trouble, comme un amas de grains, avec deux directions de clivage formant des angles de 60° vers leur grand axe. Ces clivages sont plus nets que ceux de l'amphibole ou de la chlorite. En LPA elle apparaît dans des teintes de polarisation de premier ordre, gris à jaunâtre et est souvent maclée. Il représente environ 20% de la roche.

- **Le plagioclase**

Les plagioclases apparaissent incolores et propres en LPNA. En LPA ils présentent la macle de Carlsbad avec des contours plus ou moins hexagonaux. Ce sont les premiers minéraux à cristalliser. Le plagioclase et la séricite représentent environ 20% de la roche.

- **La séricite**

La séricite est un minéral secondaire issu de l'altération des plagioclases. Elle apparaît incolore et trouble en LPNA avec des formes quelconques. Et est plus petite que les plagioclases. En LPA elle présente des teintes faibles et est piquetée de fins points blancs. Parfois nous la rencontrons sur les contours des plagioclases.

- **Le quartz**

Il est incolore en LPNA avec des formes quelconques granulaires. Il présente des teintes de polarisation faibles. Ce sont les minéraux les plus petits de la roche. Ils se placent sous la

hornblende, la chlorite et l'épidote. Ils accompagnent le plagioclase et la séricite dans les espaces inter-hornblende-chlorite-épidote. Elle représente environ 10% de la roche.

- **L'augite-ægyrinique**

Présente des formes nettes allongées en prisme, pléochroïque dans les verts et une direction de clivage visible. En LPA nous avons des teintes de polarisation du premier ordre (jaune → gris) et une macle simple. Elle représente environ 2% de la roche.

- **Les microdiscontinuités**

L'amphibole, la chlorite présentent une direction de clivage. L'épidote en présente deux biens proches et nets avec un angle d'environ 60° vers le grand axe du minéral, ce qui fait qu'elle apparaît en grain. La schistosité est bien exprimée sur les minéraux d'amphibole et de chlorite et correspond à une schistosité de fracture. Nous distinguons des microfractures non remplies avec des tâches ferrugineuses. Et d'autres remplies de quartz et séricite.

III. 4. Métagabbro shear zone de Mako

C'est une roche cataclastique (mylonite) où tous les minéraux sont broyés plus ou moins finement et altérés, notamment les pyroxènes qui donnent de fines chlorites et épidotes. Le plagioclase donne de la calcite. Les minéraux de chlorite, épidote et calcite, broyés, adoptent alors des formes en amas proche des structures sigma. Ils occupent en outre, une bonne partie des queues de cristallisation se formant à l'ombre des gros minéraux de plagioclases, séricite et quartz ayant résistés à la tectonique et formant aussi des sigmas claste les plus nets (figure 21a), qui indiquent un sens de cisaillement senestre (figure 21f). Ces structures sont plus nettement visibles en LPNA au sein des plans de schistosité. La schistosité est de fracture (figure 21e) et correspond à des plans de clivages plus ou moins proches, non remplis, avec des résidus ferrugineux, tous orientés dans la même direction.

Ces clivages diffèrent des autres fractures, visiblement antérieures, remplies surtout de calcite (figure 21c) mais aussi de quartz (dans ce cas opaque en LPA) (figure 21d), de chlorite et d'épidote broyés et qui semblent appartenir désormais à la mésostase. Les minéraux dans la roche sont très majoritairement broyés et étirés et suivent le plan de schistosité. Dans certains endroits nous avons de gros amas de minéraux (figure 21b) orientés dans la direction de schistosité mais comportant des minéraux non cohésives avec des formes quelconques et qui sont surtout des quartz et calcite et plus rarement de fines chlorites et épidotes. Des oxydes ferro-titanés se forment également au dessus des amphiboles broyées et altérées. La schistosité est non cohésive, tous les minéraux n'étant pas orientés en tout point de la roche.

La matrice représente 80% de la roche et est à quartz, chlorite épidote, séricite. La roche est une **mésomylonite**.

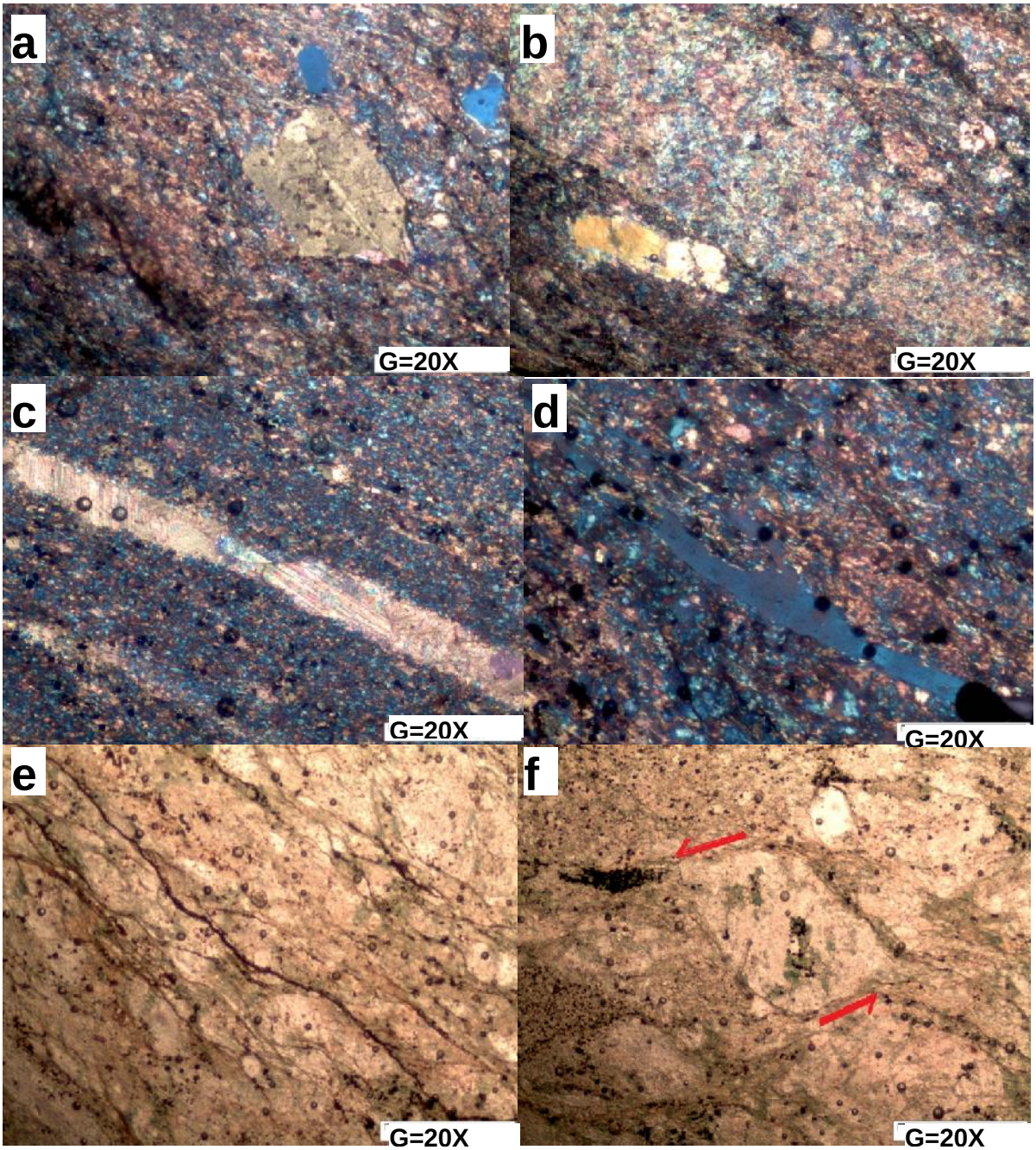

Figure 21. Les gabbros de la zone de cisaillement de Mako. (a) : vue d'ensemble de la roche montrant un claste de plagioclase résistant au fort cisaillement. (b) : gros amas de minéraux orientés dans la direction de schistosité mais comportant des minéraux non cohésives avec des formes quelconques et qui sont surtout des quartz et calcite et plus rarement de fines chlorites et épidotes. (c) et (d) : microfracturations remplies respectivement de calcite et de quartz. (e) : microfracturations dans la direction de schistosité et ayant valeur de schistosité de fracture. (d) : sigma claste dans le couloir de cisaillement senestre.

Nous décrivons ci-dessous les gros minéraux de la roche.

- **Les plagioclases**

C'est l'un des gros minéraux ayant résisté à la tectonique. Ils apparaissent incolores en LPNA avec parfois deux directions de clivage perpendiculaires, avec des formes hexagonales ou quelconques. En LPA ils présentent souvent une macle polysynthétique et/ou Carlsbad.

- **La séricite**

C'est le minéral le plus représenté parmi les gros cristaux. Elle apparaît incolore et faiblement trouble et des formes quelconques ou hexagonales en LPNA. En LPA elle a une teinte faible piquetée de fins cristaux blanc ou jaunâtre ou des inclusions chloriteux.

- **Le quartz**

Il apparaît incolore et limpide en LPNA avec souvent des formes arrondies ou allongées avec des cassures et des formes quelconques. En LPA il montre souvent des teintes jaunes pâles du premier ordre ou parfois faibles. Rarement il apparaît uniquement grisâtre (non pléochroïque).

- **La calcite**

La calcite sans être parmi les gros cristaux, avec souvent des tailles moyennes, est assez bien représentée dans la roche. Elle présente en LPNA une direction de clivage ou parfois un clivage en quadrillé et une couleur brune-jaunâtre. En LPA la couleur est brune.

III. 5. Les métagabbros de Mako Est

C'est une roche avec beaucoup de macrocristaux surtout de chlorite et d'épidote (figure 22a). Entre ces macrocristaux apparaît des plagioclases plus ou moins grossiers. En certains endroits pas bien remplis nous trouvons des aiguilles d'actinote translucides associées à d'autres de chlorite (figure 22b). Nous ne distinguons aucune microfracturation sur la lame. La schistosité est bien présente sur les produits d'altération des pyroxènes (orthopyroxène et clinopyroxène) surtout la chlorite (figure 22d). Le maclage existe sur certaines sections (figure 22c).

- **Le plagioclase**

Il apparaît incolore et trouble en lumière naturelle. En lumière polarisée il montre une forte altération. Il se présente en gros cristaux hexagonaux allongés ou parfois en cristaux plus petits et groupés entre les gros minéraux. Il représente environ 20% de la roche.

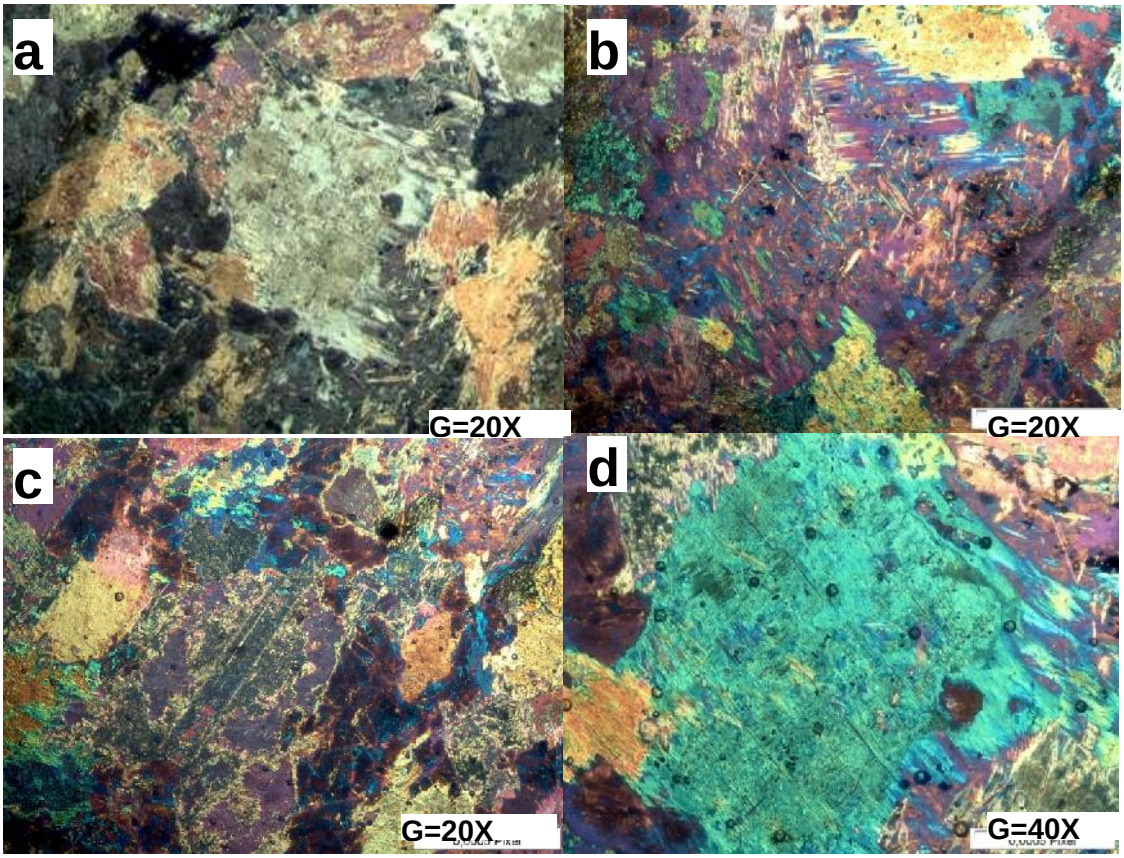

Figure 22. Les métagabbros de Mako Est. (a) : vue d'ensemble de la roche avec son texture grenue. (b) : portion entre des macrocristaux constitués d'aiguilles et microlites. (c) : un minéral de clinopyroxène en phase de chloritisation avec la macle en h1. (d) : schistosité de fracture dans un minéral d'orthopyroxène.

- **L'orthopyroxène**

Il est pléochroïque du vert-pale au vert-jaunâtre avec une direction de clivage parfois une deuxième moins visible. En lumière polarisée il apparaît dans des teintes de polarisation de premier ordre (gris à gris-jaunâtre ou gris-verdâtre). Il est le premier minéral à cristalliser se constituant parfois en macro-phénocristal. Il englobe parfois des cristaux de plagioclase ou de chlorite. Il n'est pas schistosé et représente environ 15% de la roche.

- **Le clinopyroxène**

Il apparaît brun en lumière naturelle avec une direction de clivage et des formes quelconques. En lumière polarisée les teintes sont variables car le clinopyroxène n'existe que sous forme de résidus dans la chlorite, l'épidote, ou l'actinote qu'il donne par altération. Ainsi nous le trouvons dans des teintes propres à ses minéraux d'altération. Et ce n'est alors qu'en lumière naturelle qu'on peut s'apercevoir de sa présence. Il est apparu après le plagioclase et représente environ 5% de la roche.

- **La chlorite**

Elle apparaît vert-pale en lumière naturelle avec des formes quelconques et une direction de clivage. En lumière polarisée les teintes sont variées ; bleu-vert ou rosâtre surmonté d'un bleu et toujours vers le gris, ou pléochroïque jaune-rose-gris. Ces teintes de polarisation sont dues à une origine diverse, l'orthopyroxène d'une part et le clinopyroxène d'autre part. Elle est feuilletée, schistosée et présente une macle en h1, qui est une bande traversant le minéral. Elle représente environ 40% de la roche.

- **L'épidote**

Elle apparaît jaune-vert pale et trouble, en grain avec des formes quelconques et deux directions de clivage obliques. En lumière polarisée elle apparaît grisâtre ou jaune-grisâtre du premier ordre. Elle représente environ 20% de la roche.

- **L'actinote**

Apparaît également jaune-vert pale en lumière naturelle. En lumière polarisée elle est jaune-blanchâtre à endroits translucides. Elle se présente également en aiguilles translucides. Ces aiguilles d'actinote sont associées à d'autres de chlorite en certaines zones fortement ouralitisées et moins remplies de la roche, entre les gros minéraux. Elle représente environ 3% de la roche.

- **La hornblende brune**

Elle apparaît brune sombre en lumière naturelle avec des formes plus ou moins losangiques ou quelconques surmontant souvent le clinopyroxène ou ses dérivés. Elle reste invariable en lumière polarisée et représente moins de 1% de la roche.

- **La biotite**

Elle est rare et est dans une phase de chloritisation avancée, indiquant que le clinopyroxène est aussi de l'augite même s'il est aussi présent sous forme de diopside. En effet, nous avons clinopyroxène, hornblende, biotite, chlorite. La biotite surmonte l'actinote et apparaît sous le plagioclase. En lumière naturelle elle est vert pale avec des formes quelconques. En lumière polarisée elle est dans les teintes du premier ordre (rose, gris) et est maclée. Elle représente moins de 1% de la roche.

III. 6. Lherzolite du Mansaring-Tana

C'est une roche holomélanocrate, où tous les minéraux sont altérés apparaissant sombres, hormis quelques poches à olivine, orthopyroxène et clinopyroxène (figure 23).

Figure 23. La lherzolite du Mansaring-Tana. Vue d'ensemble montrant l'olivine, les minéraux serpentinisés et la texture grenue de la roche.

- **L'olivine**

L'olivine apparaît incolore à verdâtre en lumière naturelle avec des sections souvent nettes. En lumière polarisée elle présente des teintes de polarisation jaune-rosâtre parfois jaune-blanchâtre. Elle présente des formes hexagonales allongées ou hexagonales plus ou moins arrondies. L'olivine dans sa forme altérée et non altérée représente environ 70% de la roche.

- **Les pyroxènes**

L'orthopyroxène apparaît dans un faible jaune-verdâtre et trouble en lumière naturelle et pléochroïque vers le gris. Il présente souvent deux directions de clivage d'environ 60°, une troisième est bien visible mais que sur certains minéraux. L'orthopyroxène présente parfois des teintes faibles, du blanc vers le gris. Dans ce cas elle apparaît souvent très altérée ayant l'aspect de grain rappelant l'épidote. Les deux aspects (couleur et clivage) les distinguent des **clinopyroxènes** qui apparaissent pléochroïques dans les roses en lumière naturelle et des teintes du premier ordre (rose, rose-blanchâtre) et avec une direction de clivage. Ces deux minéraux représentent environ 25% de la roche. Ils sont surmontés de beaucoup d'olivines.

- **La serpentine**

Elle constitue le minéral le plus important à hauteur de 90% de la roche. Elle est issue essentiellement de l'altération de l'olivine (favorisée par les craquelures) puis des pyroxènes. Elle apparaît incolore en lumière naturelle et grisâtre en lumière polarisée.

- **La hornblende brune**

Elle apparaît brun en lumière naturelle avec une direction de clivage et brun-jaunâtre en lumière polarisée. Elle présente des formes quelconques et représente environ 2% de la roche.

Conclusion partielle

-Les pustules dans les métabasaltes amygdaloïdes sont constituées essentiellement de plagioclase, de quartz mais aussi de chlorite, d'épidote et de calcite. Ces amygdales, elliptiques sont tous orientées dans la même direction, alors que macroscopiquement elles peuvent parfois se présenter sous des formes plus ou moins arrondies. Néanmoins, il n'y a aucune orientation des minéraux à l'intérieur. Ainsi nous proposons l'appellation de ***pustule ou amygdale felsique*** plutôt que de pustule de quartz généralement rencontrée dans la littérature.

-Les métagabbros de la shear zone de Mako présentent des clastes qui indiquent que le mouvement de la zone de cisaillement de Mako est senestre. Ils sont fortement mylonitisés et peuvent être qualifiés de ***mésomylonite***.

-Les métabasaltes en pillow, de la zone de cisaillement de Badian, avec leur texture finement grenue sont fortement altérés devenant des ***chloritoschistes***.

-Les ***métagabbros*** de Niéméniké sont fracturés et altérés, plus intensément que ceux de Mako Est qui ne montrent aucune microfracturation, dans la portion observée, et qui sont alors moins altérés.

-Les métagabbros de Mako Est présentent essentiellement de pyroxènes (environ 80% y compris les formes altérées) avec de faibles quantités de hornblende verte (environ 1%). Tandisque, ceux de Niéméniké renferment essentiellement de hornblende verte (55% avec les formes d'altération) et ne renferment pas de pyroxènes.

-Les microfracturations sont majoritairement dans une direction de cisaillement du secteur. Elles sont remplies essentiellement de quartz et d'épidote et plus rarement de calcite.

CONCLUSION GENERALE

Notre étude a parmi d'établir en collaboration avec les étudiants travaillant dans le même secteur (Bâ, Diallo, Mvondo), une carte géologique du secteur de Mako. Celle-ci montre la distribution spatiale des différentes lithologies en rapports avec traitement informatique des données numériques recueillies sur le terrain.

L'étude des affleurements et les observations pétrographiques nous ont permis de proposer une succession lithologique des différent faciès du secteur (figure 12) et d'apporter un certain nombre de précision sur la pétrographie.

- Ainsi, nous distinguons dans les amygdales des métabasaltes essentiellement des plagioclases, du quartz mais également de l'épidote, de la chlorite, et de la calcite. Nous considérons que les amygdales sont des felsiques.
- Les gabbros de la shear zone de Mako présentent des clastes qui indiquent que le mouvement du cisaillement du secteur de Mako est senestre. Le cisaillement a lieu en premier fragilisant les minéraux des roches par les fracturations. Le phénomène d'hydrothermalisme est alors intervenu altérant les roches. Des produits de recristallisation comme l'épidote, la calcite, le quartz vont alors se former dans les fracturations des différentes roches.
- L'altération des roches du secteur est fortement liée à leur proximité avec la zone de cisaillement et alors à leur degré de fracturation. Ainsi nous constatons que les métabasaltes en pillow-lavas de la zone de cisaillement à Badian sont presque entièrement chloritisés et épidotisés. De même les gabbros présentent une différence d'altération et sont affectés par les fracturations selon leur proximité avec la zone de cisaillement. Ceux de la shear zone de Mako (fleuve) sont mylonitisés avec des fracturations ayant valeur de schistosité de fracture. Ceux de Niéméniké, fracturés et altérés, plus intensément que ceux de Mako Est (zone moins affectée par les cisaillements par rapport à Mako Ouest) qui ne montrent aucune microfracturation, dans la portion observée, et qui sont alors moins altérés. La lherzolite dans la zone de cisaillement de Mako Ouest est elle-même fortement serpentinisée.
- Nous distinguons des métagabbros à hornblende verte dans le sous-secteur de Niéméniké et des métagabbros à orthopyroxène à Mako Est. En effet, les métagabbros de Mako Est présentent essentiellement de pyroxènes (environ 80% y compris les formes altérées avec une prédominance nette des orthopyroxènes) avec de faibles quantités de hornblende verte (environ 1%). Tandisque, ceux de Niéméniké renferment essentiellement de hornblende verte (55% avec les formes d'altération) et ne renferment pas de pyroxènes.

- La présence de recristallisations de quartz dans les microfracturations liée à la circulation de fluides hydrothermaux associée à la formation tardive des oxydes ferro-titanés et l'absence d'olivine dans les basaltes aphanitiques suggère un caractère tholéitique. Le volcanisme basique est relayé par le volcanisme andésitique puis rhyolitique. Ces derniers vont à leur tour contribuer à la formation des tufs andésitiques et rhyolitiques. La présence d'un ciment siliceux et le lithage moyen observé dans les tufs andésitiques montre que les clastes andésitiques sont entrain de se mettre en place quand débute le volcanisme rhyolitique apportant de la matière siliceuse (boue volcanique formée de lave associée à de l'eau). Ces phénomènes ont lieu après ouverture du panneau de roches vertes de Mako. Cette ouverture est accompagnée de l'intrusion de gabbros dans la fracture. Plus tard ce sont les ultrabasites qui vont recouper les gabbros.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

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, p. 1847 – 1853.

Abouchami, W., Boher, M., Michard, A., Albarède, F. N. T. (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.

Bassot, J.P. (1987). Le complexe volcano-plutonique calco-alcalin de la rivière Daléma (Est Sénégal) : discution de sa signification géodynamique dans le cadre de l'orogenèse éburnéenne (Protérozoique inférieur).

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

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. Géol. Afr., edited by J. Klerkx and J. Michot, p.1 – 10.

Dabo et al., 2016. Cartographie géologique et pétrographie des formations birimiennes du secteur de Mako (Supergroupe de Mako, Boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal), (*Sous rédaction*).

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, p. 197 – 213.

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 (Boutonnière de Kédougou). Implications géodynamiques. Thèse d'Etat, Université Cheikh Anta Diop de Dakar. 466 p.

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.

Dioh, E. (1986). Etude des roches magmatique birimiennes de la région de Sonfara-Laminia Média Foulbé (Sénégal oriental).Thèse de doctorat du 3°cycle, université de Nancy I. 144p.

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 accretionnary development of the eburnean province. Precambrian Research 118, p. 83 – 99.

Ladru, 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 50/4. p.337 - 354.

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

Ngom, P. M. (1985). Contribution à l'étude de la série Birrimienne de Mako dans le secteur aurifère de Sabodala (Sénégal oriental). Thèse Université de Nancy. 135 p.

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

Ngom, P.M., Teixeira, W., Cordani U.G. (2010). 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., 3, p. 49-57.

Trompette, R. (1973) : Le précambrien supérieur et Paléozoïque inférieur de l'Adrar de Mauritanie (bordure occidentale du bassin de Taoudéni, Afrique de l'ouest) : un exemple de sédimentation du craton. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Aix Marseille, Trav Lab. St. Jêrome, Marseille. 573 p.

Théveniaut, H., Ndiaye, P.M., Buscail, F., Couëffé, R., Delor, C., Fullgraf, T., Goujou, J. C. (2010). Notice explicative de la carte géologique du Sénégal oriental à 1/500 000. Ministère des Mines, de l'Industrie, de l'Agro-Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar. 122 p.

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 de la partie N et NE de la dorsale Réguibat (Mauritanie). 7ème Coll. Géol. Afr., Florence. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jérôme, Marseille, 11, p. 142 – 143.

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). 7ème Coll. Géol. Afr., Florence. Trav. Lab. Sci. Terre, St Jêrome, Marseille, 11, p. 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, p. 307 – 319.

Wilkinson, A.F. (1980). Discordant Rb/Sr and Pb/Pb whole rock isochrones ages for the Archean basement of Sierra Leone. Precambrian Research, 13, p.63 -73.