



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences
Pétrologie - Géochimie

***Le magmatisme basique de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala
(Daoura, Monts de l'Ougarta, Sud-Ouest, Algérie): Géologie,
Pétrologie, Géochimie et Contexte Géodynamique***

Présentée et soutenue publiquement par :

M. Abderrahmane MEKKAOUI

Devant le jury composé de :

OUALI MEHADJI A.	Professeur	Université d'Oran 2	Président
REMACI Nacéra	MC A	Université d'Oran 2	Rapporteur
AZZOUNI Abla	Professeur	Université de Tlemcen	Examinatrice
OUABADI AZIOUZ	Professeur	USTHB Alger	Examineur
BOUIMA Tayeb	MC A	Université de Sétif	Examineur
TABELIOUNA M.	MC A	Université d'Oran 2	Examineur

Année 2015

Homages

Tout d'abord, je dédie ce travail à la mémoire de mon père DIDI BEN AHMED.

Les disparitions des personnes, qui m'étaient chères :

Larbi MEKAHLI & Serge ELMI, a marqué certains moments difficiles de cette thèse. Ils étaient mes premiers encadreurs. Ils auraient aimé lire ce manuscrit, mais la vie en a décidé autrement...

Nous garderons le souvenir d'hommes de science au service de la société. Des pédagogues toujours disponibles, d'hommes souriants à la vie, des ambassadeurs de la terre.

Je leur rends hommage à travers ce travail.

"Une recherche n'est jamais complète. C'est la gloire d'un travail bien fait qu'il ouvre la voie à un autre, meilleur encore, et amène ainsi rapidement sa propre éclipse. L'objet de la recherche est l'avancement, non du chercheur, mais de la science".

Professeur LOVELL
(Traduction André MAUROIS)

Avant propos

Cette page, au début de tout, et qu'on ne la rédige pourtant qu'à la fin. Elle était pendant ces années, un souhait inlassablement répété. C'est la fin qui rappelle le début. Je ne me dérogerai point à la règle. Toutefois, il n'est guère facile ici de faire les choses dans un ordre logique quelconque.

Tout d'abord, je remercie ma directrice de thèse, madame REMACI-BENAOUDA Nacera pour m'avoir redonné l'opportunité d'achever cette thèse dans de très bonnes conditions et d'avoir m'incité à se contenter uniquement à l'axe de la Daoura.

Ses conseils, ses remarques et surtout son aide sans limites m'ont beaucoup stimulé au travail. Son appui ne m'a jamais fait défaut. Au-delà de ses connaissances scientifiques, j'ai beaucoup apprécié sa gentillesse et ses grandes qualités humaines. Merci infiniment pour tout ça.

Je remercie les membres de mon jury qui ont accepté de lire ce mémoire et d'y apporter leurs remarques en ouvrant des discussions et des perspectives fort intéressantes sur le sujet ; M^r le Professeur OUALI MEHADJI Aek., qui me fait l'honneur de présider ma soutenance de thèse, M^{me} A. AZZOUNI, M^r. A. OUABADI, M^r. T. BOUIMA et M^r. M. TABELIOUNA, qui ont bien voulu, en acceptant de juger ce travail, me faire bénéficier de leurs expériences et pour l'intérêt qu'ils ont bien voulu apporter à cette étude. Leurs critiques seront pour moi un encouragement à poursuivre mes travaux de géologue. Je leur suis très reconnaissant de la confiance bienveillante qu'ils me témoignent.

En outre, Je remercie M^r OUALI MEHADJI Abdelkader pour les longues discussions fructueuses sur les phases d'instabilité enregistrées dans les dépôts dévoniens et les nombreux échanges furent essentiels dans la compréhension des phénomènes géologiques enregistrés dans les dépôts du Dévonien supérieur.

J'ai toujours apprécié les nombreuses discussions sur le terrain ; au Damrane et à la pointe Est du djebel Ben Tadjine, que j'ai pu avoir avec M^r BOUIMA Tayeb, je lui remercie vivement ici.

Je ferai preuve d'ingratitude si je ne reconnais pas la dette que j'ai envers toutes les personnes qui m'ont apporté leur aide et dont le soutien amical m'a permis de mener à bien ce travail.

Je remercie infiniment MM : TABELIOUNA Mohamed et MAHBOUBI M'Hamed pour non seulement l'intérêt qu'ils portent à mon travail, mais aussi pour les soins et le suivi de mon dossier administratif.

Je profite de ces lignes pour remercier M^{me} GRAINE-TAZROUT Khadidja, son mari Arezki et leurs fils pour l'aide sans limites qu'ils m'ont toujours accordé et pour les longues discussions sur les âges du magmatisme ougartien et leur conséquence sur la compréhension des aspects métallogénique.

Un grand merci et un signe de reconnaissance vont à M^r Hervé BERTRAND qui m'a fait bénéficier de ces compétences et ses conseils aussi bien sur le choix des échantillons que pour les analyses dans son laboratoire à Lyon.

Je remercie infiniment M^r Philippe LEGRAND, qui m'a fait profiter de sa bibliothèque personnelle et de son immense savoir sur la géologie du Sahara. J'en profite de lui dire, « désolé et il ne faut pas m'en vouloir, les conditions d'accès au terrain n'ont pas permis de continuer l'étude de la formation de Bou M'Haoud ».

*Je remercie très sincèrement M^r HANDZBERG et M^r ATROPS qui m'ont accueilli dans leur laboratoire à Lyon, même après le décès de mon encadreur le feu S. ELMI. J'ai apprécié à chacun ses qualités scientifiques et humaines. Par la même occasion, je remercie tous les membres du bâtiment « **Géode** » à l'université Claude Bernard–Lyon, tout particulièrement M^r Paul CAPIEZ du laboratoire de géochimie pour sa gentillesse et sa participation à mon projet.*

Mes vifs remerciements s'adressent à mes amis : SAIDI Cherif, FELLAH Ahmed, BENYOUCEF Madani, MERZOUGUI Touhami et MADANI Mohamed pour l'aide inestimable qu'ils m'ont généreusement accordé, surtout pour la mise en forme des cartes et des planches.

Mes remerciements iront aussi à mes amis et collègues de l'université d'Oran MM: BEN HAMOU Miloud, SEDDIKI Abdemadjid, SALHI Abdeldjabbar, BOUTERFA Boumediene, ATIF Khair-Eddine, BENDELLA Mohamed, MAHMOUDI Mohamed et MEDDAH Amer.

Cette thèse n'aurait bien sûr pas été ce qu'elle est sans le support logistique de l'ORGM et également de la bonne complaisance du personnel technique ; à ce propos, je remercie MM : BOUSMAHA Mohamed, KERZAZI Kerzazi, SAHLI Ahmed, SABRI Noureddine, BENARIBA Morad et mes coéquipiers du laboratoire MM BARIKALLAH Mohamed Fadel et SOUDANI Boufeldja.

C'est avec beaucoup d'émotion que je réserve une mention spéciale aux habitants des villages environnants : Zéghamra, Ougarta et Tabelbala, pour l'accueil chaleureux qu'ils m'ont toujours réservé et leur aide précieuse dans les périodes difficiles de reconnaissance. Plus particulièrement à MM : YAHIAOUI Mahdjoub, Bachir et Cheikh Mohammed, M'HAMMEDI Bachir et Lakhdar, et MERZOUGUI Abdelwahed.

A l'issue de ce travail de thèse, je pense aussi à mes amis et collègues à l'université de Béchar : Abdelmadjid CHABANI, Tayeb RIKIOUI, Yazid ABDELAZIZ, Salim KABOUR, Mohamed NEBBOU, Abedlkrim CHERITI, Abdelmadjid HAMOUINE, Abdelmadjid BERGA et Belkacem DRAOUI. Qu'ils sachent, qu'ils ont tous une place au fond de mon cœur.

J'associe à ces remerciements mes amis, Brahim BENCHERGUI, Khamis et Mustapha SOLTANI, Redouane BELABED, BOUAZZAOUI Othmane et Didi, ABDERRAHMANI Tayeb et ABBASSI Abdelwaheb, qui m'aident au mieux pour aplanir les difficultés du quotidien.

Merci à mes proches pour leur appui. Enfin, et surtout, je tiens à remercier mes parents, mes soeurs et mes frères, ainsi que toute ma famille, pour leur soutien, leur affection et la confiance qu'ils m'ont accordé quelques soient les circonstances.

Mille Excuses, si des personnes ont été involontairement oubliées dans ces remerciements.

RESUME

L'axe Damrane-Kahal Tabelbala représente un trait structural majeur des monts de l'Ougarta. Il a été le siège d'un magmatisme basique dont les données pétrologiques, géochimiques et isotopiques ont permis d'entrouvrir une fenêtre sur le manteau sous-jacent ougartien.

Le massif de Damrane est constitué de **volcanites**, d'un **corps dioritique** et de filons doléritiques à direction ougartienne (**groupe 1**) et à direction Ksiksou (**groupe 2**).

Kahal Tabelbala se distingue par son réseau filonien largement développé, composé de deux types de dolérite totalement différents : le dyke axial, ses sills satellites (**Groupe 3**) et les dolérites de Guelb Berrezouk (**Groupe 4**).

D'un point de vue pétrologique, les coulées basaltiques de Damrane sont à texture microlitique porphyrique et à paragenèse minérale constituée de magnésio-chromite, d'olivine et de clinopyroxène (diospide à augite) dans les basaltes à caractère primitif et une paragenèse à augite, labrador et titanomagnétite dans les basaltes plus évolués. La genèse de ces roches se serait faite à partir d'un magma relativement riche en H₂O (5- 10%) cristallisant en profondeur de la magnésio-chromite et de l'olivine. La fin de cette cristallisation marquée par l'apparition du clinopyroxène se fait sous des températures de 1100-1000°C et une pression inférieure à 10 Kb, soit une profondeur inférieure à 35 km.

Le corps dioritique, à plagioclase, amphibole, quartz et magnétite semble cogénétique avec les basaltes. Les températures de cristallisation de l'amphibole précoce (magnésio-hastingsite) sont de l'ordre de 900°C sous des pressions de 7 kb, soit une profondeur maximale de 25 km. Cette cristallisation s'est achevée par une amphibole de type magnésio-hornblende à une température de 750-700°C et une profondeur de 8 km, probablement la profondeur de mise en place de ce corps dioritique.

Les dykes doléritiques **du groupe 1** montrent une texture intergranulaire et une paragenèse minérale dominée par de l'andésine, de l'augite et de l'ilménite. Ils seraient le résultat de la cristallisation d'un magma relativement riche en eau (moins de 10% H₂O). La cristallisation du clinopyroxène ne dépasserait pas 1100°C pour une pression inférieure à 10 kb, soit moins de 35 km de profondeur.

Les dolérites **du groupe 2** sont à texture intersertale à subophitique, où les minéraux primaires sont du plagioclase (bytownite à andésine), du clinopyroxène (augite et pigeonite) et de la titanomagnétite. La genèse de ces roches s'est faite à partir d'un magma où les températures de cristallisation du clinopyroxène sont comprises entre 1200-1100°C (pigeonite) à 1150-900°C (augite) et les pressions comprises entre 10 et 5 kb (entre 35 et 15 km de profondeur).

Dans le Kahal Tabelbala, l'imposant dyke axial zoné **du groupe 3**, de direction ougartienne, présente une paragenèse de plagioclase (labrador-oligoclase), clinopyroxène (augite-pigeonite) et d'ilménite. Le magma à l'origine de ces roches serait un magma relativement riche en eau avec des températures de cristallisation du clinopyroxène s'échelonnant entre 1100-1000°C (augite) à 1200-1000°C (pigeonite) et des pressions environnant les 5 kb (soit 15 km de profondeur).

Le **groupe 4**, original par rapport aux autres groupes, est constitué de dolérites à texture intersertale à tendance porphyrique. Il révèle une paragenèse à olivine (Fo₉₀ à Fo₇₇), diopside, labrador et opaques de type ulvospinelle. La genèse de ces roches s'est faite à partir d'un magma anhydre qui a débuté sa cristallisation par des opaques et de l'olivine. La cristallisation des clinopyroxènes s'est faite sous des températures modérées et sous des pressions supérieures à 10 kb, soit une profondeur supérieure à 35 km.

Excepté pour le groupe 4, la majorité des magmas à l'origine des roches de Damrane et Kahal Tabelbala ont évolué sous des pressions relativement modérées n'excédant pas 10 kb (profondeurs inférieures à 35 km) ; ce qui suggère l'existence d'une zone de stockage de ces magmas au sein de la croûte continentale.

L'étude géochimique et isotopique met en évidence la participation d'au moins trois sources pour expliquer la diversité de ce magmatisme basique : un manteau asthénosphérique, un manteau lithosphérique et une croûte continentale.

En tenant compte des âges calculés à partir des couples Rb-Sr et Sm-Nd, nous constatons une certaine évolution au cours du temps de la composition du manteau ougartien.

Les basaltes de Damrane, avec les diorites, forment une série magmatique calco-alcaline d'âge probablement dévonien (390 Ma) et qui est régie par la cristallisation fractionnée d'un magma saturé en silice. Ce magma dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique appauvri dans le domaine de stabilité du spinelle (jusqu'à 15 % de fusion partielle d'une harzburgite à spinelle), avec une participation de la croûte continentale non négligeable. Une deuxième hypothèse suggérerait une source de type manteau subcontinental enrichi par des sédiments ou de fragments lithosphériques réinjectés en relation avec des événements de subduction anciens.

Le réseau filonien doléritique de Damrane et de Kahal Tabelbala se serait mis en place sur une période n'excédant pas 100 Ma allant du Trias supérieur à la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur. Une période qui pourrait correspondre aux stades du pré-rifting à rifting probablement lié à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque.

Les dolérites du **groupe 1**, tholéiites continentales, sont probablement crétacées (102 Ma) et présentent les caractéristiques des HPT (high P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). Générées à partir d'un magma sursaturé en silice qui a subi une importante cristallisation fractionnée ainsi qu'une contamination crustale significative. Elles dériveraient d'un manteau lithosphérique fertile de type lherzolite à spinelle.

Le **groupe 2** de dolérites n'a pas été daté mais pourrait correspondre à la période jurassique, tout comme le groupe 3. Contrairement au groupe 1, il a des caractéristiques de LPT (low P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). Il est formé à partir de la cristallisation fractionnée (fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase) et contamination crustale significative d'un magma saturé en silice issu la fusion partielle d'un manteau lithosphérique appauvri, probablement de type harzburgitique.

A Kahal Tabelbala, le **groupe 3** est représenté par des tholéiites continentales de type LPT et d'âge jurassique inférieur (183 Ma). Ces roches sont régies par un degré de cristallisation fractionnée important d'un magma sursaturé en silice. La source pourrait être un manteau de type lithosphère enrichie (BSE). Ce **groupe 3** rappelle les basaltes tholéiitiques pauvres en Ti de la grande province magmatique centre-atlantique (CAMP).

Enfin, le groupe 4 (204 Ma) à affinité alcaline potassique, résulte d'un faible degré de cristallisation avec fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène dans un magma sous-saturé en silice. Leur source, proche de celle des OIB, dériverait de la fusion partielle d'un manteau asthénosphérique fertile dans le domaine de stabilité du grenat.

A Kahal Tabelbala, les groupes 3 et 4 semblent dériver d'un manteau lié à un panache mantellique ; dans le groupe alcalin 4, l'implication du panache paraît plus effective. Par contre dans ces deux groupes, l'empreinte crustale semble négligeable (groupe 3), voire absente (groupe 4).

Mots-clés: Ougarta, Damrane-Kahal Tabelbala, tholéiites continentales, alcalin, volcanites, Dévonien, Trias-Jurassique, Crétacé, cristallisation fractionnée, contamination crustale, lithosphère, asthénosphère.

Abstract

The axis Damrane-KahalTabelbala represents a major structural feature of the mounts of Ougarta. It was the seat of a basic magmatism of which the petrologic, geochemical and isotopic data made it possible to half-open a window on the subjacent coat ougartien. Basaltic castings, a body dioritic and dolerites of **group 1 and 2** confine in the solid mass of Damrane, while in KahalTabelbal, one notes the existence of dolerites of groups **3 and 4**

The basaltic ones are macrobotic porphyritic, with mineral clinopyroxene and olivine, magnésio-chromite paragenesis made up (diopside with augite) in the facies in primitive matter and a paragenesis with augite, Labrador and titanomagnetite in those most advanced. The genesis of these rocks would have been done starting from a magma relatively rich in H₂O (5-10%) crystallizing in-depth of magnésio-chromite and olivine. The end of crystallization is marked by the appearance of the clinopyroxene which suggests conditions of temperatures of 1100-1000°C and a pressure lower than 10 KB, that is to say a depth lower than 35 km. **The body dioritic** with plagioclase, amphibole, quartz and magnetite seems cogenetic with basalts. The temperatures of crystallization of early amphibole (magnésio-hastingsite) are about 900°C under pressures of 7 KB, that is to say a maximum depth of 25 km, then it is completed by an amphibole of the magnésio-hornblende type at a temperature of 750-700°C and a depth 8 km, probably depth of installation of this body dioritic.

The dykes doleritic of **group 1** show an intergranular texture and a mineral paragenesis dominated by andésine, augite and ilmenite. These dolerites would be the result of the crystallization of a magma relatively rich in water (less than 10% H₂O). The crystallization of clinopyroxene would not exceed 1100°C for a pressure lower than 10 KB, that is to say less than 35 km of profounder. Quant with the dykes doléritiques in **group 2** with intersertal texture with subophitic, where the primary education minerals are plagioclase (bytownite with andésine), clinopyroxene (augite and pigeonite) and titanomagnetite. The genesis of these rocks was done starting from a magma where temperatures of crystallization of the clinopyroxènesont included/understood bet between 1200-1100°C (pigeonite) with 1150-900°C (augite) and pressures ranging between 10 and 5 KB (between 35 and 15 km of depth). In KahalTabelbala, imposing it zoné axial dyke of **group 3, presents** a plagioclase paragenesis (Labrador-oligoclase), clinopyroxene (augite-pigeonite) and of ilmenite. The magma at the origin of these rocks would be a magma relatively rich in water with temperatures of crystallization of clinopyroxene spreading out between 1100-1000°C (augite) with 1200-1000°C (pigeonite) and of the pressures surrounding 5 KB (either 15 km of depth). **Group 4** original compared to the other groups, consists of dolerites with intersertal texture with porphyritic tendency. It reveals a paragenèse à olivine (Fo₉₀ in Fo₇₇, diopside, Labrador and opaque of ulvospinelle type. The genesis of these rocks was done starting from an anhydrous magma which began its crystallization by the opaque ones and olivine. The crystallization of clinopyroxenes was done under moderate temperatures and under pressures higher than 10 KB, that is to say a depth higher than 35 km.

By taking account of the calculated ages starting from the couples Rb-Sr and Sm-Nd, we note a certain evolution in the course of the time of the composition of the coat ougartien.

The basalts of Damrane dated to 390 My, with diorites probably form a calc-alkali magmatic series of age devonian (390 My) and which is governed by the split crystallization of a magma saturated with silica. This magma would derive from fusion partial of a lithospheric coat impoverished in the field of stability of spinel (up to 15 % of fusion partial of a harzburgite with spinel), with a participation of the considerable continental crust. A second assumption suggèrerait a source of the type coat subcontinental enriched by sedimentsou by lithospheric fragments reinjected in relation to old events of subduction.

As for the slickenside network doleritic, it would have been set up over one period not exceeding 100 My, energy of Sorted higher than the limit Crétacé higher inferior-Cretaceous. One period which could correspond at the stages of pre-rifting with rifting probably related to the opening of the Atlantic in Mésozoïque.

The dolerites of group 1 are probably cretaceous (102 My) and show the characteristics of the HPT (high P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). Generated starting from a magma supersaturated in silica which underwent a significant crystallization split as well as a significant crustal contamination, they would derive from a fertile lithospheric coat of lherzolite type to spinel.

Group 2 of dolerites (Ksiksou type) was not dated but it could correspond to the Jurassic period, just like group 3. Contrary to group 1, it has characteristics of LPT (low P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). It is formed starting from split crystallization (fractionation of clinopyroxene and plagioclase) and significant crustal contamination of a magma saturated with silica resulting fusion partial of an impoverished lithospheric coat, probably of harzburgitic type.

In Kahal Tabelbal **has, group 3** consists of dolerites with tholeiitic affinity of type LPT and lower Jurassic age (183 My). These rocks are controls by a significant degree of crystallization split of a magma supersaturated in silica. The source could be a coat of the type enriched lithosphere (BSE).Ce groups 3 rappelle basalts tholeiitic low in Ti of the large magmatic province the center-Atlantic (CAMP).

Lastly, **group 4** (204 My) with potassic alkaline affinity, results from a small degree of crystallization with fractionation of olivine and clinopyroxene in a magma under-saturated with silica. Their source, near to that of the OIB, would derive from fusion partial of a fertile coat asthenospheric in the field of stability of garnet.

In KahelTabelbala, groups 3 and 4 seem to derive from a coat related to a plume mantellic ; in the alkaline group 4, the implication of the plume appears more effective.

On the other hand in these two groups, the crustal print seems negligible (group 3), to see goes away (group 4).

Key words: Ougarta, Damrane-KahalTabelbala, dolerites, tholéiites continental, alkaline, isotopes Sr-Nd, split crystallization, crustal contamination, lithosphere, asthenosphere.

TABLE DES MATIERES

Hommages	I
Avant-propos	II
Résumé.....	IV
Abstract.....	VI
Table des matières.....	VIII
Liste des figures et tableaux.....	XIII
Annexes et tableaux hors texte.....	XVII

INTRODUCTION GENERALE

1. Présentation et Problématique.....	1
2. Objectif.....	2
3. Méthodologie.....	3
4. Plan de la thèse	4

PREMIERE PARTIE : EVOLUTION SOMMAIRE DE L'AFRIQUE NORD OCCIDENTALE ET GEOLOGIE DES MONTS DE L'OUGARTA

CHAPITRE I : EVENEMENTS GEOLOGIQUES MAJEURS ET PLACE DES MONTS DE L'OUGARTA EN AFRIQUE NORD OCCIDENTALE

I-1- Introduction.....	5
I-2- Le Craton Ouest Africain et évolution de ses pourtours.....	5
I-2-1- Rifting anciens en bordures du Craton.....	7
I-2-2- Chaînes panafricaines à la périphérie du Craton.....	8
I-2-2-1- Les chaînes Bassarides, Rokelides et Mauritanides de la marge occidentale.....	10
I-2-2-2- La chaîne du Dahomey.....	10
I-2-2-3- La chaîne pharuso-touareg.....	10
I-2-2-4- Les lambeaux de la chaîne de l'Ougarta.....	11
I-2-2-5- L'Anti Atlas.....	11
I-3- Entités orogéniques post-panafricaines.....	12
I-3-1-La plate-forme saharienne.....	13
I-3-2-Chaînons promontoires de l'Anti Atlas – Ougarta.....	14
I-3-3-Les Mesetas.....	14
I-3-3-1-La Meseta occidentale.....	14
I-3-3-2-La Meseta orientale ou oranaise.....	14
I-3-4- Le système atlasique.....	15
I-3-5- Le système tello-rifain ou Maghrébides.....	15
I-4- Evénements tectoniques post-hercyniens dans l'Afrique nord occidentale.....	15
I-4-1-L'ouverture de l'Atlantique.....	16
I-5- Place des monts de l'Ougarta dans le Craton Ouest Africain.....	18
I-5-1- A l'échelle régionale.....	18
I-5-2- A l'échelle de l'Afrique nord occidentale.....	18
I-5-3- A l'échelle locale.....	19
I-6- Conclusion.....	20

CHAPITRE II : GRANDS TRAITES GEOLOGIQUES DES MONTS DE L'OUGARTA

II-1-Présentation générale des monts de l'Ougarta.....	22
II-2-Historique des travaux de recherche.....	24
II-2-1-Anciennes exploitations minières.....	24
II-2-2-Premières explorations géologiques et minières.....	25
II-2-3-Travaux de prospection minière moderne.....	27

II-2-4-Travaux académiques.....	30
II-3-Contexte géologique des monts de l'Ougarta.....	33
II-3-1-Le Néoprotérozoïque " <i>Groupe de Sebkha el Melah</i> ".....	35
II-3-1-1- Dans la boutonnière de Sebkha el Melah.....	35
II-3-1-2- Dans le Damrane.....	36
II-3-1-3- Dans Oglat Beraber et Col Robert.....	37
II-3-2- Comparaison du Précambrien dans l'Anti Atlas et les monts de l'Ougarta.....	38
II-3-2-1-Le socle.....	39
II-3-2-2-Le Super groupe de l'Anti-Atlas.....	39
II-3-2-3-Le super groupe d'Ouarzazate.....	40
II-3-3- Le Paléozoïque.....	40
II-3-3-1- Le Groupe de l'Ougarta.....	42
II-3-3-2- Le groupe du Km 30 – Marhouma.....	47
II-3-4-Le Groupe du Kemkem - Hamada du Guir.....	48
II-3-4-1-Le Crétacé.....	48
II-3-4-2-Le Néogène.....	48
II-3-5- Le Quaternaire.....	48
II-3-6- Le magmatisme.....	49
II-3-7- La tectonique.....	50
II-3-7-1-Observations de terrain.....	51
II-3-7-2-La tectonique plicative.....	52
II-3-7-3-La tectonique cassante.....	54
II-3-8-La minéralisation.....	55
II-4-Conclusion.....	57

DEUXIEME PARTIE : GEOLOGIE DE L'AXE DAMRANE - KAHAL TABELBALA

CHAPITRE III : GEOLOGIE DE KAHAL TABELBALA

III-1- Introduction.....	58
III-2- Le contexte général du Kahal Tabelbala.....	59
III-2-1- Localisation.....	59
III-3- Lithologie des ensembles géologiques.....	61
III-3-1-Des pointements grauwackeux rouges.....	63
III-3-2-Des terrains volcaniques rhyolitiques et andésitiques.....	63
III-3-3-Des conglomérats.....	65
III-3-4-Des terrains cambro-ordoviciens.....	66
III-3-4-1-Le Cambrien.....	66
III-3-4-2-L'Ordovicien.....	68
III-3-5-Le Quaternaire.....	70
III-3-6-Le réseau filonien doléritique.....	70
III-3-6-1- La station 1.....	71
III-3-6-2- La station 2.....	72
III-3-6-3- La station 3.....	74
III-4-La tectonique.....	75
III-4-1-Les structures plicatives.....	76
III-4-2-Les structures cassantes.....	76
III-4-3-Les flexures failles (accidents mixtes).....	77
III-5-Les données géophysiques.....	78
III-5-1- A l'échelle régionale.....	78
III-5-2- A l'échelle locale.....	78

III-6- Synthèse.....	79
III-7- Conclusion.....	80
CHAPITRE IV : GEOLOGIE DE DAMRANE	
IV-1- Introduction.....	82
IV-2- Contexte général du Damrane.....	82
IV-2-1- Le massif volcanique du Damrane.....	83
IV-2-2- Le cirque de l'Oued El Maâdène.....	83
IV-2-3- La sebkha du Damrane et Hassi Khataâm.....	84
IV-3- Lithologie des ensembles géologiques.....	85
IV-3-1-Un ensemble de pélites et de grauwackes.....	85
IV-3-1-1-Un membre inférieur.....	87
IV-3-1-2- Membre moyen.....	87
IV-3-1-3- Membre supérieur.....	87
IV-3-1-4- Synthèse et corrélations.....	89
IV-3-2-Un ensemble lavique et pyroclastique.....	90
IV-3-1-1- Les basaltes bréchiques à enclaves.....	91
IV-3-1-2- Les basaltes à pyroxène.....	91
IV-3-1-3- Les andésites.....	92
IV-3-1-4- Les basaltes à olivine.....	92
IV-3-1-5- Les rhyodacites.....	93
IV-3-1-6- Les rhyolites.....	93
V-3-1-7- Les tufs rhyolitiques.....	94
IV-3-3-Un ensemble intrusif et hypovolcanique.....	94
IV-3-3-1-La diorite.....	94
IV-3-3-2-Les filons doléritiques.....	96
IV-4- La tectonique.....	101
IV-4-1- Les déformations souples.....	102
IV-4-2- Les déformations cassantes.....	102
IV-4-2-1- Le système ksiksou.....	102
IV-4-2-2- Le système ougartien.....	102
IV-4-2-3- Le système latitudinal.....	102
IV-5- Les zones d'altération et les minéralisations.....	104
IV-6- Conclusion.....	106
TROISIEME PARTIE : PETROGRAPHIE-MINERALOGIE-GEOCHIMIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA	
CHAPITRE V : PETROGRAPHIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA	
V-1- Introduction.....	107
V-2- La structure de Damrane.....	108
V-2-1- Les basaltes.....	108
L'olivine	108
Le clinopyroxène.....	108
Le plagioclase.....	109
Les opaques.....	109
Le plagioclase.....	110
V-2-2- Le corps dioritique.....	110
Le plagioclase.....	110
L'amphibole.....	110
Le quartz.....	110

Les minéraux opaques.....	111
V-2-3- Le réseau filonien doléritique.....	111
V-2-3-1- Les dolérites de direction ougartienne.....	112
Le plagioclase.....	112
Le clinopyroxène.....	112
Les oxydes ferro-titanés.....	112
V-2-3-2- Les dolérites de direction "Ksiksou".....	113
Le plagioclase.....	113
Le clinopyroxène.....	114
Les opaques.....	114
V-3- La structure de Kahal Tabelbala.....	114
V-3-1- Les dolérites de Guelb Berrezouk.....	114
L'olivine.....	115
Le clinopyroxène.....	115
Le plagioclase.....	115
Les opaques.....	116
V-3-2- Les dolérites du dyke axial et ses sills satellites.....	116
Le plagioclase.....	116
Le clinopyroxène.....	116
Les opaques.....	116
Le plagioclase.....	117
Le clinopyroxène.....	117
Les opaques.....	118
V-4- Conclusion.....	118
 CHAPITRE VI : MINERALOGIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA	
VI-1- Introduction.....	120
VI-2- La structure de Damrane.....	120
VI-2-1- Etude chimique des différentes phases minérales du complexe volcanique.....	120
VI-2-1-1- Les olivines.....	120
VI-2-1-2- Les clinopyroxènes.....	120
VI-2-1-3- Les feldspaths.....	122
VI-2-1-4- Les opaques.....	122
VI-2-2- Etude chimique des différentes phases minérales des dolérites de Damrane.....	124
VI-2-2-1- Les pyroxènes.....	125
VI-2-2-2- Les feldspaths.....	126
VI-2-2-3- Les opaques.....	126
VI-2-3- Etude chimique des différentes phases minérales du corps dioritique.....	127
VI-2-3-1- Les feldspaths.....	127
VI-2-3-2- Les amphiboles.....	128
VI-2-3-3- Les oxydes ferro-titanés.....	130
VI-3- La structure de Kahal Tabelbala.....	130
VI-3-1- Etude chimique des différentes phases minérales.....	131
VI-3-1-1- Les olivines.....	131
VI-3-1-2- les clinopyroxènes.....	131
VI-3-1-3- Les feldspaths.....	132
VI-3-1-4- Les opaques.....	133
VI-4- Affinité géochimique et géotectonique à partir du chimisme du clinopyroxène.....	134
IV-4-1- La structure de Damrane.....	135
IV-4-2- La structure de Kahal Tabelbala.....	136

VI-5- Conditions thermodynamiques de cristallisation des magmas.....	139
VI-5-1-les pyroxènes.....	139
VI-5-2-Les amphiboles.....	142
VI-6- Conclusions : lieux possibles de cristallisation des différents magmas.....	145
 CHAPITRE VII : GEOCHIMIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA	
II-1- Introduction.....	147
VII-2- Classification et caractérisation géochimique.....	148
VII-3- Comportement des éléments majeurs et traces dans les différents faciès.....	154
VII-3-1- Les éléments majeurs et traces (alcalins-alcalino-terreux, HFSE, éléments de transition).....	154
VII-3-2-Evolution des spectres des Terres Rares et des spectres multiélémentaires.....	158
VII-4- Géochimie isotopique.....	165
VII-4-1- Géochimie des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd.....	165
VII-5- Pétrogenèse : la cristallisation fractionnée et la contamination crustale, sources des magmas.....	167
VII-5-1- Le processus de cristallisation fractionnée.....	168
VII-5-2-La contamination crustale.....	169
VII-6- Caractéristiques des sources mantelliques et conditions de fusion.....	170
VII-6-1- Identification de la composition de la source mantellique.....	170
- A partir des éléments majeurs.....	170
- A partir de rapports d'éléments incompatibles.....	171
- A partir de la composition des terres rares.....	172
VII-7- Discussions pétrogénétiques et géodynamiques.....	174
- Un stade de pré-rifting.....	176
➤ Episode à caractère calco alcalin.....	176
➤ Episode des dolérites à caractère alcalin.....	179
- Stade de rifting.....	179
➤ Episode des dolérites tholéitiques du groupe 3.....	179
➤ Episode des dolérites tholéitiques du groupe 1.....	179
➤ Episode des dolérites tholéitiques du groupe 2.....	180
 CONCLUSIONS GENERALES.....	 181
 BIBLIOGRAPHIE.....	 186
 ANNEXES	 203

Chapitre I

Figure I-1 : Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (WAC), (Hefferan et al. 2000).....	6
Figure I-2 : Corrélations tectoniques des différentes chaînes panafricaines localisées en périphérie du Craton Ouest Africain (Hefferan et al., 2000 ; modifiée).....	8
Figure I-3 : Reconstitution de la Gondwana (d'après Meet & Lieberman, 2007, modifiée).....	9
Figure I-4 : Carte géologique simplifiée de l'Afrique nord occidentale (d'après Fabre, 2005 ; Liégeois et al., 2005 ; Ennih & Liégeois (2008), simplifiée).....	13
Figure I-5 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig et al., 2006).....	15
Figure I-6 : Principaux linéaments tectoniques dans l'Afrique nord (Guiraud <i>et al.</i> , 2000).....	18
Figure I-7 : Limites cratoniques de l'Anti-Atlas. SAF : <i>South Atlas Fault</i> (Faille sud atlasique), AAMF : <i>Anti-Atlas Major Fault</i> (Accident Majeur), SGA : <i>Saoura gravimetric anomaly</i> (Anomalie gravimétrique du Saoura) (Charles Robert-Charrue, 2006).....	19

Chapitre II

Figure II-1 : Situation géographique des monts de l'Ougarta (Michard, 1976, modifiée).....	22
Figure II-2 : Photographie satellitaire des monts de l'Ougarta, (Scènes Landsat N30-25 & N30-30).....	23
Figure II-3 : Illustration photographique des traces d'exploitation du Cuivre, des ruines et des scories des minerais de cuivre au niveau d'El Masdar (faisceau de la Saoura).....	25
Figure II-4 : Travaux de recherche systématique dans les monts de l'Ougarta.....	28
Figure II-5 : Travaux de prospection dans les monts de l'Ougarta.....	29
Figures II-6 : Couverture topographique à 1/200 000 ^e (a) et à 1/500 000 ^e (b).....	32
Figure II-7 : Cartes géologiques au 1/500 000 ^e (coupures régulières et spéciales) et photos satellitaires couvrant les monts de l'Ougarta.....	32
Figure II-8 : Cartes géologiques au 1/200 000 ^e en coupures régulières (éditées & inédites).....	33
Figure II-9 : MNT de Bet Touaris - Boukbaïssat et vue tridimensionnelle.....	34
Figure II-10 : Coupe schématique dans la Sebkhah el Melah.....	36
Figure II-11 : Colonnes lithologiques et corrélation des principaux affleurements du "Groupe de Sebkhah el Melah".....	38
Figure II-12 : Colonne lithostratigraphique des super groupes et groupes identifiés dans l'Anti-Atlas, (Thomas et al., 2004).....	40
Figure II-13 : Carte géologique et Colonne lithostratigraphique des monts de l'Ougarta et événements géologiques majeurs.....	41
Figure II-14 : Colonnes stratigraphiques du Néogène et du Quaternaire.....	49
Figure II-15 : Esquisse structurale des monts de l'Ougarta (ORGM, 2000, inédite).....	53
Figure II-16 : Illustrations du gisement de Guettara.....	55
Figure II-17 : Carte des minéralisations des monts de l'Ougarta.....	56

Chapitre III

Figure III-1 : Principales stations de reconnaissance réalisées dans la région de Béchar et les monts de l'Ougarta, (Mekkaoui et Graïne-Tazrout, 2001-2006).....	58
Figure III-2 : Photographie satellitaire de la région du Kahal Tabelbala, tirée de la scène Landsat, N-30 – 25.....	59
Figure III-3 : Esquisse générale du Kahal Tabelbala.....	60
Figure III-4 : Modèle numérique de terrain (MNT) du Kahal Tabelbala (A), et présentation en 3 D du Kahal Tabelbala (B).....	61
Figure III-5 : Carte photo-géologique (A) et colonne lithologique de Kahal Tabelbala (B).....	62
Figure III-6 : Esquisse photo géologique de Guelb Berrezouk et ses environs.....	64
Figure III-7 : Illustrations photographiques des conglomérats A, B, C, D, E, F et représentation du log S1 (G).....	67
Figure III-8 : Succession lithologique du Cambrien.....	68
Figure III-9 : Succession lithologique de l'Ordovicien inférieur.....	68
Figure III-10 : Esquisse photo-géologique (A) et coupe dans la fermeture périclinale du Kahal Tabelbala (B).....	71

Figure III-11 : Illustration photographique des affleurements doléritiques dans la station 1.....	72
Figure III-12 : Esquisse photo géologique (A), coupe et illustrations photographiques de la Station 2 du Guelb Berrezouk (B).....	74
Figure III-13 : Esquisse photo-géologique et illustrations photographiques de la station 3 (Hassi Zekri).....	75
Figure III-14 : Rosaces de diaclases et orientation des corps doléritiques.....	77
Figure III-15 : Anomalies magnétiques dans le Kahal Tabelbala.....	79
Figure III-16 : Position stratigraphique des dolérites dans le Cambrien de Kahal Tabelbala.....	80

Chapitre IV

Figure IV-1 : Photographie satellitaire de la région de l'oued Damrane (Tirée de la scène Landsat, N-30 - 25).....	83
Figure IV-2 : Situation de la région du Damrane (faisceau de la Daoura).....	84
Figure IV-3 : Carte géologique sommaire du massif volcanique du Damrane.....	85
Figure IV-4 : Coupe géologique schématisée dans le Damrane.....	86
Figure IV-5 : Esquisse et coupe géologique de la pointe de Ben Tadjine.....	88
Figure IV-6 : Corrélations des différents affleurements de l'ensemble de base.....	90
Figure IV-7 : Illustration photographique des basaltes à xénolites.....	91
Figure IV-8 : Aspect macroscopique des basaltes à pyroxène.....	92
Figure IV-9 : Aspect macroscopique des andésites.....	92
Figure IV-10 : Vue générale d'affleurement de basalte à olivine.....	93
Figure IV-11 : Dômes rhyolitiques bordiers.....	94
Figure IV-12 : Anomalie magnétique dans la sebkha du Damrane.....	95
Figure IV-13 : Log du forage 29 (ORGM, 2000).....	96
Figure IV-14 : Esquisse géologique des environs de la tranchée 6.....	97
Figure IV-15 : Dolérite N120° dans la tranchée 6 (ORGM, 2000).....	98
Figure IV-16 : Tracés de dykes doléritiques type ksiksou (les satellites de Ksiksou).....	99
Figure IV-17 : Illustration photographique de dykes doléritiques, type ksiksou, A : dans la structure de Draâ El Kelba, B : dans le bassin d'Abaldla.....	100
Figure IV-18 : Esquisse photogéologique de Hassi Khatâam.....	101
Figure IV-19 : Rosaces de fracturations.....	103
Figure IV-20 : Esquisse des minéralisations (ORGM, 2001).....	105

Chapitre V

Photo 1 : Phénocristaux de clinopyroxène maclé et zoné. Lame Dam 43. LPA. 50x.....	109
Photo 2 : Inclusion de spinelle dans un phénocristal de Cpx. Lame Dam 43. LN. 50x.....	109
Photo 3 : Agrégat de cristaux de clinopyroxène et apparition de microphénocristaux dans ce basalte évolué. Lame Dam 13. LPA. 50x.....	109
Photos 4 et 5 : Faciès dioritique avec une paragenèse à plagioclase, amphibole, opaques et quartz. Lame Dam 56. LPA et LN. 50x.....	111
Photo 6 : Dolérite à texture intergranulaire avec une paragenèse à plagioclase, clinopyroxène et opaque. Lame Dam 41. LPA. 25x.....	112
Photo 7 : Lame Dam 41. LPA. 50x.....	113
Photo 8 : Dolérite type " Ksiksou ". Lame KSO1. LN. 50x.....	115
Photo 9 : Texture subophitique. Lame KSO1. LPA. 25x.....	115
Photo 10 : Dolérite à tendance porphyrique avec phénocristaux d'olivine saine. Lame KT36. LN. 50x.....	115
Photo 11 : Les fantômes d'olivine remplacée par la serpentine et à bordure iddingsitisée. Lame KT26. LN. 50x.....	115
Photo 12 : Phénocristal de clinopyroxène dans une mésostase riche en baguettes de plagioclase. Lame KT36. LPA. 25x.....	117
Photos 13 et 14 : faciès central du dyke axial. Lame KT14. LN et LPA. 50x.....	118
Photos 15 et 16 : Faciès intermédiaire et de bordure du dyke axial. Lame KT10 et KT12. LN et LPA. 100x.....	121

Chapitre VI

Figure VI-1: Position des clinopyroxènes du complexe volcanique de Damrane dans le diagramme de Morimoto (1988).....	121
Figure VI-2 : Projection des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.....	122
Figure VI-3 : Inclusion de spinelle dans un Cpx (Dam 43).....	123
Figure VI-4 : Diagramme cr^* (Cr/Cr+Al)100 versus mg^* (Mg/Mg+Fe)100 du spinelle, à partir de la nomenclature de Haggerty (1981).....	123
Figure VI-5 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme de Deer et al. (1992).....	124
Figure VI-6 : Position des clinopyroxènes des dolérites de Damrane dans le diagramme de Morimoto (1988).....	125
Figure VI-7 : Les feldspaths des dolérites de Damrane dans le diagramme An-Ab-Or.....	126
Figure VI-8 : Compositions des oxydes ferro-titanés présentés dans le diagramme $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$	127
Figure VI-9 : Détail sur un plagioclase dans la diorite Dam56. LPA.....	128
Figure VI-10 : Nomenclature des amphiboles du faciès dioritique, selon la nomenclature de Leake et al. (1997).....	129
Figure VI-11 : Compositions des oxydes ferro-titanés présentés dans le diagramme $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$	130
Figure VI-12 : Nomenclature des pyroxènes des dolérites de Kahal Tabelbala dans le diagramme de Morimoto (1988).....	132
Figure 13 : Projection des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or.....	133
Figure VI-14 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme de Deer et al. (1992).....	134
Figure VI-15 : Diagramme SiO_2 versus Al_2O_3 de Lebas (1962) pour les clinopyroxènes des roches de Damrane.....	135
Figure VI-16 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982).....	136
Figure VI-17 : Position des clinopyroxènes des dolérites de Kahal Tabelbala dans le diagramme SiO_2 versus Al_2O_3 de Lebas (1962).....	137
Figure VI-18 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982).....	138
Figure VI-19 : Position des clinopyroxènes des dolérites dans le diagramme SiO_2 versus Al_2O_3 de Lebas (1962).....	138
Figure VI-20 : Répartition de l'aluminium entre les sites tétrédriques et octaédriques du clinopyroxène en fonction de la teneur en H_2O et de la pression totale (d'après Graviou, 1984). Travaux expérimentaux sur clinopyroxène de Green et Ringwood (1968), (Green, 1972) et Helz (1973) à des pressions de 5kb, 9-13 kb, 18 kb et 27 kb.....	140
Figure VI-21 : Estimation de la teneur en Fe^{3+} des clinopyroxènes selon la méthode de Papike et al. (1974). La droite 1 :1 matérialise l'absence de Fe^{3+}	141
Figure VI-22 : Diagramme de Lindsley, 1983.....	142
Figure VI-23 : Diagramme $Al^{IV}-Ti$ illustrant les températures de cristallisation des amphiboles.....	144

CHAPITRE VII

Figure VII-1 : Les roches de Damrane - Kahal Tablebala dans la classification chimique des roches volcaniques de Lebas et al., 1986 in Le Maître et al., 2002.....	149
Figure VII-2 : Position des roches de Damrane - Kahal Tabelbala dans le diagramme discriminant $Zr/TiO_2-Nb/Y$ de Winchester et Floyd (1976).....	150
Figure VII-3 : Diagramme Nb/Y versus Zr/P_2O_5 de Winchester et Floyd (1977).....	150
Figure VII-4 : Diagramme FeO/MgO en fonction de TiO_2 de Miyashiro (1974).....	151
Figure VII-5 : Classification des roches basiques de Damrane - Kahal Tabelbala à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984), simplifié.....	152
Figure VII-6 : Diagrammes de variations des oxydes en fonction de MgO dans les roches de Damrane - Kahal Tabelbala.....	155
Figure VII-7 : Distribution des terres rares dans les dolérites de Damrane - Kahal Tabelbala (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).....	159

Figure VII-8 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites de type ougartien.....	160
Figure VII-9 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites de type Ksiksou.....	161
Figure VII-10 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites du dyke axial de Kahal Tabelbala.....	162
Figure VII-11 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites à tendance alcaline de Guelb Berrezouk (Kahal Tabelbala).....	163
Figure VII-12 : Distribution des terres rares dans les volcanites de Damrane (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).....	164
Figure VII-13 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les volcanites et diorites de Damrane.....	164
Figure VII-14 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les roches étudiées DM : depleted mantle, BSE : Bulk Silicate Earth.....	166
Figure VII-15 : Champs de liquides expérimentaux dérivant de la fusion partielle de péridotite fertile et péridotite appauvrie dans le diagramme TiO_2 versus Fe_2O_3 (d'après Falloon et al. (1988)).....	171
Figure VII-16 : Position des roches de Damrane-Kahal Tabelbala dans le diagramme modifié de Fitton et al. (1997).....	172
Figure VII-17 : Diagramme La/Yb vs Dy/Yb. Les courbes de fusion des péridotites à grenat et à spinelle sont de Thirlwall et al. (1994) et de Bogaard et Wörner (2003).....	173
Figure VII-18 : Evolution générale du pourtour du Craton Ouest Africain et blocs diagrammes paléotectonique dans le Damrane.....	178
Figure VII-19 : Blocs diagrammes paléotectonique dans le Damrane - Kahal Tabelbala.....	180

TABLEAUX DANS LE TEXTE

Tableau 1 : Synthèse des subdivisions lithostratigraphiques du Cambrien.....	42
Tableau 2 : Age des conglomérats de Ben Tadjine.....	44
Tableau 3 : Pression et cristallisation des amphiboles de la diorite d Tableaunans le Damrane.....	143
Tableau 4 : Intervalle des températures de cristallisations des amphiboles dans la diorite à partir des géothermobaromètres de de Féménias et al. (2006).....	145
Tableau 5 : Normes CIPW des dolérites, volcanites et diorite de Damrane – Kahal Tabelbala.....	153
Tableau 6 : Teneurs en terres rares dans les roches de Damrane – Kahal Tabelbala.....	158
Tableau 7 : Composition isotopique Rb – Sr et Sm – Nd des roches de Damrande – Kahal Tabelbala.....	165

Annexes et tableaux hors texte	page
Annexe 1 : Illustrations photographiques.....	203
Annexe 2 : Echantillonnage global et analyses réalisées.....	212
Annexe 3 : Analyses à la microsonde des phases minérales du complexe volcanique de Damrane- Kahal Tabelbala.....	214
Annexe 3-Tableau 1 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Damrane.....	214
Annexe 3- Tableau 2 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des basaltes de Damrane.....	216
Annexe 3-Tableau 3 : Analyses chimiques et formules structurales des spinelles et oxydes ferro-titanés des basaltes de Damrane.....	217
Annexe 3, Tableau 4 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites de Damrane.....	219
Annexe 3-Tableau 5 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des dolérites de Damrane.....	220
Annexe 3- Tableau 6 : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés des dolérites de Damrane.....	221
Annexe 3- Tableau 7 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases de la diorite de Damrane.....	222
Annexe 3- Tableau 8 : Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles de la diorite de Damrane.....	223
Annexe 3- Tableau 9 : Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés de la diorite de Damrane.....	224
Annexe 3-Tableau 10 : Analyses chimiques et formules structurales des olivines des dolérites de Guelb Berrezouk, Kahel Tabelbala.....	225
Annexe 3-Tableau 11 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites de Kahel Tabelbala.....	226
Annexe 3-Tableau 12 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des dolérites de Kahel Tabelbala.....	227

Annexe 3-Tableau 12: Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des dolérites de Kahel Tabelbala..... 228

Annexe 3-Tableau 13: Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés des dolérites de Kahel Tabelbala..... 231

INTRODUCTION GENERALE

1. Présentation et Problématique

Les Monts de l'Ougarta représentent des chaînons érigés au sein de la plate-forme saharienne, appartenant à l'avant pays hercynien. Ils s'étendent au-delà de 200 kilomètres au S-SW de la ville de Béchar et ils se subdivisent en deux faisceaux de "plis" d'orientation NO-SE qui portent les noms des principaux oueds : faisceau de la Daoura, au Nord-Ouest, regroupant les djebels Ben Tadjine, la structure de l'oued Damrane, le Kahal Tabelbala et au Sud-Est celui de la Saoura qui englobe les djebels Guettara - Bet Touaris, Bou Kbaïssat, Nif El Khroufi et les reliefs de Kerzaz (Sebkha El Melah).

Un peu à l'image de l'Anti-Atlas marocain, la géologie des monts de l'Ougarta comprend un substratum volcano-sédimentaire et magmatique ou socle surmonté en discordance par une couverture paléozoïque. L'appartenance de ce socle au Précambrien ou au Néoprotérozoïque n'est que par analogie à celui de l'Anti Atlas marocain. Aucune datation radiométrique ne confirme cet âge. La seule datation connue (K/Ar sur roche totale) a donné des âges compris entre 370 et 280 millions d'années (Menchikoff, 1963 ; in Fabre, 1976).

Toutefois, cet âge est considéré irrecevable, du fait de la position des volcanites sous la série paléozoïque. Certains auteurs interprètent cette isochrone en âge rajeuni enregistré lors de l'orogénèse hercynienne, et d'autres supposent qu'elle serait plutôt d'âge Cambrien (Fabre, 1976, Aït-Kaci Ahmed, 1990).

Cette entité se situe grossièrement sur le tracé de suture entre le Craton Ouest Africain et le domaine panafricain et par conséquent, son histoire géodynamique est si complexe : elle porte des stigmates depuis le Panafricain, en passant par les événements hercyniens, responsables de sa structuration, jusqu'à l'histoire géologique récente alpine.

Cette succession d'événements fait des monts de l'Ougarta un terrain d'étude privilégié, mais également une zone particulièrement complexe où des travaux géochronologiques, et métallogéniques sont encore à venir.

En effet, dans ces terrains, l'activité hydrothermale a été importante, se traduisant par une remarquable abondance des filons de quartz et de quartzo-barytiques minéralisés (Averianov et Mekkaoui A., 1998, inédit). Ces filons hydrothermaux ont été datés à 323 Ma (Bonhomme et Fabre, 1996).

En métallogénie, un corps magmatique est indispensable comme étant une source de chaleur assurant, soit un rôle direct, soit indirect dans ce circuit hydrothermal.

Toutefois, les roches magmatiques de l'Ougarta sont considérées comme étant un socle et leur âge n'est discuté que dans la fourchette " **Précambrien – Cambrien** ".

Nous savons également que l'altération hydrothermale et les minéralisations sont le plus souvent liées à un système de fractures.

De ce fait, les manifestations doléritiques présumées triasico-jurassiques et crétacées poseraient des difficultés pour appréhender les processus de formation des minéralisations.

Une telle situation nous incite à approfondir nos études sur ce magmatisme afin de pouvoir cerner ce problème métallogénique.

2. Objectif

L'objectif global de la présente thèse vise à entreprendre des études géologiques, pétrologiques, géochimiques et isotopiques du magmatisme basique de l'axe Damrane – Kahal Tabelbala.

En nous appuyant sur les travaux antérieurs, nous essaierons de voir les événements géologiques majeurs et la place des monts de l'Ougarta en Afrique nord occidentale

Par une étude pétrographique et minéralogique détaillée, nous tenterons de caractériser le réseau filonien doléritique ainsi que les volcanites et diorites de cette région, ce qui nous conduira à définir les magmas à l'origine de ces roches et les conditions thermodynamiques de leur évolution.

L'étude géochimique va nous permettre d'apporter les premiers éléments de discussions des éventuelles relations génétiques susceptibles d'exister entre les différents groupes considérés, afin :

- de caractériser les spécificités et les affinités chimiques des différentes roches,
- d'évaluer le comportement des éléments majeurs et traces lors de la différenciation,
- d'aborder l'origine des magmas et les mécanismes intervenus lors de l'évolution magmatique,
- d'identifier les sources et le contexte géodynamique de la genèse des magmas.

L'acquisition de données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd va donc permettre d'aborder :

- l'aspect chronologique de mise en place des différents groupes de dolérites et des volcanites,
- l'aspect traceur isotopique afin de discuter des compositions isotopiques en Sr et Nd et d'appréhender (avec les éléments majeurs et traces) l'origine mantellique des sources avec l'évaluation de la contribution de la croûte continentale dans la genèse de ces roches basiques.

3. Méthodologie

3.1. Travaux de terrain

Des itinéraires de reconnaissance m'ont permis de sélectionner les secteurs, où apparaissent les dolérites et les volcanites.

Des séries de coupes régionales ont été levées, afin de situer les manifestations magmatiques dans leur contexte géologique le plus vaste, puis des coupes détaillées, qui s'intéressent directement au corps magmatique et leur environnement immédiat. Mes efforts se portèrent donc en premier lieu, sur la description de tous les aspects géologiques, y compris la cartographie effectuée les plus souvent sur des photos aériennes et satellitaires à 1/80 000^e et des esquisses géologiques de détail, me permettant d'élaborer des cartes photo- géologiques des secteurs concernés. Toutes les coupes ont été systématiquement documentées, incluant des observations pétrographiques macroscopiques et une analyse de la volcanologie physique de tous les affleurements magmatiques. Les échantillons prélevés ont servi de matériel d'étude pour les parties pétrologiques, géochimiques et isotopiques.

Des mesures structurales étaient acquises assorties de photos et de dessins d'affleurements. La géométrie générale et les cinématiques élémentaires de déformation ont ainsi été établies pour des objets géologiques de dimensions diverses, de l'affleurement à la structure régionale.

Les forages carottants m'ont fourni un échantillonnage parfait des dolérites, des basaltes et des diorites. Ils ont donné également des informations intéressantes sur les successions lithostratigraphiques et sur la nature des anomalies magnétiques enregistrées en surface.

3.2. Travaux en laboratoire

Les échantillons prélevés sur le terrain ont subi trois types d'étude : la pétrographie, la minéralogie et la géochimie. Les travaux préalables de broyage des échantillons ont été réalisés au niveau du laboratoire de l'O.R.G.M, les broyages de finition (pulvérisation) ont été effectués au niveau de l'atelier de préparation mécanique à l'université Claude Bernard (Lyon 1).

La pétrographie a porté sur une cinquantaine de lames minces, confectionnées au niveau des laboratoires de pétrographie à l'université Claude Bernard (Lyon 1) et de Géologie à l'université J. Monnet de Saint Etienne.

Les analyses chimiques des phases minérales ont été effectuées en majorité à la microsonde Cameca SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

Les analyses chimiques des roches totales (majeurs, traces avec terres rares) et isotopes ont réalisées aux laboratoires des universités Claude Bernard (Lyon 1) et J. Monnet de Saint-Etienne.

4. Plan de la thèse

Ce manuscrit s'articule autour de trois parties divisées à leur tour en chapitres :

La première partie comprenant deux (2) chapitres ; le premier vise à placer les monts de l'Ougarta dans la succession des événements géologiques qu'a connus l'Afrique nord occidentale. Le second expose les grands traits géologiques de cette contrée, tout en mettant l'accent sur les différentes manifestations magmatiques qui ponctuaient son histoire géologique.

La seconde partie englobe deux (2) chapitres. Elle est consacrée à la géologie détaillée des secteurs d'étude, en l'occurrence le Damrane et le Kahal Tabelbala.

La troisième partie traite trois (03) chapitres ; la pétrographie, la minéralogie et la géochimie de ce magmatisme connu aux limites de cette aire d'étude.

Dans la suite de l'étude géochimique, il serait intéressant de discuter plusieurs hypothèses sur l'origine de ces roches magmatiques (variation de la source, variation des conditions de cristallisation, variation du taux de fusion partielle et des phénomènes de contamination).

PREMIERE PARTIE

***EVOLUTION SOMMAIRE DE L'AFRIQUE NORD OCCIDENTALE ET
GEOLOGIE DES MONTS DE L'OUGARTA***

CHAPITRE I

EVENEMENTS GEOLOGIQUES MAJEURS ET PLACE DES MONTS DE L'OUGARTA EN AFRIQUE NORD OCCIDENTALE

I-1- Introduction

L'Afrique nord occidentale, portion du Gondwana, enregistre plus de 2 Ga de l'histoire géologique de la planète Terre. Elle nous permet ainsi de voyager dans le temps depuis l'accrétion des boucliers éburnéens et paléoprotérozoïques en passant par la formation de la chaîne panafricaine (Anti-Atlas, Mauritanides...) et des chaînes varisques, puis l'ouverture de l'Atlantique Central, jusqu'à l'histoire géologique récente et la formation de la chaîne alpine (Rif, Haut Atlas, tell...). Cette succession d'événements fait de cette large portion un terrain d'étude privilégié, mais également une zone particulièrement complexe.

Face à cette complexité, nous n'avons pas l'ambition d'exposer ou de retracer en détails l'histoire géodynamique de l'Afrique nord occidentale. Toutefois, par le présent chapitre, nous tenterons d'effectuer un survol des entités géologiques majeures panafricaines et post-panafricaines situées en bordure du Craton Ouest Africain. Nous évoquerons aussi la place des monts de l'Ougarta dans l'architecture structurale complexe de l'Afrique nord occidentale.

I-2- Le Craton Ouest Africain et évolution de ses pourtours

Le Craton Ouest Africain "**W.A.C**" représente la presque totalité de l'Afrique nord occidentale actuelle (**Fig. I-1**). Il s'agit d'une aire réputée stable depuis 2 milliards d'années où affleurent des roches parmi les plus anciennes de la planète, comme les ceintures de roches vertes ou les Banded Iron Formations (B.I.F) datées de l'Archéen (Peucat et al., 2005).

Sur une grande partie de sa surface, le Craton Ouest Africain est recouvert par les formations sédimentaires paléozoïques des bassins de Tindouf et les immenses dunes de sable du Chech au Nord et le bassin de Taoudenni dans sa partie centrale.

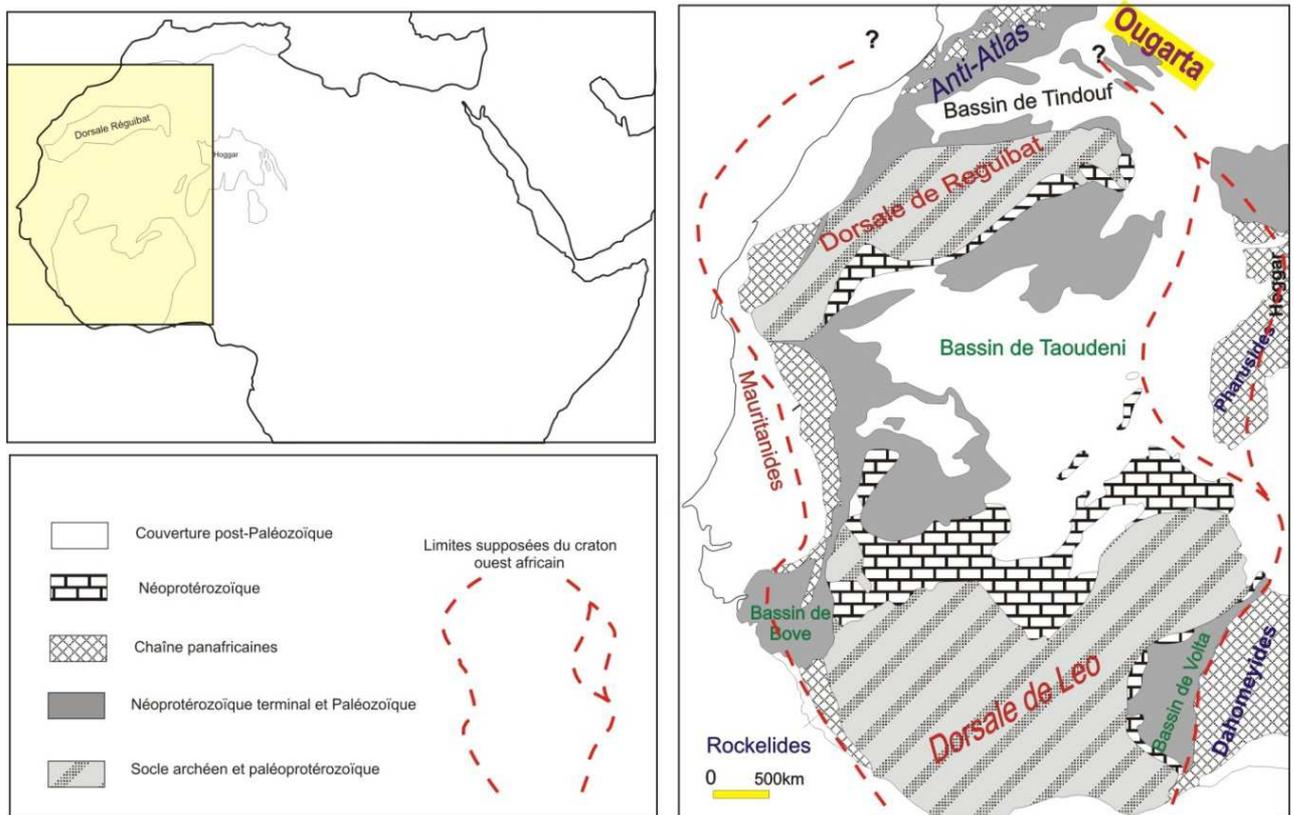


Figure I-1: Carte géologique et structurale simplifiée du Craton Ouest Africain (WAC).

Les zones d'affleurement de ce craton sont réparties en deux parties :

- La Partie nord a pris le nom de "dorsale Reguibat ou pays cristallin des Réguibat" (Gevin, 1951 et 1960). Cette dorsale est à cheval entre l'Algérie, le Sahara occidental et la Mauritanie. Les affleurements en Algérie sont appelés communément le massif des Eglab,
- La partie sud est désignée sous le nom de la "dorsale Leo".

Les deux dorsales présentent beaucoup de similitudes tant du point de vue de la nature des formations géologiques que des âges. Elles sont séparées par le bassin sédimentaire de Taoudenni, au sein duquel affleurent les deux boutonnières de Kayes et de Kédougou-Kéniéba.

- Le Craton Ouest Africain est aujourd'hui ceinturé par des chaînes (**Fig. I-1**), dont l'origine remonte principalement à l'orogénèse panafricaine (800 – 500 Ma) :

- A l'Ouest, nous trouvons les chaînes des Mauritanides, des Bassarides et des Rockelides ;
- A l'Est, l'orogénèse panafricaine qui se matérialise par les chaînes du Dahomey et du Hoggar ;
- Enfin, au Nord-Est et au Nord, se trouvent les monts de l'Ougarta (Algérie) et l'Anti Atlas (Maroc).

I-2-1- Rifting anciens en bordures du craton

La reconstitution en terme de tectonique des plaques, des supercontinents archéens et paléoprotérozoïques n'est pas aisée. Les quelques tentatives de reconstitution sont celles de Feybesse et Milési (1994), Condie (1998, 2001), Zao et al. (2002), et Bleeker (2003). Les reconstitutions les mieux argumentées sont postérieures à 1,3 Ga à savoir, la Rodinia, le Gondwana et la Pangée. L'évolution crustale en Afrique de l'Ouest s'est déroulée généralement en deux étapes principales :

- La première correspond à la formation d'une croûte archéenne (**3,5-2,5 Ga**) formant le noyau du Man, le plus ancien du Craton Ouest Africain.

- La seconde est suivie par la formation d'une croûte paléoprotérozoïque (**2,2-1,7 Ga**), dont la déformation a résulté de la fermeture du bassin océanique séparant les cratons Ouest Africain et du Congo, impliquant ainsi l'accrétion progressive d'arcs insulaires et de plateaux océaniques contre une masse continentale en croissance (Hirdes et al., 1992 ;1996 ; Leake, 1992 ; Pohl et Carlson, 1993 ; Davis et al., 1994 ; Ledru et al., 1994).

Les déformations en chaînes panafricaines sont précédées par des phases de rifting, s'échelonnant en bordure du Craton Ouest Africain (1.1-0,7 Ga) (**Fig. I-2**).

Ainsi, nous pouvons présenter une ébauche assez simplifiée, résumée de la façon suivante :

- **Entre 1,1 et 0,9 Ga**, les bords du Craton Ouest Africain évoluent, en général, comme une marge passive sur laquelle viennent se déposer des séquences de plates-formes carbonatées et une importante série silicoclastique (Clauer et Leblanc, 1975 ; Black *et al.*, 1979 ; Villeneuve et Dallmeyer, 1987 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Caby, 2003).

- **Entre 900 et 700 Ma**, la phase d'extension atteint son paroxysme et engendre la formation de bassins et de croûte océanique :

- **Dans le Hoggar**, la mise en place de cumulats ultramafiques et de gabbros est estimée à 900- 800 Ma (Black *et al.*, 1979 ; Caby, 2003 ; Caby et Monie, 2003).

La phase de rifting semble, en revanche, être plus ancienne (**1,1 Ga**) dans la **chaîne du Dahomey**, avec l'instauration d'un bassin océanique vers 900 Ma (Hefferan *et al.*, 2000). A l'Ouest, dans les **chaînes mauritaniennes et bassarides**, Villeneuve et Dallmeyer (1987) ont proposé une phase de rifting océanique vers 700 Ma.

- **Dans l'Anti-Atlas**, sur le rebord nord du Craton Ouest Africain, les ophiolites de Bou Azzer ont été datées entre 740 et 790 Ma (Clauer et Leblanc, 1975 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Hefferan K. P., et al., 1992).

-**Dans les monts de l'Ougarta**, nous ne connaissons pas d'événements anté-panafricains. Toutefois, certains chercheurs supposent qu'il y a eu une océanisation, pour s'inverser en subduction vers 685 Ma (Kurek et Priedl, 1987).

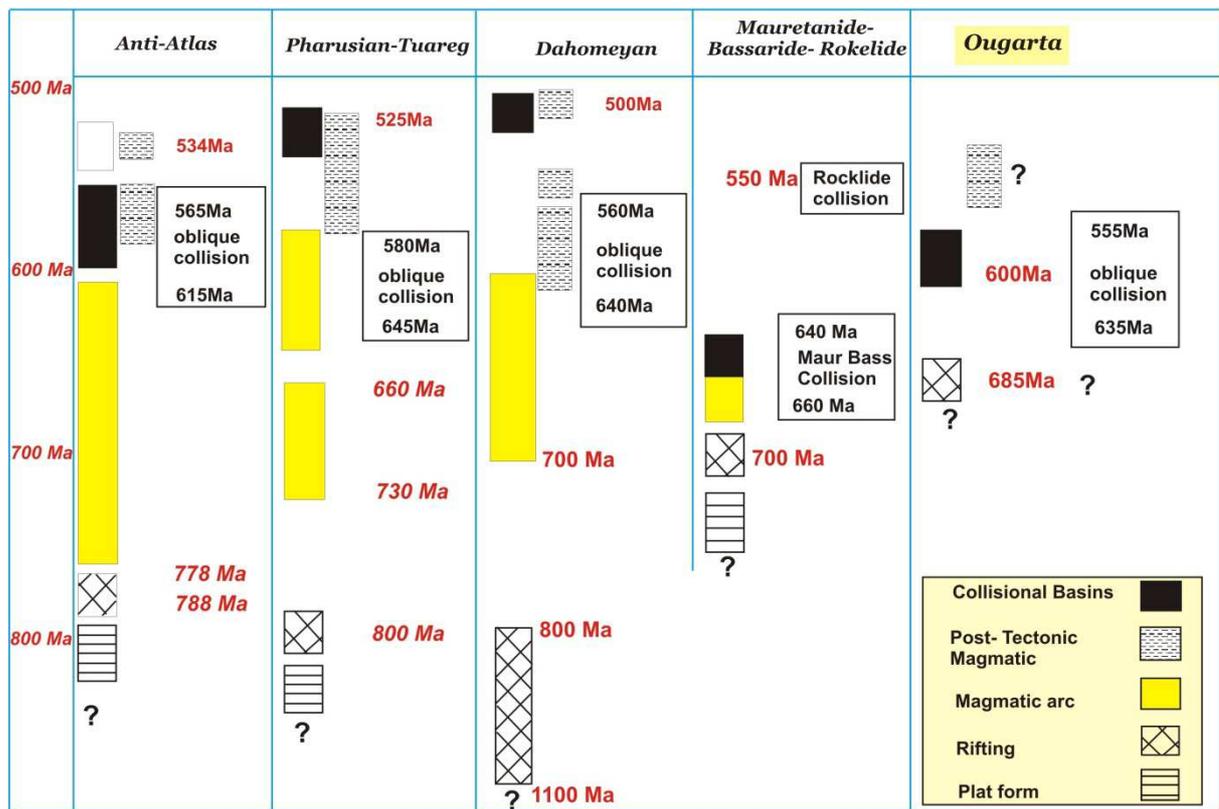


Figure I-2 : Corrélations tectoniques des différentes chaînes panafricaines localisées en périphérie du Craton Ouest Africain (Hefferan *et al.*, 2000 ; modifiée).

I-2-2- Chaînes panafricaines à la périphérie du Craton

En Afrique du Nord, les ceintures panafricaines constituent des segments d'un vaste orogène néoproterozoïque (Panafricain), daté entre 725 et 500 Ma. Ces ceintures s'étendent du Nord-Ouest de l'Afrique jusqu'au bouclier Arabo-Nubien, et du Brésil jusqu'en Afrique centrale (**Fig. I-3**). Des témoins sont également signalés en Europe et en Amérique du Nord (Caby et Leblanc, 1973 ; Black *et al.*, 1979 ; Choubert et Faure-Muret, 1980 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Villeneuve et Dallmeyer, 1987 ; Saquaque *et al.*, 1989b ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Nance et Murphy, 1994 ; Rogers *et al.*, 1995 ; Dalziel, 1997 ; Trompette, 1997 ; Unrug, 1997 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Hefferan *et al.*, 2002 ; Nance *et al.*, 2002 ; Caby, 2003 ; Caby et Monie, 2003 ; Liégeois *et al.*, 2003).

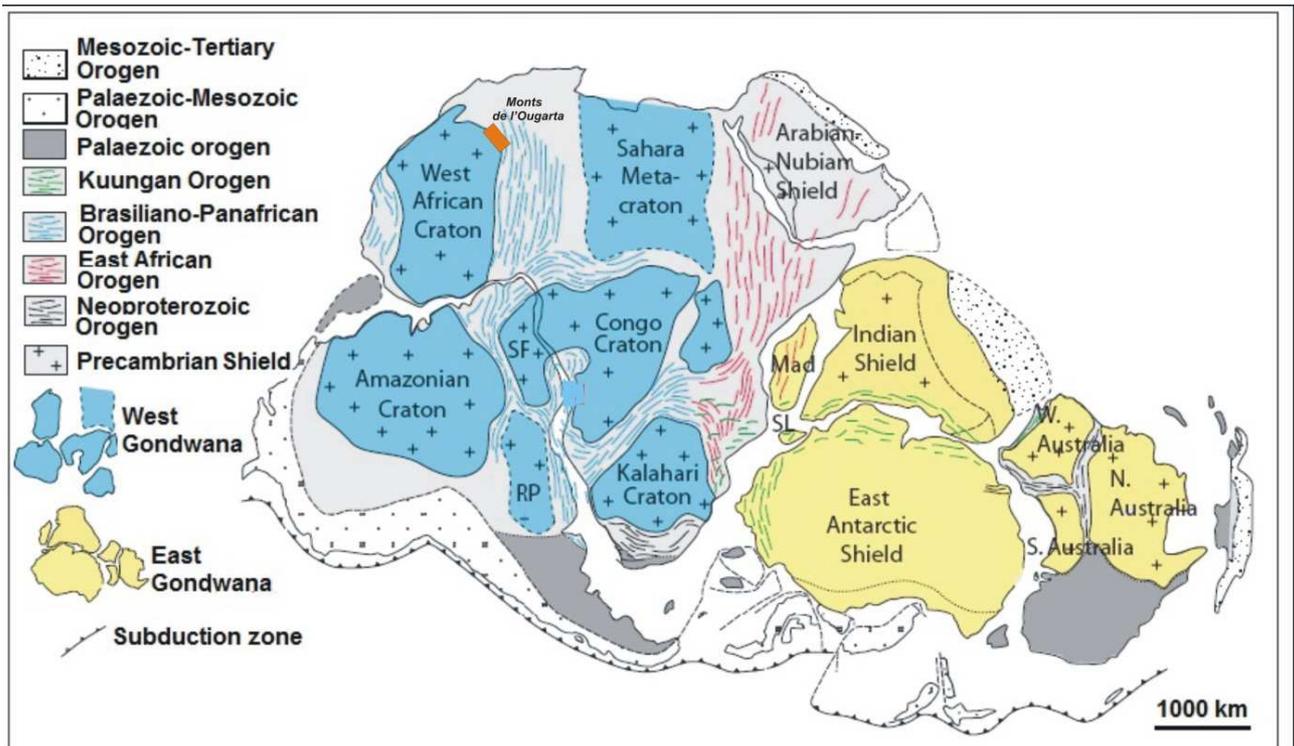


Figure I-3 : Reconstitution de la Gondwana (Meet & Lieberman, 2007 ; Gray et al 2006)

En Afrique nord occidentale, l'orogène panafricain a laissé de nombreux témoins. Nous distinguons ainsi à l'Est et au Nord, les ceintures orogéniques du Dahomey, de Gourma, du pharus-Touareg, de l'Ougarta et de l'Anti-Atlas, et à l'Ouest, les ceintures Mauritanien, Bassarides et Rokelides (**Fig. I-1**).

Ces ceintures sont le résultat d'une succession de collisions continentales, d'accrétions d'arcs ou d'amalgames de terrains de nature variée, localisés en périphérie du Craton Ouest Africain.

De nombreux travaux géologiques ont été consacrés aux chaînes panafricaines développées sur les pourtours du Craton Ouest Africain (Caby et Leblanc, 1973 ; Clauer et Leblanc, 1975 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Villeneuve et Dallmeyer, 1987 ; Saquaque *et al.*, 1989b ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Caby, 2003 ; Caby et Monier, 2003).

Ces chaînes panafricaines sont complexes dans le détail de leur histoire. Cependant, nous pouvons esquisser un schéma simplifié émanant d'une compilation bibliographique.

Plusieurs phases de collisions et d'extension caractérisent l'évolution de cet orogène (**Fig. I-2**), dont les phases majeures de collision interviendraient entre 700 et 600 Ma et

feraient suite à l'engloutissement progressive par subduction de domaines océaniques et continentaux.

Dès la fin du Néoprotérozoïque, durant l'orogénèse panafricaine, les bassins océaniques qui encerclent le Craton Ouest Africain de manière analogue aux équivalents modernes, tels que le Pacifique actuellement, se referment et génèrent le développement de vastes zones de suture. Effectivement, cinq grandes aires de sutures panafricaines ont été définies autour du Craton Ouest Africain :

I-2-2-1- Les chaînes Bassarides, Rokelides et Mauritanides de la marge occidentale

Dans les chaînes des Bassarides et Mauritanides et consécutivement à la mise en place d'une croûte océanique, le premier stade orogénique se caractérise par l'instauration d'une zone de subduction, dont le plan serait penté vers l'Ouest. Cette subduction a généré un magmatisme d'arc d'affinité calco-alcaline daté à 680-660 Ma (Villeneuve et Dallmeyer, 1987 ; Villeneuve et Cornée, 1994). Par la suite, entre 660 et 640 Ma, la fermeture de ce domaine océanique provoque la collision entre le Craton Ouest Africain et le bloc sénégalais, générant un métamorphisme de faciès schistes verts à amphibolite, qui toutefois, aurait pu être partiellement acquis au cours de la subduction (Hefferan *et al.*, 2000 ; Trompette, 1997 ; Villeneuve et Cornée, 1994). Un ultime événement tectonique localisé dans les Rokelides (550 Ma) se serait produit en réponse à la fermeture d'un graben intracontinental, formé peu avant 550 Ma (Villeneuve et Cornée, 1994).

I-2-2-2- La chaîne du Dahomey

Vers 700-600 Ma, une subduction dirigée vers l'Est, sous le Bouclier du Niger a également généré un arc magmatique de type calco-alcalin (Villeneuve et Cornée, 1994). L'évolution de cette subduction, donnant lieu à la collision entre le Craton Ouest Africain et le Bouclier du Niger, produit un important chevauchement vers l'Ouest, dans lequel des écailles d'ophiolites sont observées. Cette phase de collision estimée vers 640-560 Ma est accompagnée d'un magmatisme syn- à tardi-tectonique, et assistée d'un important système de shear-zones décrochantes à cinématique dextre se poursuivant jusque dans le Hoggar (Hefferan *et al.*, 2000 ; Villeneuve et Cornée, 1994).

I-2-2-3- La chaîne pharuso-touareg

Localisée sur le rebord oriental du Craton Ouest africain, la chaîne pharuso-touareg est à l'origine de la structuration actuelle du massif du Hoggar. Trois événements tectoniques

majeurs ont affecté cette région (Caby et Leblanc, 1973 ; Black *et al.*, 1979 ; Caby, 2003 ; Caby et Monie, 2003 ; Liegeois *et al.*, 2003) :

- **Stade 1 (900 Ma)** : après une phase de distension méso à néoprotérozoïque inférieur, un arc magmatique s'est formé vers 900 Ma dans l'Est du Hoggar, à l'aplomb de lanières de croûte continentale paléoprotérozoïque et sous les effets d'une subduction dirigée vers l'Ouest.

- **Stade 2 (700-620 Ma)** : à l'Est, le bouclier Touareg entre en collision avec le bloc LATEA (*Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest, Egéré-Aleksod*) dans un climat métamorphique de HP-BT. A l'Ouest, une succession de petits arcs intra-océaniques formés par subduction à pendage vers l'Est, viennent se coller au bouclier Touareg. Ces subductions océaniques évoluant vers une subduction continentale génèrent également, dans cette partie du Hoggar, des roches de HP-BT formées dans un faciès métamorphique de type schistes verts ou éclogite.

- **Stade 3 (620-580 Ma)** : ce stade attribué à la collision du Craton Ouest africain avec le bouclier Touareg est marqué par le développement de chevauchements dirigés vers l'est et la mise en place de plutons syn à tardi-cinématiques. Des déplacements horizontaux accommodent également cette déformation, le long de vastes *shear-zones* N-S dextres et senestres. Lors de cette phase de collision, les roches de HP-BT sont progressivement exhumées.

I-2-2-4- Les lambeaux de la chaîne de l'Ougarta

Localisée dans l'Ouest du Sahara algérien, cette chaîne décrite par Kurek et Priedl (1987), est en majeure partie masquée par une importante couverture paléozoïque, au sein de laquelle apparaissent des terrains volcaniques et volcano-sédimentaires réputés anciens. Malgré cela, certains auteurs supposent sans beaucoup d'arguments :

- L'existence d'un épisode de subduction daté à moins de 685 Ma et proposent un stade final de collision estimé vers 600 Ma ;

- Entre 600 et 500 Ma, un important volcanisme intermédiaire à acide (andésites, dacites et rhyolites) aurait pris place (Kurek et Priedl, 1987 ; Villeneuve et Cornée, 1994 ; Dostal *et al.*, 2002). L'absence de datations absolues complique énormément une telle conclusion.

I-2-2-5- L'Anti Atlas

Les travaux concernant les caractéristiques géologiques et l'évolution géodynamique de l'Anti-Atlas au Précambrien sont très nombreux (Choubert, 1945 ; Hindermeier, 1953 ;

Choubert, 1963 ; Clauer et Leblanc, 1975 ; Leblanc, 1975 ; Charlot, 1976 ; Leblanc et Lancelot, 1980 ; Choubert et Faure-Muret, 1980 ; Mifdal et Peucat, 1985 ; Hassenforder, 1987 ; Saquaque *et al.*, 1989b ; Saquaque *et al.*, 1992 ; Leblanc et Moussine-Pouchkine, 1994 ; Ouguir *et al.*, 1996 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Levresse, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Thomas *et al.*, 2004).

Ainsi, les interprétations pétrographiques, structurales et géodynamiques de la chaîne anti-Atlasique ont beaucoup varié au cours du temps, avec la persistance de nombreuses controverses. Le seul consensus a été réalisé autour du fait que l'Anti-Atlas a été structuré principalement par les orogènes éburnéens et panafricains :

- Les évidences de l'orogénèse éburnéenne se traduisent par une intense déformation pour laquelle peu de données structurales sont encore disponibles. Les formations affectées par cette phase orogénique sont toutes attribuées au " *PI* " et ne se rencontrent que dans l'Anti-Atlas occidental et central.

- Une grande période de distension caractérise la dynamique du Néoprotérozoïque moyen dans l'Anti-Atlas. Cette phase de rifting provoqua l'accrétion de croûte océanique dont les témoins sont les ophiolites de Bou Azzer - El Graara et du Siroua, datées indirectement à 788 ± 8 Ma par la méthode Rb/Sr (Clauer, 1974). Plus récemment, un âge à 743 ± 14 Ma a été obtenu (Thomas *et al.*, 2002). Ces ophiolites auraient une signature de bassin d'arrière arc (Bodinier *et al.*, 1984).

- Une ou plusieurs phases de subduction auxquelles serait associé un magmatisme calco-alcalin qui auraient pris place au nord de l'Anti-Atlas. Les vergences de ces subductions sont encore débattues.

- La phase majeure de l'orogénèse panafricaine ou phase de tectonique tangentielle a été essentiellement décrite dans l'Anti-Atlas central au niveau des boutonnières du Siroua et de Bou Azzer (Caby et Leblanc, 1973 ; Leblanc, 1975 ; Clauer et Leblanc, 1975 ; Leblanc et Lancelot, 1980, Villeneuve et Cornée, 1994 ; Hefferan *et al.*, 2000 ; Ennih et Liégeois, 2001 ; Thomas *et al.*, 2002 ; Caby, 2003 ; Caby et Monier, 2003). Cette phase de déformation majeure d'intensité variable, datée à 685 ± 15 Ma par la méthode Rb/Sr sur roche totale (Clauer, 1974) a affecté toutes les formations antérieures au Précambrien II supérieur.

I-3- Entités orogéniques post-panafricaines

La carte structurale de l'Afrique nord occidentale permet d'esquisser les grandes régions qui se sont impliquées essentiellement dans les orogénèses, hercynienne et alpine (**Fig. I-4**).

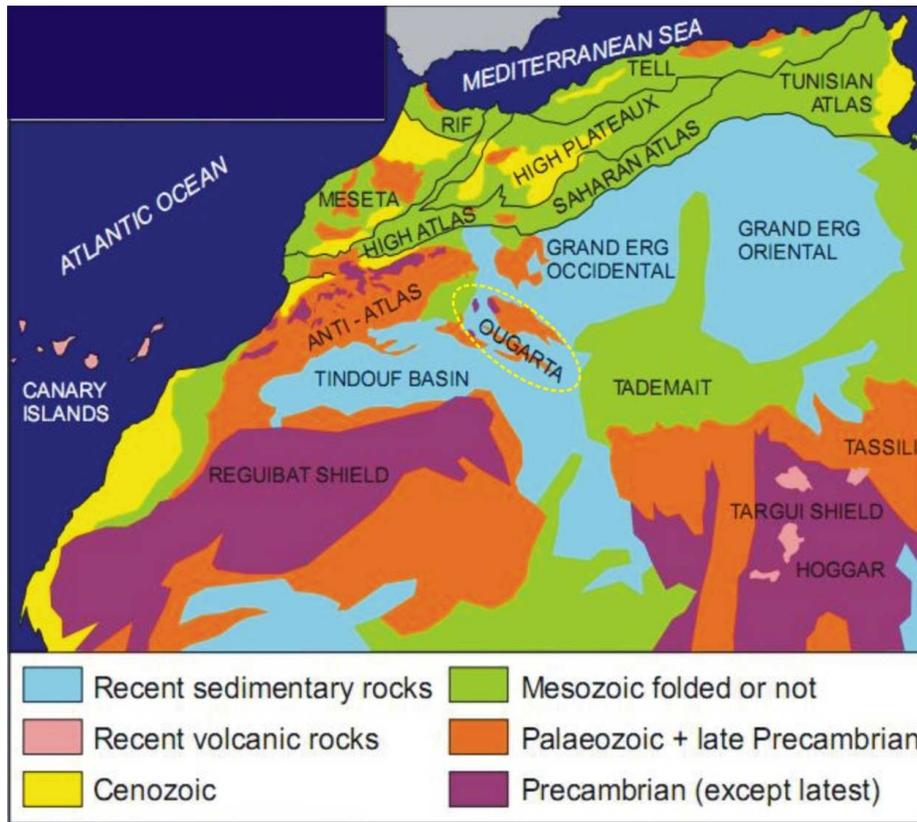


Figure I-4 : Carte géologique simplifiée de l'Afrique nord occidentale (d'après Fabre, 2005 ; Liégeois et al., 2005 ; Ennih & Liégeois (2008), simplifiée)

I-3-1-La plate-forme saharienne

Le soubassement panafricain subit des subsidences différentielles complexes pour donner des bassins paléozoïques au sein de la plate-forme saharienne. L'évolution structurale post-infracambrienne, pré-hercynienne de cette plate-forme est complexe et hétérogène (Fabre, 1976 et 2005). Elle était dominée par des processus de réactivation transpressive et transtensive locale, aboutissant à une interaction complexe entre champs de contraintes intraplaques et la géométrie des systèmes de faille préexistants. La collision continentale, entre le Gondwana et la Laurasia, au cours du Carbonifère terminal, était à l'origine d'un soulèvement majeur, de chevauchements dans la partie nord-ouest de la plate-forme nord-africaine et de plissement et d'inversion dans les régions intraplaques environnantes. L'intensité de la déformation diminuait vers l'Est. Les plissements et érosions hercyniens au Nord-Ouest sont remplacés vers le Sud et vers l'Est par des inconformités et des discordances subtiles à faibles angles.

Les corrélations géologiques sont relativement plus faciles entre les systèmes paléozoïques des différents affleurements et les données des forages.

I-3-2-Chaînes promontoires de l'Anti Atlas - Ougarta

Cette zone constitue la marge nord et nord-est du craton ouest africain. Elle est faiblement déformée par l'orogénèse hercynienne au Paléozoïque supérieur. L'anti-Atlas se continue pratiquement vers le sud-ouest dans la région des Zemmour, où il est considéré comme le promontoire de la chaîne des Mauritanides (Sougy, 1969) et vers le Sud Est, ce sont les monts de l'Ougarta en Algérie qui prennent le relais (Michard, 1976).

I-3-3-1-La Meseta occidentale

Dite marocaine, elle est constituée de trois grands massifs paléozoïques, le Massif central ou Maroc central, les Rehamna et les Jebilet qui apparaissent à l'affleurement au sein de la couverture méso-cénozoïque. Les structures se présentent sous forme d'une succession d'anticlinoriums et de synclinoriums de direction générale NE-SW à E-W (Termier, 1936). A l'exception du bloc des Séhoul (Zone de Rabat-Tiflet), où nous connaissons une déformation ordovicienne, la déformation et les principaux épisodes de recristallisation sont partout ailleurs d'âge carbonifère (Michard, 1976 ; Piqué, 1983 ; Hoepffner, 1987 ; Piqué et Michard, 1989).

I-3-3-2-La Meseta orientale ou oranaise

Cette zone renferme l'ensemble des affleurements paléozoïque de la Meseta Orientale, les boutonnières du Moyen Atlas et celles du Haut Atlas Central et Oriental et enfin la partie la plus orientale de la Meseta occidentale en territoire algérien qui correspond au segment oranais avec le horst de Ghar Rouban, les Traras et Tifrit, (Lucas, 1952 ; Guardia, 1975 ; Ciszak, 1993 ; Bougara, 1995 ; Remaci- Benaouda, 2005).

La déformation hercynienne est caractérisée dans cette zone par des phases précoces de plissement et/ou de chevauchement, allant du Dévonien supérieur au Viséen supérieur (Hoepffner, 1987). Dans la boutonnière de la Haute Moulouya, située à l'est du Moyen Atlas, le plissement syn-métamorphique est daté de 366 Ma, donc du Dévonien (Tisserant, 1977). A l'Ouest et au voisinage immédiat du Moyen Atlas, l'âge du premier épisode de plissement est mal déterminé, toutefois, il reste situé entre le Dévonien moyen et le Viséen moyen (Huvelin, 1973 ; Hoepffner, 1987). Après la transgression viséenne, des nappes sédimentaires et gravitaires se sont mises en place dans un bassin du Viséen supérieur, formant ainsi une zone arquée à l'ouest de la zone de Midelt dont elles sont actuellement séparées par la chaîne atlasique (Allary et al., 1972 ; Huvelin, 1977 ; Jenny et le Marrec, 1980 ; Michard et al., 1982 ; Bouabdelli, 1982 ; Hoepffner, 1987 ; Oukememni, 1987).

Enfin, le plissement, les chevauchements et des failles de distension affectent ce domaine durant le Carbonifère supérieur, approximativement en même temps que la chaîne

occidentale. Dans ce contexte, la partie orientale constitue ainsi les zones internes de la chaîne hercynienne du Maroc (Piqué et al., 1989).

I-3-4- Le système atlasique

Les Atlas s'étendent au Nord du domaine saharien et forme l'avant-pays tello-rifain (**Fig. I-4**). Pratiquement, ils s'étalent du Maroc à la Tunisie. Ce système comprend le Haut Atlas, le Moyen Atlas, l'Atlas saharien, les Aurès et l'Atlas tunisien. Ce domaine est formé d'une épaisse série permo-mésozoïque et cénozoïque plissée au cours de l'orogénèse atlasique. Les différentes ceintures de chevauchement-plissement constituant ce système orogénique se développèrent sur d'anciens grabens, initiés pendant le *rifting* triasico-liasique.

Ultérieurement, pendant l'inversion cénozoïque résultant de la convergence Europe-Afrique, les déformations compressives se localisèrent au sein de ces domaines à plus faible résistance mécanique. Les phases de plissement sont d'âge jurassique supérieur et tertiaire.

I-3-5- Le système tello-rifain ou Maghrébides

Le Tell et le Rif constituent les Maghrébides (**Fig. I-5**) qui résultent de la fermeture de la Téthys occidentale et de l'ouverture concomitante des bassins algériens et d'Alboran (Durand-Delga M., 1956 ; 1969 ; Durand-Delga, M., and Fonboté, J.M. (1980) ; M. Kieken, 1962).

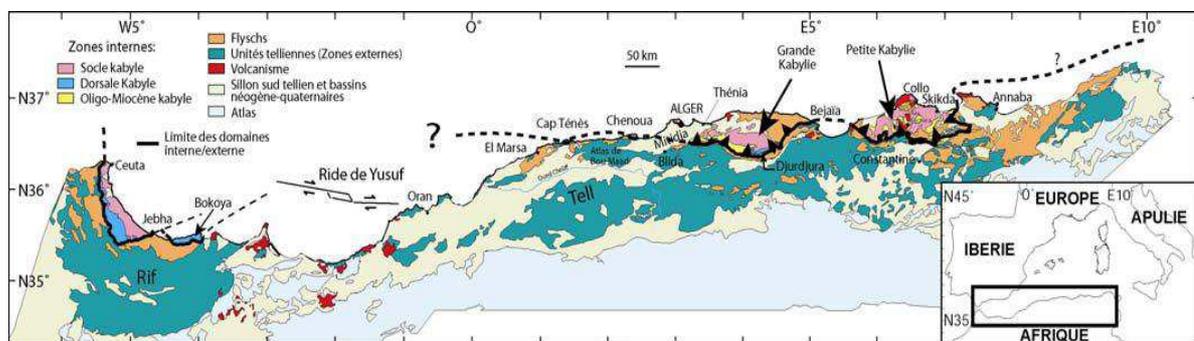


Figure I-5 : Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (Domzig et al., 2006).

I-4- Événements tectoniques post-hercyniens dans l'Afrique nord occidentale

Le développement structural de la plate-forme nord-africaine au cours des temps précambrien et phanérozoïque est caractérisé par la succession d'au moins six phases tectoniques majeures (Fabre, 1976 ; 1988 et 2005) :

- Extension infracambrienne accompagnée de volcanisme.
- Alternance des mouvements compressifs - extensifs du Cambrien au Carbonifère.
- Soulèvement intraplaque majeur hercynien du Carbonifère terminal.

- Rifting du passage Trias -Jurassique et du Crétacé inférieur.
- Compression autrichienne du Crétacé moyen et la compression alpine du Crétacé supérieur/Tertiaire.
- Soulèvement récent et activité volcanique du Néogène.

Ces événements tectoniques ne peuvent pas être développés ici. Néanmoins, nous pouvons en rappeler un seul, qui pourra être en relation avec notre thème de recherche :

I-4-1-L'ouverture de l'Atlantique

D'un point de vue géodynamique, cette ouverture est dite rifting atlasique. A la fin du Paléozoïque et suite à l'orogénèse hercynienne, se forme la Pangée entourée du vaste Océan Pacifique. A cette époque géologique, l'Afrique ne reste plus accolée au futur continent nord-américain. Au contraire, l'éclatement de la Pangée provoque l'ouverture de l'Atlantique Central au début du Trias.

L'Afrique se retrouve bordée par deux océans, la Téthys au Nord-Est et l'Atlantique naissant à l'Ouest. Entre les deux se développe un important système de rifts, le rift Atlasique qui avorte au cours du Jurassique. La déformation se localise essentiellement sur des accidents hérités de l'histoire hercynienne et ce sont ces mêmes bassins qui seront ensuite inversés au Cénozoïque (Laville et al., 2004 et références incluses).

De nombreuses études se sont attachées à proposer des scénarios d'évolution de rifting atlantique (Van Houten, 1977 ; Manspeizer et al., 1978 ; Salvan, 1984 ; Beraaouz E-H., 1995 ; Beauchamp, 1988 ; Lorenz, 1988 ; Beauchamp et al., 1996 ; Piqué et al., 1998 ; Hafid et al., 2000 ; Laville et al., 2004).

Tous ces travaux s'accordent sur la notion de " Rift Atlasique ". Toutefois, dans le détail, et selon les auteurs, deux hypothèses sont proposées :

- **Selon la première**, le rifting a débuté au Trias Supérieur et s'est achevé au Bathonien (Du Dresnay, 1975 ; Warme, 1988 ; Jacobshagen et al., 1988 ; Souhel et al., 1993), voire au Crétacé (Beauchamp et al., 1996 ; Gomez et al., 2000).

- **Selon la seconde**, deux événements sont à distinguer. Une première phase extensive débute au Carnien et donne lieu au développement du rift Atlasique principal avec la réactivation d'accidents hérités (Laville et Piqué, 1991). Elle est suivie par une subsidence thermique, avec mise en place d'une plate-forme carbonatée au Lias supérieur. Puis, un deuxième épisode extensif disloque cette plate-forme au Toarcien supérieur (El Hammichi et al., 2002).

Le volcanisme lié à cet événement a fait l'objet de plusieurs études, il constitue ce que nous appelons communément la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP), (May, 1971; Dalrymple et al., 1975 ; Bertrand, H., 1991 ; Bertrand et al., 1982 ; Bertrand, H., Liegeois, J.P., Deckart, K., Feraud, G., 1999 ; Sebai et al., 1991 ; Deckart, K., Féraud G., Bertrand, H., 1997 ; Marzoli et al., 1999, Moulay Charaf Chabou et al, 2007, Meddah, 2010).

L'ouverture de l'Atlantique a été accompagnée par deux types de magmatisme, le plus ancien d'âge triasique et d'affinité tholeiitique et le plus récent, d'âge jurassico-crétacé et d'affinité alcaline. Ces deux magmatismes sont bien exprimés dans plusieurs régions péri-atlantiques : Amérique du Nord (Canada et USA, province Montereigienne, Montagnes Blanches), Europe (Pyénées françaises, Cintra, Monchique au Portugal), Afrique (Cameroun, Maroc, Algérie, etc.) et Amérique du sud (Brésil), (Herz, 1977 ; Harmand et Laville, 1983 ; Eby, 1985 ; Bedard et al., 1998 ; Fitton, 1987 ; Griffiths *et al.*, 1997). Leur mise en place est liée à la réactivation d'anciens accidents lithosphériques hérités des orogénèses anté-mésozoïques (Sykes, 1978 ; Moreau *et al.*, 1987 ; Laville et Piquée, 1991), et/ou à l'activité de points chauds (Coulon et al., 1996 ; Foland et al., 1986 ; Gibson et al., 1997).

En Afrique nord occidentale, le magmatisme tholeiitique triasique affleure largement, sous forme de dykes doléritiques ou de coulées de basalte, dans plusieurs endroits: la Méséta marocaine, le Maroc central, le Maroc oriental, les Atlas, l'Anti- Atlas et la plate-forme saharienne. Ce magmatisme, à caractère tholéiite continental, est considéré comme précurseur de l'ouverture de l'Océan atlantique (Bertrand, 1991 ; Chabou et al., 2007 ; Meddah, 2010 ; Bensalah et al., 2011). Les plus célèbres dykes doléritiques sont ceux jumeaux de Fom Zguid et Ksiksou.

L'extension du magmatisme alcalin crétacé est relativement locale par rapport au premier. Il n'est actuellement connu que dans le domaine atlasique où il affleure sous forme d'un réseau de dykes, de sills, de coulées ou d'intrusions massives. Ce magmatisme alcalin du Haut Atlas est peu étudié (Zayane, 1992 ; Beraaouz, 1995 ; Rahimi *et al.*, 1997 ; Armando, 1999) et qu'il n'est pas connu en Algérie.

Quant à l'origine et la mise en place de ce magmatisme doléritique localisé sur les marges de l'Atlantique central et nord, il est clair qu'il a un âge jurassique inférieur, correspond au stade initial de la déchirure continentale (May, 1971, White et McKenzie, 1989 ; Bertrand, 1991, McHone, 1996; Marzoli et al., 1999) et est probablement lié à une **méga-plume** (May, 1971; Ernst et al., 1995 ; Wilson, 1992).

I-5- Place des monts de l'Ougarta dans le Craton Ouest Africain

I-5-1-A l'échelle régionale, les monts de l'Ougarta se situent sur le tracé linéaire récent du Tibesti (Guiraud *et al.*, 2000). Ce linéament se prolonge sur près de 6000 km jusqu'au Kenya, via le Hoggar. Il s'agit d'une transformante du rift vallée, jalonné de manifestations magmatiques (**Fig. I-6**).

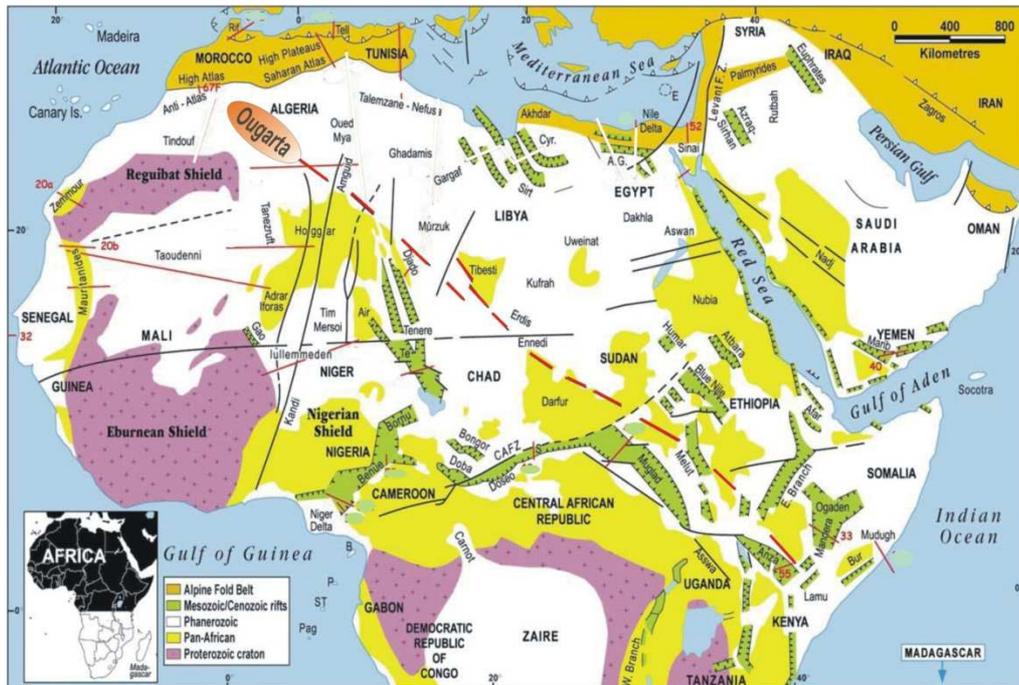


Figure I-6 : Principaux linéaments tectoniques dans l'Afrique nord (Guiraud *et al.*, 2000).

I-5-2-A l'échelle de l'Afrique nord occidentale, les monts de l'Ougarta occupent une place particulière dans l'architecture structurale de l'Afrique nord occidentale. Il est admis qu'ils sont situés sur le tracé d'une zone de suture entre le vieux craton ouest africain et le domaine panafricain. Cette ligne s'étend depuis l'Anti-Atlas, jusqu'au bassin du Bourkina Fasso, en passant par la bordure occidentale du Hoggar et l'Adrar des Ifforas (**Fig. I-6**).

La datation des roches et l'existence des ophiolites dans l'Anti-Atlas oriental (Leblanc, 1979) ainsi que la mise à jour au Protérozoïque supérieur d'un arc insulaire et d'un complexe volcano-sédimentaire (fosse marginale) dans le Hoggar occidental (Caby, 1970) seraient la preuve de collision.

Dans l'Adrar des Ifforas, la limite entre le craton Ouest Africain et le domaine panafricain est masquée par d'importants charriages en direction du craton (Caby, 1978). Le contact est jalonné par des complexes ultramafiques-mafiques, provoquant des anomalies gravimétriques (Bayer et Lesquer, 1978). Il est interprété comme conséquence d'une collision

entre deux domaines continentaux à marges différentes.

Cependant, dans les Monts de l'Ougarta, le peu de données dont nous disposons ne permettent pas d'atteindre une telle conclusion. Nous ne connaissons, jusqu'à ce jour, ni chapelets de roches ultramafiques, ni batholites granitiques assimilables à ceux de la cordillère marginale dans l'Adrar des Ifforas et l'Ahnet. Le levé aéromagnétique fait apparaître deux domaines différents, exprimant le caractère du socle, (Preidl, Lemberger, 1983, EREM).

Selon Jean Fabre (1988), pionnier de la géologie du Sahara, deux hypothèses sont envisagées:

-La zone de l'Ougarta correspond à un décrochement orienté SE - NW, reliant la subduction vers l'Est de la zone Hoggar - Ifforas et celle vers le Sud de l'Anti-Atlas, accompagnée peut être par une subduction limitée vers le Sud-Ouest (Kurek et Preidl, 1987).

-La zone de l'Ougarta se situerait sur la marge passive du Craton Ouest Africain. La suture avec le domaine panafricain étant décalée plus à l'Est, à la longitude de Bled El Mass. Dans cette optique, les failles NO-SE des Monts de l'Ougarta seraient liées à la fracturation de la marge passive, tout en étant probablement héritées des structures plus anciennes.

I-5-3- A l'échelle locale, les monts de l'Ougarta sont limités au Nord- Est par le tracé de l'anomalie gravimétrique de la Saoura (SGA) et au Sud-Ouest par une importante faille, Faille Sud ougartienne, qui se prolonge vers l'Anti Atlas, dite AAMF « *Anti-Atlas Major Fault* », (Ennih et Liégeois, 2001), pour le scinder en occidental de l'Anti-Atlas central et oriental (**Fig. I-7**).

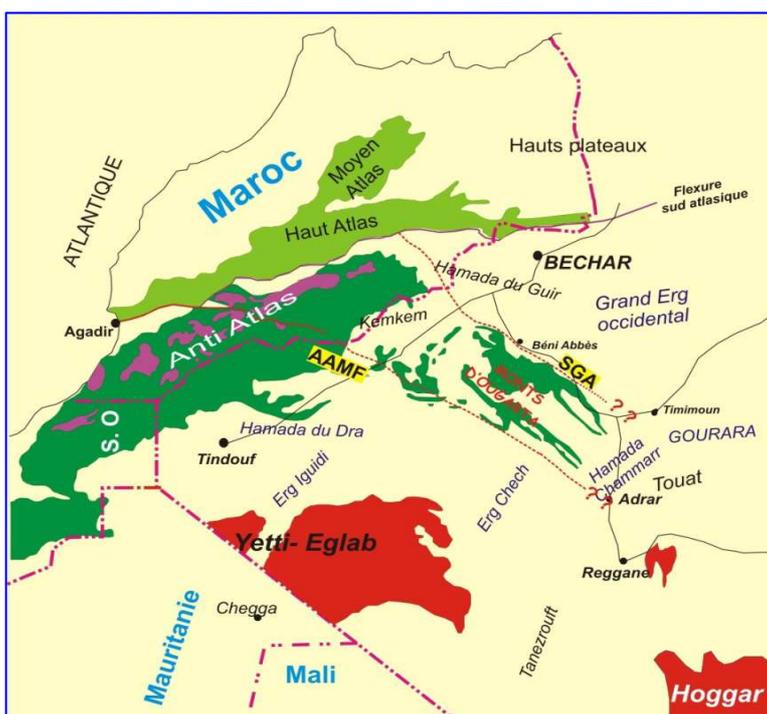


Figure I-7 : Limites cratoniques de l'Anti-Atlas – Ougarta, SAF : *South Atlas Fault* (Faille sud atlasique), AAMF : *Anti-Atlas Major Fault* (Accident Majeur), SGA : *Saoura gravimetric anomaly* (Anomalie gravimétrique du Saoura) (Michard, 1976 ; Ennih et Liégeois, 2001, modifiée).

I-6- Conclusion

La croûte continentale de la plateforme nord-africaine gondwanienne s'est développée au cours de l'orogénèse panafricaine (700-600 Ma) ; le craton ouest africain était entouré de rifting enregistrée aux alentours de 700 Ma pour les chaînes des Mauritanides, des Bassarides et des Rockelides et vers 800 Ma pour les autres chaînes panafricaines. Une seconde étape traduit le phénomène de compression généralisé (~700-580 Ma) illustré par le volcanisme d'arc important, suivi de la phase de collision conduisant à la structuration des chaînes panafricaines autour du Craton Ouest Africain. La phase suivante correspond à la mise en place d'un magmatisme tardi-orogénique panafricain (~600-500 Ma).

Par leur position péri-cratonique, les monts de l'Ougarta sont impliqués dans **l'histoire panafricaine** ; résultat d'une collision entre deux domaines continentaux à marges différentes, la bordure Est du craton ouest africain, considérée comme une marge passive, et celle active du domaine panafricain.

L'évolution structurale post-infracambrienne, pré-hercynienne est complexe et hétérogène. Elle est dominée par des processus de réactivation transpressive et transtensive locale, aboutissant à une interaction complexe entre champs de contraintes intraplaques et la géométrie des systèmes de faille préexistants.

La collision continentale entre le Gondwana et la Laurasia au cours du Carbonifère terminal était à l'origine d'un soulèvement majeur et de chevauchements dans la partie nord-ouest de la plateforme nord-africaine ainsi que de plissement et d'inversion dans les régions intraplaques environnantes. L'intensité de la déformation diminuait vers l'Est.

Les monts de l'Ougarta auraient pris naissance sur une zone subsidente qui a fonctionné dès le Cambrien sur l'ancienne suture océanique bordant le craton ouest africain. La disposition singulière de l'Ougarta permet de la comparer aux édifices de type aulacogène, tels que définis par Shatsky (in Fabre, 1976), (Colomb et Donzeau, 1974) : une structure allongée de type rift contrôlée par des fractures du socle.

L'ouverture de l'Atlantique central au cours du Trias-Lias et la séparation simultanée du terrane turque-apulien de l'Afrique nord orientale était à l'origine d'une importante extension accompagnée d'émissions volcaniques dans toute la plateforme nord-africaine. La seconde phase extensive importante du Mésozoïque a eu lieu au cours du Crétacé inférieur suite à l'ouverture de l'océan atlantique sud et équatorial. Cela a engendré le développement d'une succession de systèmes de rift avortés dans la plateforme nord-africaine et centrale.

Le rifting de la partie septentrionale de l'atlantique Nord, au cours du Crétacé terminal, était à l'origine d'un changement abrupt dans la cinématique de la plaque européenne. Les mouvements transpressifs sénestres précoces ont été remplacés par une phase transpressive dextre prolongée, aboutissant à la collision entre les plaques africaine et européenne et à la persistance d'un régime compressif global dans la plateforme nord-africaine au cours des temps crétacés moyens. Cette compression alpine a provoqué d'autres plissements et déformations au nord-ouest de la plateforme nord-africaine et une inversion intraplaque avec un soulèvement des grabens du Trias terminal - début du Lias dans les autres régions.

CHAPITRE II

GRANDS TRAITs GEOLOGIQUES DES MONTS DE L'OUGARTA

II-1-Présentation générale des monts de l'Ougarta

Dans la partie nord-ouest du Sahara algérien, entre les coordonnées : $0^{\circ}30'$ – $5^{\circ}00'$ des longitudes ouest et $28^{\circ}30'$ – $31^{\circ}00'$ des latitudes nord, sont situés les monts de l'Ougarta. Il s'agit d'une vaste zone de reliefs allongée NW – SE, sur une superficie de 400 x 200km². Les monts de l'Ougarta sont limités au Nord par la Hamada du Guir et le plateau du Kemkem, au Sud par la Hamada du Chammar et le Touat, à l'Est par un système spectaculaire de dunes du grand erg occidental et à l'Ouest par la Hamada du Draâ, les ergs Iguidi et Chech, (Fig. II-1).

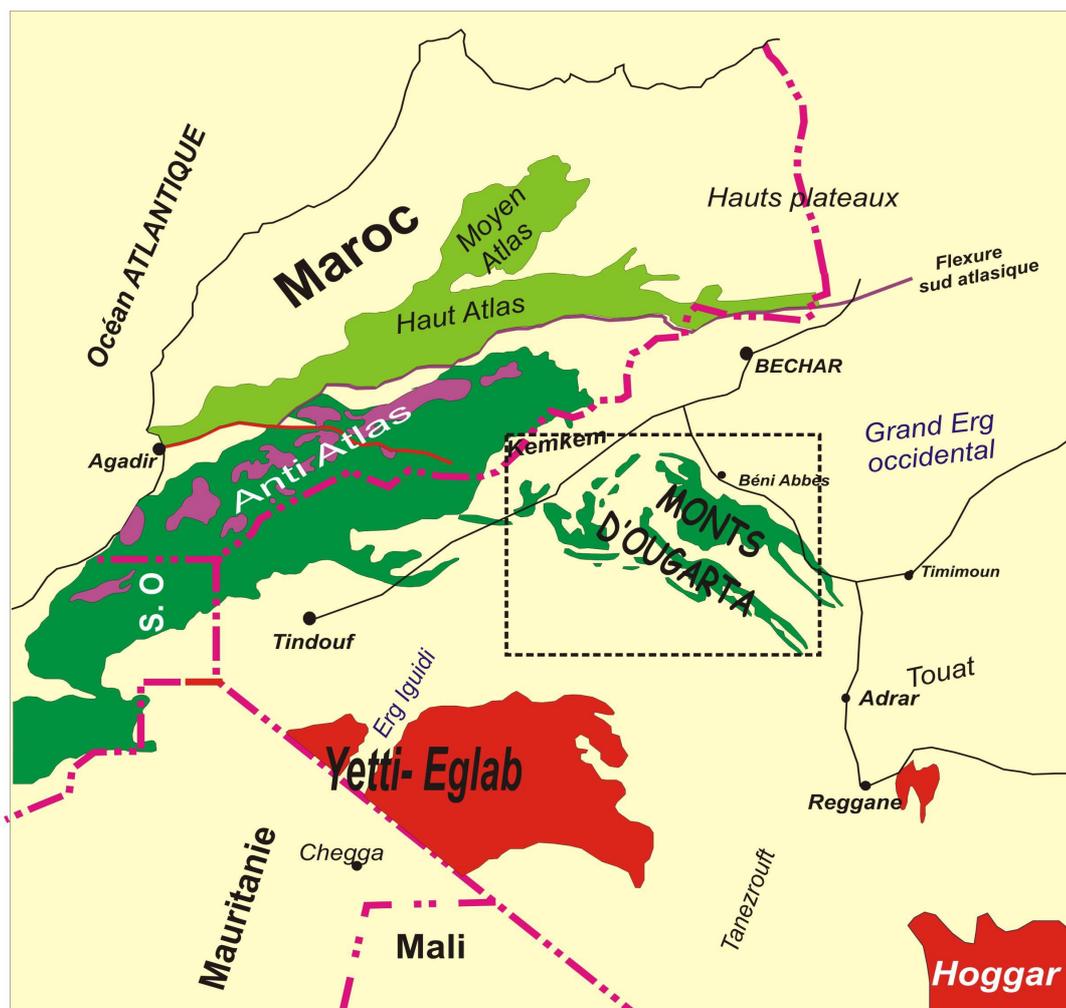


Figure II-1 : Situation géographique des monts de l'Ougarta (Michard, 1976, modifiée).

Les reliefs sont sculptés par différentes phases d'érosion du Permien au Jurassique supérieur (Conrad, 1969), ils ne dépassent pas 250m au-dessus des plaines environnantes. L'altitude moyenne est de 550m, avec deux culminations de 890m au djebel Bet Touaris et 865m au djebel Ghannouma. Les monts de l'Ougarta se subdivisent en deux faisceaux sensiblement parallèles : le faisceau de la Saoura et celui de la Daoura, séparés par l'erg Er Raoui (**Fig. II-2**).

Le réseau hydrographique, sec dans la plupart du temps, est bien emprunté dans le paysage. A l'intérieur de la chaîne, les oueds réalisent un filet aux mailles serrées et enchevêtrées. Par contre, deux principaux bordent la chaîne, l'Oued de la Saoura vers l'est et celui de la Daoura vers le nord-ouest.

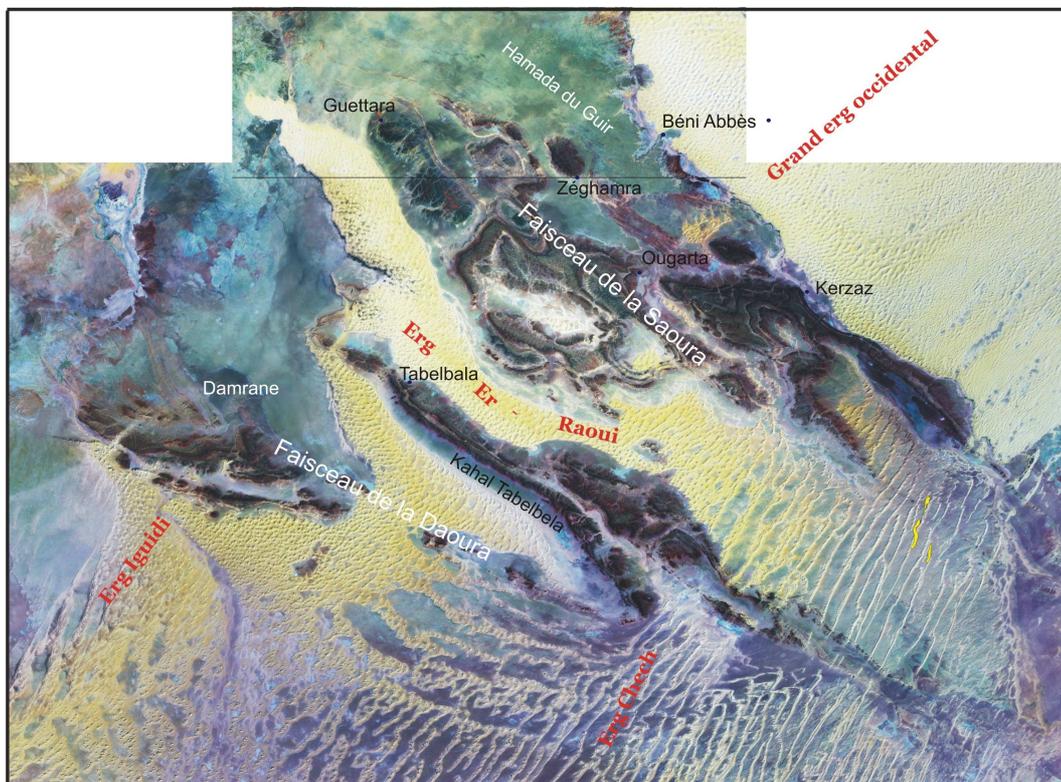


Figure II-2: Photographie satellitaire des monts de l'Ougarta, (Scènes Landsat N30-25 & N30-30).

Les conditions climatiques varient d'une manière importante du nord-ouest vers le sud-est. Toutefois, ces conditions restent typiquement sahariennes. La pluie est de très faible hauteur de 10mm à 30 mm/an, (Dubief, 1959). Une grande aridité de l'atmosphère caractérisé par un été chaud (température $>42^{\circ}\text{C}$) et un hiver rigoureux avec

des températures qui descendent au-dessous du 0° C. Les vents sont fréquents, particulièrement au mois de mars et avril.

La couverture végétale, quasi-nulle, est limitée aux lits des oueds, où les *Acacias radina* (Talha), les *Zizyphus lotus* (Sedra), et à certains flancs dunaires, les graminées, notamment le *drine* (aristida, pyngens) sont les plus spectaculaires. Aux cuvettes circulaires dans la Hamada, nous rencontrons de curieuses salsolacées, connues sous le nom de champignon de Bouâmama (*Anabasis aretioïdes*).

La faune, typiquement des zones sahariennes, est variée.

Quant aux points d'eau, ils se concentrent, pour la plupart, sur les bordures de l'erg Er Raoui qui est connu comme réservoir d'eau potable. Les plus célèbres sont *Hassi El Hariga*, *Hassi Aouissia*, *Hassi El Kheil*....

Sur le plan administratif, les monts de l'Ougarta sont partagés entre trois (03) wilayas, (Béchar, Adrar et Tindouf). Cette vaste contrée n'est habitée que par quelques nomades (*Réguibat*), qui cantonnent aux proximités de l'erg Er Raoui, près de Hassi El Guezia et celui d'El Kheil. Quelques oasis luxueuses jalonnent le cours de la Saoura, et d'autres sont enclavées à l'intérieur, comme Tabelbala, Ougarta et Bou M'haoued, qui servent de lieux de campement aux géologues.

Nous accédons aisément aux différentes parties de la chaîne par des pistes carrossables qui toutes bien marquées. Cependant, un barrage infranchissable par véhicule qu'est l'erg Er Raoui, oblige un grand détour.

II-2-Historique des travaux de recherche

Les monts de l'Ougarta ont toujours été considérés comme une contrée à vocation minière. Ceci se traduit nettement à travers tout l'historique des recherches que nous essaierons de résumer.

II-2-1-Anciennes exploitations minières

Dès le 17ème siècle, les monts de l'Ougarta ont vraisemblablement fait l'objet d'exploitation minière, comme en témoignent de nombreuses excavations, des traces de fours, des scories et des ruines d'anciens habitats (**Fig. II-3**). La toponymie locale (El Masdar, Guelb En Nehas, Tacroum, Oued El Maâdène ...) atteste du passé minier de la région. Les sites d'anciennes exploitations sont :

- La mine de Ben Tadjine dans le faisceau de la Daoura,
- Tacroum, El Masdar, Guelb En Nehas, Djouf Naâm au niveau de la Saoura.

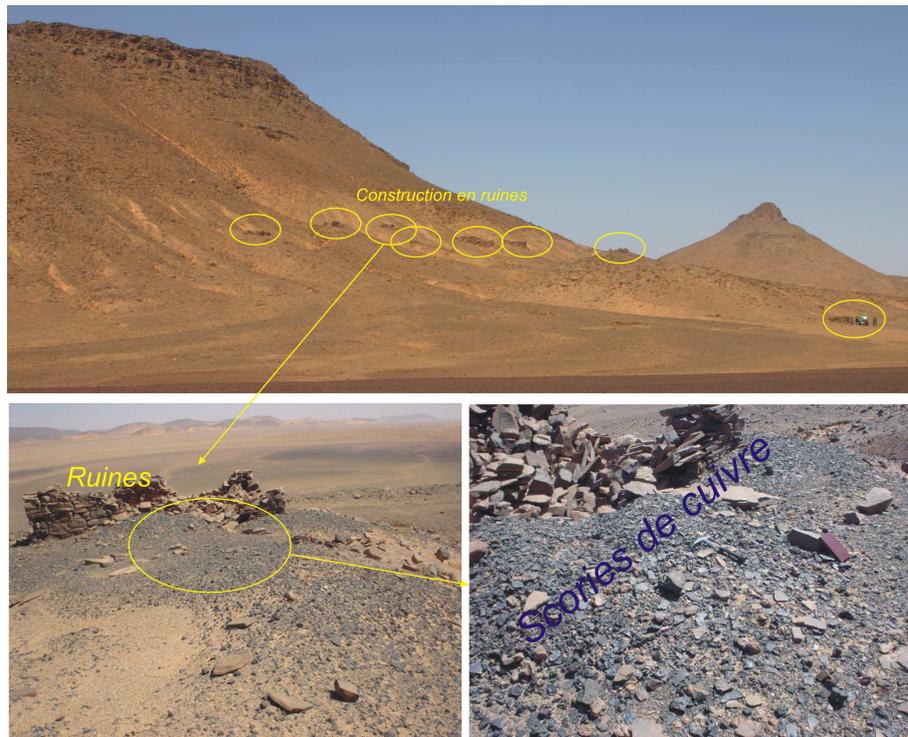


Figure II-3 : Illustration photographique des traces d'exploitation du Cuivre, des ruines et des scories des minerais de cuivre au niveau d'El Masdar (faisceau de la Saoura).

II-2-2-Premières explorations géologiques et minières

Les monts de l'Ougarta ont fait l'objet d'études depuis environ un siècle.

A partir des années 20, plusieurs expéditions militaires accompagnées de géologues pénétrèrent au Sud algérien.

En 1903, Gautier entame des travaux dans la région de l'Ougarta. En 1906, il apporta une première vision générale de la géologie de cette entité en présentant une carte géologique au 1/1 000 000^e, sur laquelle apparaît nettement la direction NW-SE des axes des plis.

Suite à une reconnaissance du groupe mobile méhariste, allant de Béni-Abbès vers Tindouf, Menchikoff (1925) signale des rhyolites à Boukbaïssat, Bet- Touaris et Guettara. Il montre que ces rhyolites se présentent en parfaite concordance avec les grès de

l'Ougarta, considérés comme siluriens. Par conséquent, les roches rhyolitiques représenteraient la base du Silurien ou un peu antérieur à cette époque.

En 1928, le même auteur donne de nouvelles précisions stratigraphiques en reconnaissant les schistes siluriens au niveau du Ksar de l'Ougarta et estime l'épaisseur des grès à plus de 1000 mètres, reposant en concordance sur les rhyolites de Boukbaïssat.

En 1930, Menchikoff synthétise toutes ses observations dans une thèse d'état portant non seulement sur la chaîne de l'Ougarta, mais aussi sur la Saoura et la région de Tindouf.

En 1933, suite à la découverte de quelques fragments de brachiopodes, il a pu distinguer et confirmer l'existence du Cambrien et de l'Ordovicien dans les grès de l'Ougarta.

En 1938, Menchikoff crée à Béni Abbès un laboratoire qui devient un centre de recherches à partir de 1943.

Dès les années 40, un groupe de géologues rattachés aux services des mines entament des travaux de prospection. La mine de Ben Tadjine a été étudiée par Brun qui pronostique 1200 tonnes de métal de cuivre.

En 1942, Martinovsky étudie le gîte de Tacroum en mettant en évidence 10 filons à minéralisation cuprifère.

En 1949, Menchikoff, dans un rapport inédit, met le point sur les indices de cuivre dans les monts de l'Ougarta. Il montre que tous les noyaux cambriens sont traversés d'un grand nombre de filons de quartz, où se trouveraient les principaux indices (mines de Ben Tadjine, Tacroum, Guelb En Nehas....). Le premier écran arrêtant la minéralisation est constitué par des grès argileux de l'Ordovicien inférieur (argiles de Foum Tineslem).

Durant la même année, en vue d'une reprise des travaux, sous la direction de Deleau, une mission fut réalisée dans la région de l'Ougarta, en collaboration avec des organismes spécialisés. Les régions de l'Ougarta et de Tabelbala ont été recommandées pour la poursuite des travaux de recherches.

Les années 50, le Bureau de Recherche Minière d'Algérie (B.R.M.A) est créé et jouera un rôle capital dans les travaux d'exploration minière.

De 1949 à 1955, le B.R.M.A, le B.R.G.M et le service de la carte géologique ont mené des travaux de prospection sur les meilleurs indices de cuivre, de manganèse et de fer.

En 1952, le service géologique d'Algérie édite la carte géologique du Hamada du Guir à 1/500 000^e (Meyendorff et Pouyeto). Sur cette carte apparaissent nettement les structures géologiques des monts de l'Ougarta allongées dans la direction NW-SE.

De 1949 à 1950, Roy réétudie le gîte de Ben Tadjine et Roy et Martinovsky portent un jugement négatif sur le potentiel métallique de Tacroum.

Pendant la seconde guerre mondiale, des observations et des levés se sont multipliés avec la mise en œuvre de fonds topographiques et de photos aériennes.

En 1952, Meyendorff réalise un levé géologique entre le Touat et Tabelabala, sur lequel apparaissent les grandes subdivisions lithostratigraphiques.

Cette même année, Schoeller étudie le Quaternaire de la Saoura et Duny constate que la minéralisation dans le gîte de Ben Tadjine s'appauvrit vers les profondeurs, il décide alors d'interrompre la prospection.

Toujours en 1952, Menchikoff édite la carte géologique de Kerzaz au 1/500 000^e, la stratigraphie et la tectonique y sont plus détaillées. Dans cette même année, lors du colloque géologique international à Alger, apparaît une monographie résumant des travaux importants de plusieurs géologues (Le Maître, Pouyeto, Alimen, Peter...).

En 1955, Meindre et Byramjée, géologues auprès du B.R.M.A, étudient le manganèse de Guettera, avec une estimation des réserves de 1.5 millions de tonnes de métal à 46 % de Mn.

II-2-3- Travaux de prospection minière moderne

De 1976 à 1987, avec le concours des coopérations soviétique et polonaise, la SONAREM puis l'EREM entreprennent des travaux de recherches systématiques dans la

chaîne de l'Ougarta (**Fig. II-4**). Ils se traduisent par des levés de cartes géologiques au 1/200 000^e couvrant la chaîne entière, des études détaillées lithostratigraphiques et tectoniques, un inventaire de toutes les occurrences minérales métalliques et non métalliques et une estimation des potentialités minières accompagnés par des recommandations de travaux futurs, cédant le champ aux prospections stratégiques et tactiques.

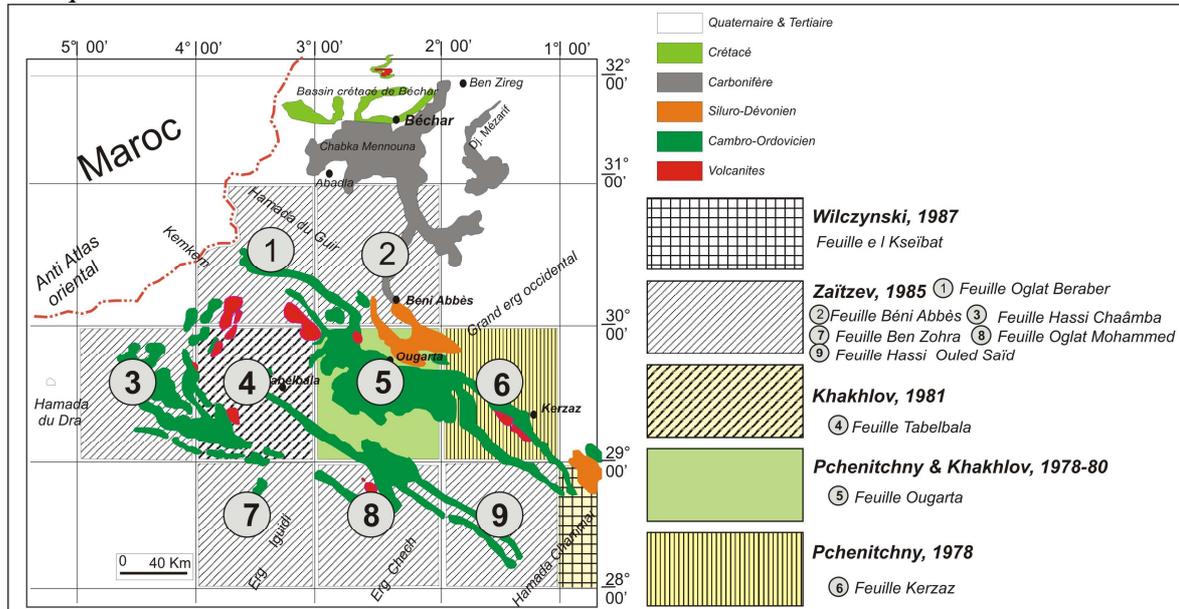


Figure II-4 : Travaux de recherche systématique dans les monts de l'Ougarta.

De cette étape, se sont succédés des travaux de prospection dans les secteurs jugés favorables (**Fig. II-5**). A titre d'exemples, Riffault (1980) dirige des travaux de prospection pour le cuivre dans la feuille de *Hassi Chaâmba*, il constate l'abondance de la barytine filonienne où une estimation de 6 millions de tonnes de $BaSO_4$ est pronostiquée.

Les éléments radioactifs, tels l'uranium et le thorium, ont fait l'objet d'une prospection tactique par Ivasko (1978-1979), Chempelev (1982) et Corev (1983). Ils correspondent au type placer et de mauvaise qualité ($U/Th < 1$) dans les niveaux de l'Ordovicien inférieur.

De 1980 à 1984, les indices de cuivre stratiforme à Rahmani et à Laâdjel ont été largement prospectés (Khakhlov, 1980, Melnitchenko, 1984).

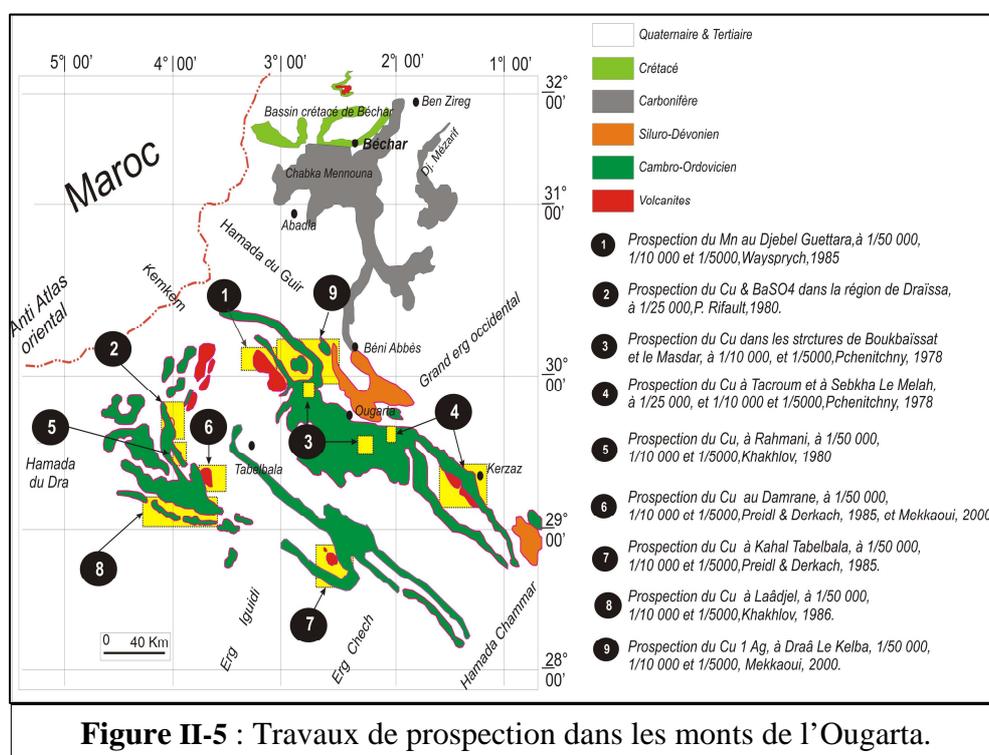
De 1981 à 1985, une équipe polonaise, sous la direction de Preidl est chargée d'une mise au point sur les indices du cuivre. Cela aboutit à la proposition de deux zones considérées comme étant les plus perspectives : massif du Damrane (Preidl & Derkasz, 1985) et Kahal Tabelbala (Preidl et Bousmaha, 1985).

En ce qui concerne le premier secteur, la prospection détaillée a abouti à une estimation préliminaire de 600.000 tonnes de métal de cuivre.

De 1985 à 1988, l'équipe de Paulo & Waysprych reprend des travaux de détails sur le manganèse du djebel Guettara, tout en confirmant les réserves calculées par le BRMA en 1955.

De 1992 à 1998, Mekkaoui et des collaborateurs dirigent des travaux régionaux de prospection stratégique sur le cuivre et l'argent.

En 2000, le même auteur justifie la reprise des travaux de prospection stratégique dans la structure du Damrane en se basant sur l'hypothèse de type "exhalatif – sédimentaire".



En dehors des méthodes directes d'exploration, plusieurs méthodes indirectes (géochimie et surtout géophysique) ont été utilisées.

En ce qui concerne la géophysique, de nombreuses méthodes ont été appliquées, soit à l'échelle régionale, soit à une échelle locale :

- La *polarisation spontanée* utilisée, avec une part de succès, sur les gossans affleurants s'est révélée décevante dans la recherche de gisements cachés,
- Le *magnétisme* pratiqué principalement en aéroporté et, dans une moindre mesure, au sol donne des résultats difficiles à interpréter dans le cadre d'une exploration

tactique en raison du manque de modèles de gisements. En revanche, il est très efficace pour la détection des failles et des corps magmatiques intrusifs,

- L'*électromagnétisme* (*TURAM*) dont les méthodes sont sensibles aux phénomènes structuraux, particulièrement abondants dans le massif du Damrane,

- La *Polarisation provoquée de surface* est, sans doute, la méthode la plus utilisée, mais avec des résultats très aléatoires. En effet, les anomalies décelées sont nombreuses, mais il faut chercher des critères de sélection.

- La *Gravimétrie* peut se combiner aux précédentes méthodes afin d'améliorer la qualité d'interprétation.

De ce fait, de 1969 à 1974, des levés magnétiques et gamma spectrométriques aéroportés ont été réalisés au compte de la SONAREM par la firme américaine " *aéroservice* ", ils ont fait l'objet de plusieurs interprétations :

- Une première interprétation, réalisée par la firme "*Patterson*" (1976 - 1978).

- Une seconde, réalisée en 1977 par Kirton (SONAREM) en collaboration avec la firme "*REMI, U.S.A*", suivie de quelques vérifications au sol. Les principaux résultats se résument ainsi :

Les anomalies magnétiques figurant sur les levés aéroportés correspondent à des roches andésito-basaltiques et basaltiques.

- Les anomalies linéaires locales représentent des zones de failles importantes injectées, par endroit, de dolérites et de roches basiques.

- Les gradients importants du champ magnétique sont le plus souvent dus aux accidents tectoniques disjonctifs.

- Les anomalies radiométriques correspondent aux bancs de grès fins intercalés dans l'Ordovicien inférieur (Foum Tineslem et Kheneg El Aâten). En effet, ces anomalies sont dues à la présence des minéraux radioactifs dans ces formations sous forme de placers (Ivasko, 1978/1979 ; Chempelev 1980, 1982 ; Riffault, 1982 et Gorev, 1983, ORGM, inédit).

II-2-4-Travaux académiques

En 1962, lors du deuxième colloque stratigraphique à Paris, il a été admis les subdivisions stratigraphiques suivantes :

- Le Géorgien* correspond aux conglomérats de Ben Tadjine et aux arkoses de la formation de Sebkha El Melah.

-L'Acadien – Potsdamien représentent les quartzites de la formation d'Aïn Néchéa.

De 1971 à 1974, un groupe de géologues de l'université d'Alger (Colomb et Donzeau, 1971, Chikhaoui, 1974) et Fabre (1971,1976) réalisent des levés géologiques à 1/200 000^e des feuilles de Tabelbala, d'Oglat Mohamed et de Ben Zohra qui sont, malheureusement, demeurées inédites.

En 1971, dans le cadre d'une thèse d'une thèse de 3^{ème} cycle, Donzeau fait une étude structurale du Paléozoïque inférieur. Il admet deux phases de plissements NE-SW et N-S responsables de la déformation.

En marge des travaux entrepris par la sonarem, des thèses initiées voient le jour.

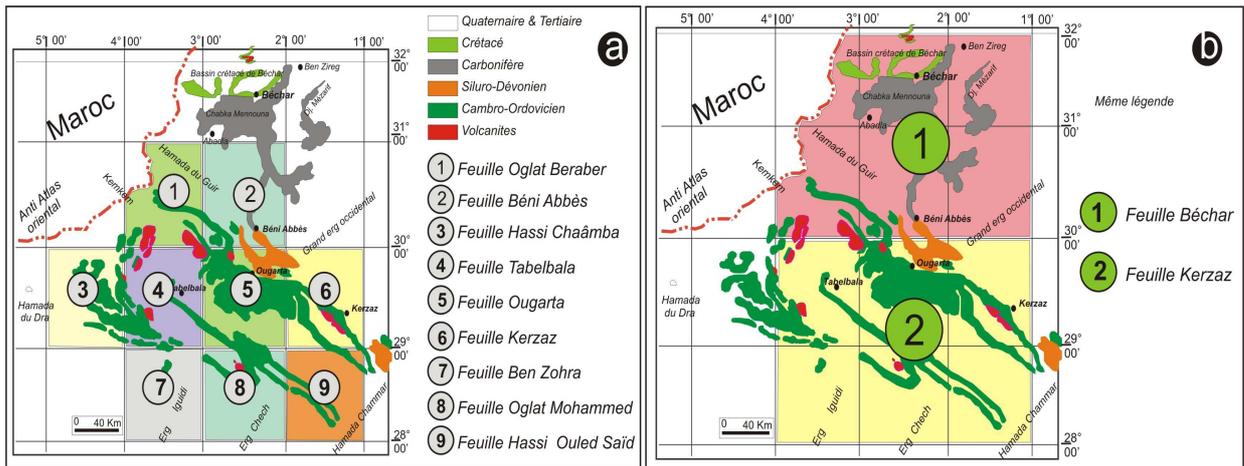
En 1986, Bouima présente une thèse de 3^{ème} cycle sur les grès cuprifères de Rahmani.

Remichi (1987) étudie les minéralisations cuprifères du Précambrien dans le Damrane. Il propose deux aspects génétiques des minéralisations : type de lac supérieur lié aux basaltes alcalins et type andin en relation avec le magmatisme calco-alcalin.

Les caractéristiques sédimentologiques du Cambro-Ordovicien ont été analysées par Arbey (1962, 1966, 1968, 1971, 1979 et 1985), Gomez Silva et al. (1963) et Aït Kaci (1990).

A partir de la fin des années 90, les monts de l'Ougarta sont devenus un laboratoire pédagogique aux différentes promotions d'étudiants des universités d'Oran, d'Alger et Boumerdès. Cela a permis de faire apparaître d'une part de nouvelles publications (Bouima et Mekkaoui, 2003; Graine et Mekkaoui, 2006 ; Nedjari, et al, 2007 ; Ouali Mehadji et al, 2006 et 2012) et quelques thèses et mémoires (Abbache, 2000 ; Cherfouh, 2000 ; Bendella, 2002 ; Ouali Mehadji, 2004 ; Hamdidouche, 2009 ; Graïne-Tazrout, 2010).

Après ce long et détaillé historique, il est intéressant de proposer les cartes et photographies disponibles des monts de l'Ougarta. Ces derniers sont couverts par un jeu de cartes topographiques au 1/500 000^e (**Fig. II-6 a**). Ils s'étendent aussi, d'une façon inégale, sur douze cartes topographiques au 1/200 000^e (**Fig. II-6 b**).



Figures II-6 : Couverture topographique à 1/200 000^e (a) et à 1/500 000^e (b).

Pour ce qui est de la couverture géologique, il existe d'anciennes cartes au 1/500 000^e qui couvrent plus ou moins la chaîne. Les principales sont la feuille du *Hamada du Guir*, en coupure spéciale, éditée en 1952 par le Service Géologique du Maroc, et la feuille de *Kerzaz* dressée par Meyendorff et Pouyeto (1952) sur la base des travaux d'autres auteurs (Gautier, de Lapparent, Menchikoff, Le Maître, Petter et Alimen, 1952). Cette dernière est éditée en même année par le Service de la Carte Géologique de l'Algérie. Elle représente la partie méridionale des monts de l'Ougarta sur laquelle nous distinguons nettement un socle rhyolitique infracambrien, affleurant au cœur des structures anticlinales ougartiennes entourées par des formations cambriennes et ordoviciennes. La carte géologique du *Sud oranais* couvre l'extrémité nord de la chaîne (**Fig. II-7**).

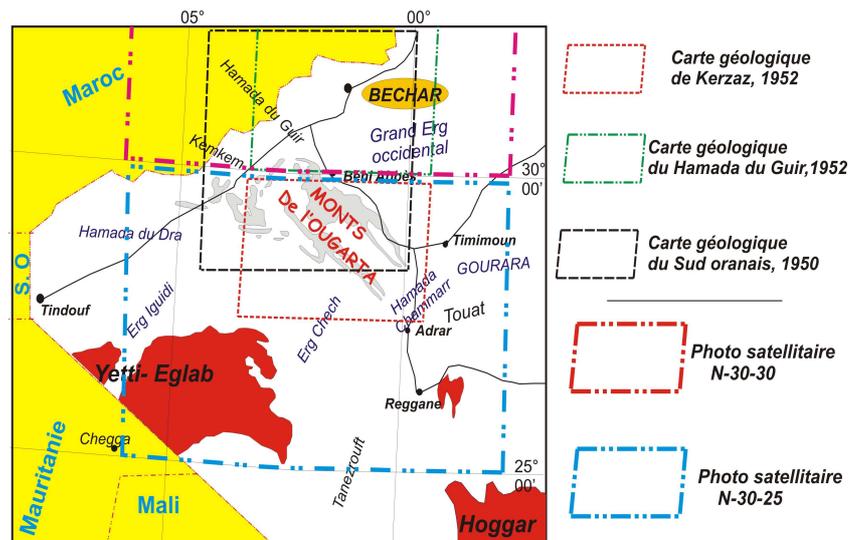


Figure II-7 : Cartes géologiques au 1/500 000^e (coupures régulières et spéciales) et photos satellitaires couvrant les monts de l'Ougarta.

Des images satellites sont gratuitement disponibles sur le web, elles représentent une source d'information inestimable, vu la qualité d'affleurement de notre région. Les images utilisées sont celles de la génération Landsat 7 ETM + (Enhanced Thematic Mapper), (**Fig. II-7**).

Elles sont traitées à partir de 3 bandes de fréquence. Elles sont orthorectifiées, géoréférencées et ont une résolution de 14.25m. Ces vues sont téléchargeables gratuitement depuis internet et peuvent être exportées en image (.tif) à l'aide du programme GeoViewer de Lizardtech. Les modèles numériques de terrain (MNT) proviennent du modèle GTOPO 30 (Global 30 Arc Second Elevation Data) qui a une maille d'environ 1 km². Ces données sont également disponibles et gratuites sur le web. Le programme *Surfer 8.01 de Golden Software, Inc.* permet la génération de cartes et la création de vues tridimensionnelles.

Récemment, la SONAREM puis l'EREM ont entrepris des travaux de recherche systématique en réalisant des cartes géologiques en coupures régulières au 1/200 000^e, couvrant toute la chaîne de l'Ougarta. Certaines de ces cartes ont été révisées et éditées par le Service Géologique d'Algérie (S.G. A), (**Fig. II-8**).

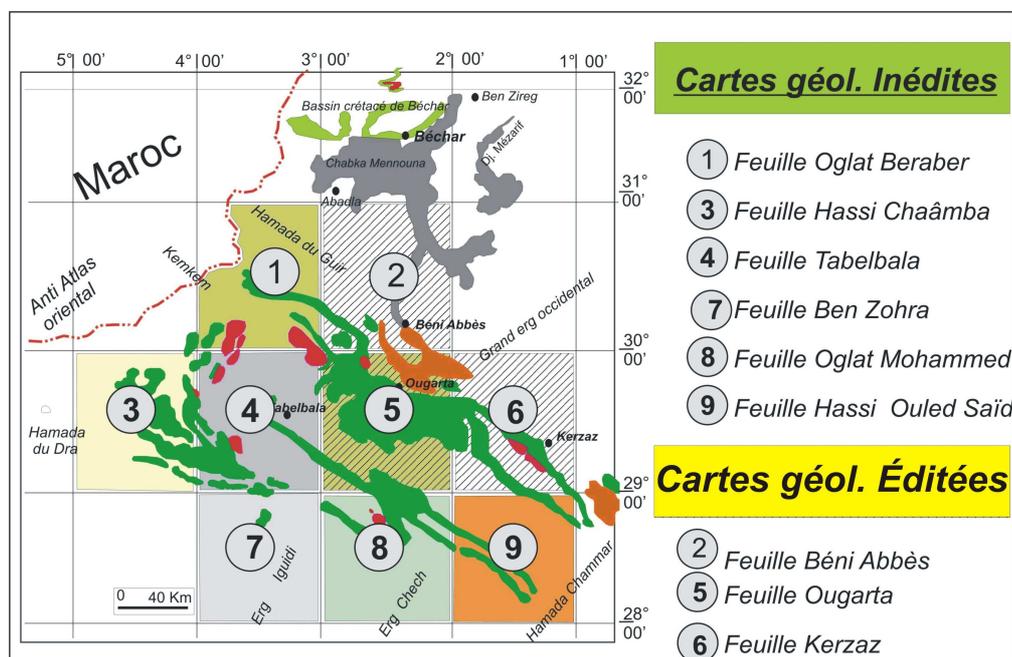


Figure II-8 : Cartes géologiques au 1/200 000^e en coupures régulières (éditées & inédites).

II-3-Contexte géologique des monts de l'Ougarta

Cette partie est consacrée à la présentation des données géologiques existantes des monts de l'Ougarta appuyées par toutes les observations personnelles cumulées lors de mes

différentes missions de terrain. Cette contrée, aride et désertique, présente en général une qualité d'affleurement exceptionnelle.

Les grands traits de la géologie des monts de l'Ougarta sont esquissés depuis la moitié du siècle passé. Cependant, les détails sont loin d'être définitivement acquis. Les monts de l'Ougarta se présentent sous forme d'une succession de plis anticlinaux serrés et synclinaux larges, allongés dans la direction NW-SE, dite ougartienne (Menchikoff, 1930). Certains anticlinaux comportent en leur cœur des affleurements de formations volcano-sédimentaires et volcaniques réputées plus anciennes, dites boutonnières ; ces dernières sont bordées par une couverture sédimentaire paléozoïque modérément plissée.

Par leur lithologie, les rhyolites et les quartzites cambro-ordoviciens forment l'ossature de cette chaîne sous forme de véritables reliefs antifformes. En revanche, les formations tendres siluro-dévonienne ne sont conservées que dans les structures synformes, où elles s'expriment timidement en reliefs dans le paysage. Ces formes géomorphologiques sont bien visibles sur les vues tridimensionnelles (**Fig. II-9**).

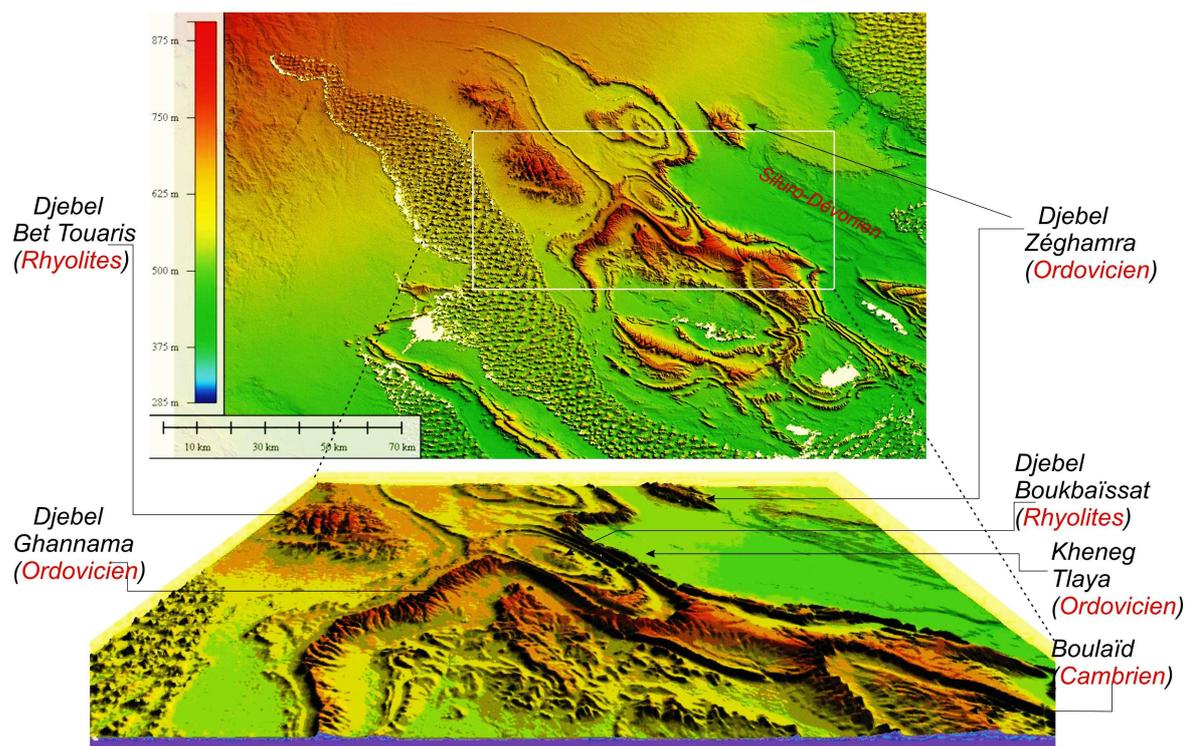


Figure II-9 : Modèle numérique de terrain « MNT » de Bet Touaris - Boukbaïssat et vue tridimensionnelle.

Les monts de l'Ougarta sont constitués de roches volcano-sédimentaires et magmatiques formant un substratum ou socle d'âge précambrien supérieur et des terrains paléozoïques rapportés à une couverture. Ces derniers sont scellés par des sédiments du

Crétacé ou plus récents, à savoir le plateau crétacé du Kemkem au nord-ouest et la Hamada du Guir mio-pliocène à l'est.

II-3-1-Le Néoprotérozoïque " Groupe de Sebkh el Melah "

Nous désignons sous ce terme des terrains volcano-sédimentaires et volcaniques qui apparaissent en certaines structures et dont les meilleurs affleurent dans la structure de Sebkh el Melah, d'où l'appellation de " groupe de Sebkh el Melah " (Mekkaoui, 1998, ORGM, inédit). L'attribution de cet âge est conventionnellement admise bien qu'elle ne repose sur aucune datation radiométrique fiable, voire même des corrélations précises avec l'Anti Atlas marocain.

Les géologues spécialistes du Précambrien (Choubert, 1945, 1947, 1952, 1963 ; Choubert, G., Faure-Muret, A., 1956, 1980, 1981 ; Caby et Leblanc, 1973 ; Leblanc, 1975 ; Black *et al.*, 1979 ...) interprètent ces terrains, par analogie avec la chaîne du Hoggar en Algérie et des Ifforas au Mali, comme un segment orogénique panafricain. Dans un premier temps, Chikhaoui *et al.*, (1974) introduisent les subdivisions PI, PII et PIII dans l'Ougarta, à l'image de l'Anti Atlas. Dans ce dernier, les subdivisions varient d'un domaine à l'autre et d'un auteur à l'autre.

Toutefois, suite aux recommandations de l'*International Union of Geological Sciences*, le terme Néoprotérozoïque a été introduit à l'Anti Atlas puis translaté aux monts de l'Ougarta.

Contrairement à l'Anti-Atlas, le Néoprotérozoïque est très peu représenté dans la chaîne ougartienne. Les affleurements sont épars et apparaissent principalement en trois structures majeures :

II-3-1-1- Dans la boutonnière de Sebkh el Melah

Cette vaste boutonnière du faisceau de la Saoura occupe une surface d'environ 350km². Elle se situe près de Kerzaz, son cœur constitue une véritable dépression. Elle reçoit les eaux de l'oued Es-Souirek qui est une déviation de la vallée de la Saoura. Compte-tenu des conditions climatiques qui règnent dans la région, au sein de cette large dépression se sont développés des dépôts de sels et gypses. D'ailleurs l'exploitation artisanale est largement exercée par les autochtones.

Le groupe de Sebkh el Melah est considéré comme l'équivalent de la série verte du bouclier Targui (Caby, *et al.*, 2010 ; Caby, 1983 ; Black *et al.*, 1979) et des séries flyschoides du Bled El Mass et d'Adrar (Caby, 1983 ; Fabre, 2005). Les descriptions

données par nos prédécesseurs s'accordent sur un caractère volcano-sédimentaire de ce groupe (Dostal et al., 2002 ; Cherfouh, 2002 ; Hamdidouche, 2009 et Caby et al., 2010). Toutefois, les conditions de dépôts demeurent encore controversées. Il s'agit d'une alternance rythmique vraisemblablement turbiditique, admettant les subdivisions en :

-Flysch rouge

Son épaisseur supérieure à 1000m, il est formé de grauwackes en petits bancs à forte proportion d'éléments andésitiques, entrecoupés par des interlits pélitiques pourpres. Cet ensemble est surmonté et recoupé par des coulées andésitiques associées à des tufs.

-Flysch vert

Plus puissant que le précédent (>2500m), il est à dominance de grauwackes fins, riches en quartz à ciment carbonaté et recristallisé. Quelques lentilles conglomératiques à dominance andésitique s'intercalent dans la partie supérieure de cet ensemble. Il est surmonté par des coulées andésitiques et basaltiques.

Ces flyschs sont recoupés par des dykes, des sills doléritiques et monzonitiques.

Les couches sont redressées à la verticale (**Fig. II-10**) et nous ne connaissons ni la base ni la limite supérieure de ce groupe.

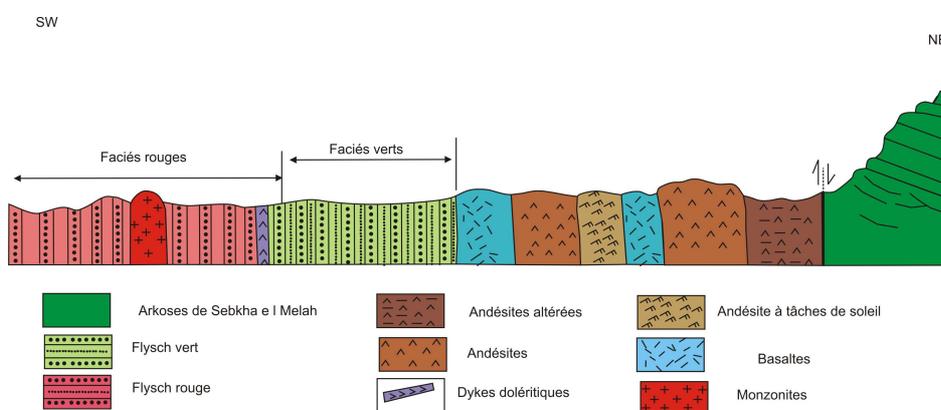


Figure II-10 : Coupe schématique dans la Sebkha el Melah.

En 1960, une datation à été faite sur ces basaltes, et elle a donné un âge en K/Ar, R.T. de 890 +/- 25 Ma (in Fabre, 1969). Cette mesure étant isolée, on ne peut en tenir compte car elle peut refléter un excès d'argon radiogénique (Fabre, com. orale).

II-3-1-2- Dans le Damrane

Le même groupe est connu au niveau de la structure de l'oued Damrane (**Fig. II-11**), il correspond au substratum de l'ensemble volcanogène. Il affleure principalement

dans le lit de l'oued Damrane qui borde le massif vers l'est. Il peut être retrouvé également à l'intérieur du massif à la faveur de quelques échancrures (creusements) des talwegs. D'autres affleurements subordonnés sont connus aux alentours de l'oued El Maâdène et aussi à l'est de la pointe orientale du djebel Ben Tadjine.

Des sondages réalisés dans le cadre de la prospection du cuivre (EREM, 1981, 1983 et 1985, et ORGM, 2000-2003) ont mis à jour des pélites et des grauwackes au-dessous des volcanites et même sous la croûte hamadienne (Hamada de Tabelbala).

En réalité, ce groupe occupe une aire plus vaste que celle suggérée par les affleurements du Damrane. Ce constat est conforté par les résultats des levés magnétiques aéroportés et au sol. Il s'agit d'une formation volcano-sédimentaire de couleur beige à pourpre, assez comparable aux affleurements de sebka el Melah. De toute façon, ces affleurements comprennent trois membres qui seront évoqués en détail dans le chapitre IV.

Dans la structure du Damrane, les petits îlots regroupés sous le terme de calcaires de Hassi Khataâm semblent être intercalées avec les pélites. Pour certains, ces calcaires sont les équivalents des calcaires à stromatolites colléniformes de Guettera, bien exposés au niveau du gisement du même nom. Découverts par Alimen et al. (1952), ils sont assimilés à ceux à conophytions du Hank (Bertrand et Sarfati, 1987) et à la série à stromatolites de l'Ahnet (Caby, 1970 et Caby, 1983), (**annexe 1, pl. 1**). Par contre à Hassi Khataâm, les calcaires ne montrent aucune similitude.

II-3-1-3- Dans Oglat Beraber et Col Robert

Dans l'Oued d'Oglat Beraber et ses environs affleurent des terrains volcano-sédimentaires sous forme de petits chapelets. Ces terrains sont appelés " série d'Oglat Beraber " (J. Fabre, 1983) car ils affleurent bien au niveau de cet oued occupant une quinzaine de km². En discordance, cette série est surmontée par des rhyolites formant le complexe du Col Robert.

La " série d'Oglat Beraber "est subdivisée en trois membres (J. Fabre, 1983) (**Fig. II-11**) :

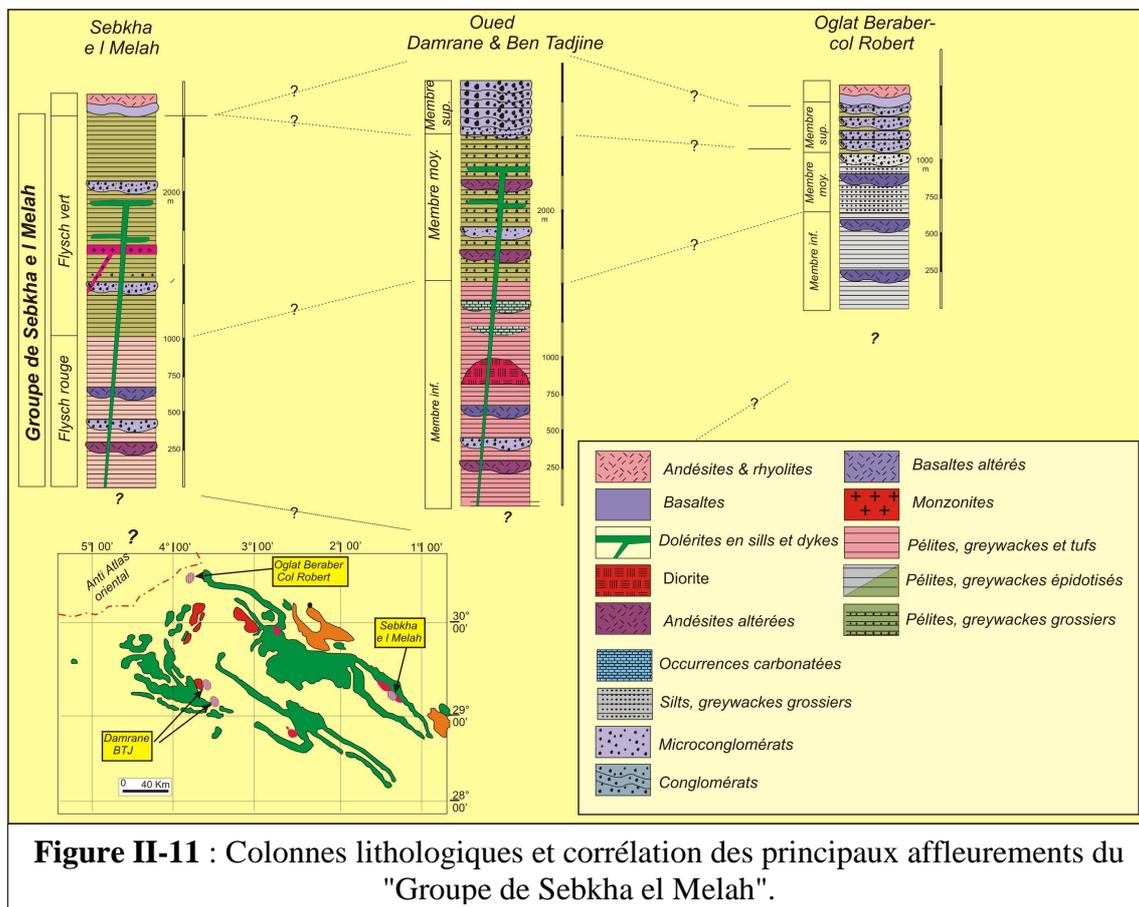
- **Membre inférieur** (550m) composé de turbidites grossières et de siltstones à caractère flyschöïde où, de bas en haut, sont reconnus :

- Une alternance sombre de siltites et pelites et de tufs gréseux qui montrent des litages fins et des stratifications obliques et ondulées.

-Des turbidites grossières ou tufs gréseux qui s'organisent en bancs centimétriques tout en présentant un granoclassement inverse. Ces niveaux renferment des coulées andésitiques.

- **Membre moyen** (350m) comprenant des arkoses et des grès grossiers de couleur rouge. Ce membre se présente sous forme de bancs décimétriques à litage régulier et à stratifications entrecroisées. L'ensemble montre une évolution granulométrique inverse et se termine par un banc microconglomératique. Des coulées andésitiques s'intercalent également au sein de ce membre.

- **Membre supérieur** (200m) constitué de lentilles conglomératiques entrecoupées de matériel grésopélitique. Il s'agit d'un conglomérat polygénique à nombreux éléments volcaniques et volcano-détritiques, semblables aux roches environnantes.



II-3-2- Comparaison du Précambrien dans l'Anti Atlas et les monts de l'Ougarta

Au Maroc, le Précambrien affleure bien au sein des boutonnières situées pour l'essentiel dans l'Anti-Atlas et le Haut Atlas de Marrakech. Toutefois, il est mieux étudié

dans l'Anti Atlas et jusqu'à la fin des années 1990 la nomenclature utilisée était celle proposée par Choubert (1963) : Précambrien **I (PI)** correspondant à l'Archéen, Précambrien **II (PII)** correspondant au Néoprotérozoïque inférieur et moyen et Précambrien **III (PIII)** reporté au Néoprotérozoïque supérieur. Cette nomenclature a été également adoptée pour les monts de l'Ougarta (Chikhaoui, 1974).

Récemment, Thomas et al. (2004) ont proposé une nouvelle nomenclature basée sur une approche lithostratigraphique et tectonique, conformément aux recommandations de l'International Union of Geological Sciences (**Fig. II-12**) :

II-3-2-1-Le socle

Représenté par des reliques par des reliques de l'orogénèse éburnéenne qui a affecté fortement le craton Ouest-Africain, il affleure particulièrement bien dans la boutonnière de Zenaga où il apparaît sous la forme d'un ensemble de schistes, paragneiss et migmatites interprété comme étant un ensemble volcano-sédimentaire poly-métamorphisé. Plusieurs âges ont été obtenus par la méthode U/Pb sur zircon, tous entre 2000 Ma et 2300 Ma (Aït Malek et al., 1998 ; Thomas et al., 2002 ; Walsh et al., 2002). Ce socle n'est pas connu dans les monts de l'Ougarta.

II-3-2-2-Le Super groupe de l'Anti-Atlas

Il comprend :

Le groupe de Taghdout, de 1500m d'épaisseur, anciennement appelé groupe de Bleïda par Thomas et al. (2002). Il s'agit d'une séquence de basaltes, argiles, dolomies et quartzites. Ce groupe est connu dans l'Anti Atlas occidental sous le nom du **groupe de Bou Azzer** qui correspond au cortège ophiolitique des boutonnières de Bou Azzer et du massif du Siroua. Il a également un autre équivalent désigné sous le nom du **groupe d'Iriri**, composé par des orthogneiss, des tonalites et des méta-andésites.

Le groupe du Saghro est constitué d'une très importante série de flyschs turbiditiques associée à des faciès volcaniques et volcano-sédimentaires à la base, passant ensuite à des roches uniquement détritiques (> 8000m).

Ce groupe est en position allochtone, il comprend un ensemble de roches formées dans un contexte d'arc insulaire lié à la subduction d'une croûte océanique au nord du Craton Nord Africain. Ce super groupe n'a également pas d'équivalent dans la chaîne ougartienne.

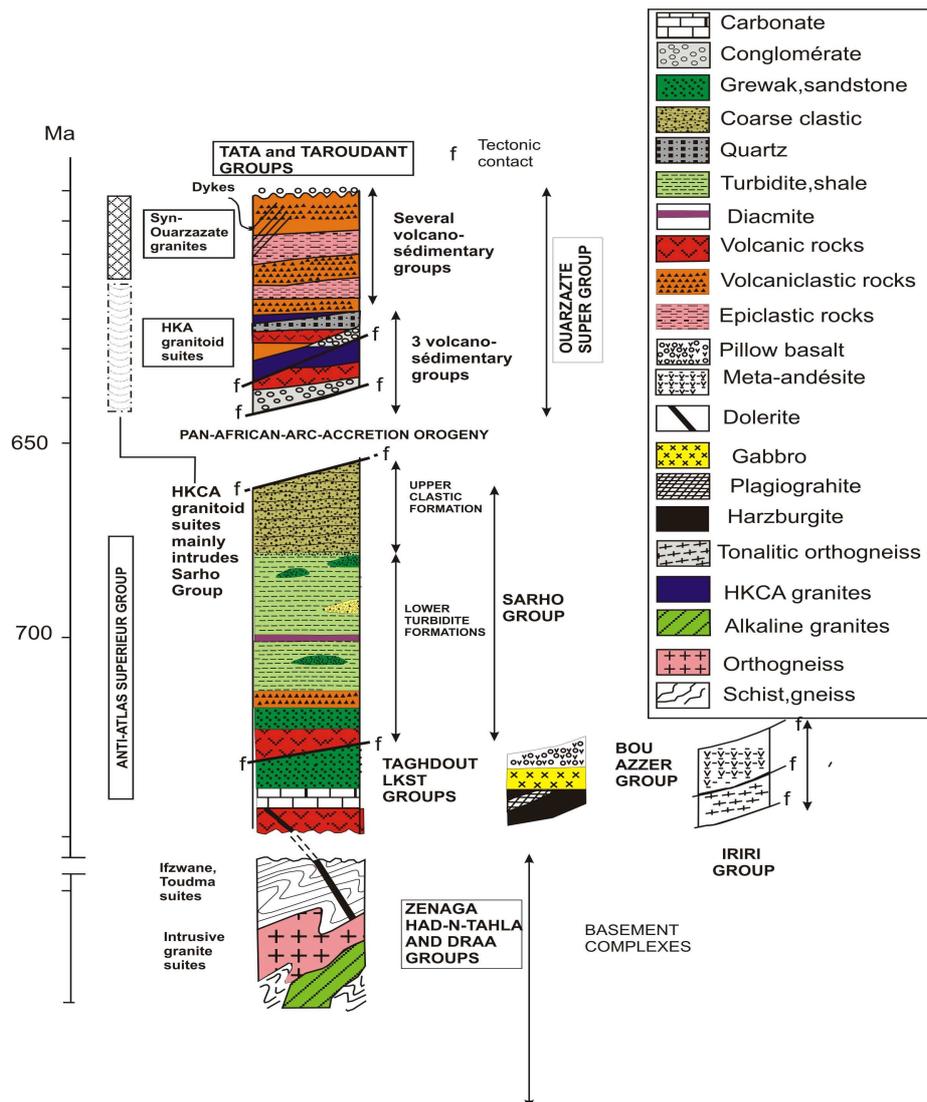


Figure II-12 : Colonne lithostratigraphique des super groupes et groupes identifiés dans l'Anti-Atlas, (Thomas et al., 2004).

II-3-2-3-Le super groupe d'Ouarzazate

Il est constitué d'une succession de groupes incluant des séries volcaniques, volcano-détritiques et détritiques grossières qui couvrent une surface de plus de 60 000 km². Dans le détail, il s'avère extrêmement complexe où ces séries montrent que l'épisode tectono-magmatique s'est déroulé entre 575 et 550 Ma (Midfdal et Peucat, 1985 ; Walsh et al., 2002 ; Thomas et al., 2004).

Seul ce super groupe pourrait correspondre au groupe de Sebkh el Melah.

II-3-3- Le Paléozoïque

Impressionnant par sa puissance, il atteint plus de 5km dans le nord- ouest de ce vaste territoire. Le Paléozoïque est ponctué par des événements géologiques importants

(eustatisme, magmatisme) évoqués en figure ci-dessous (**Fig. II-13**).

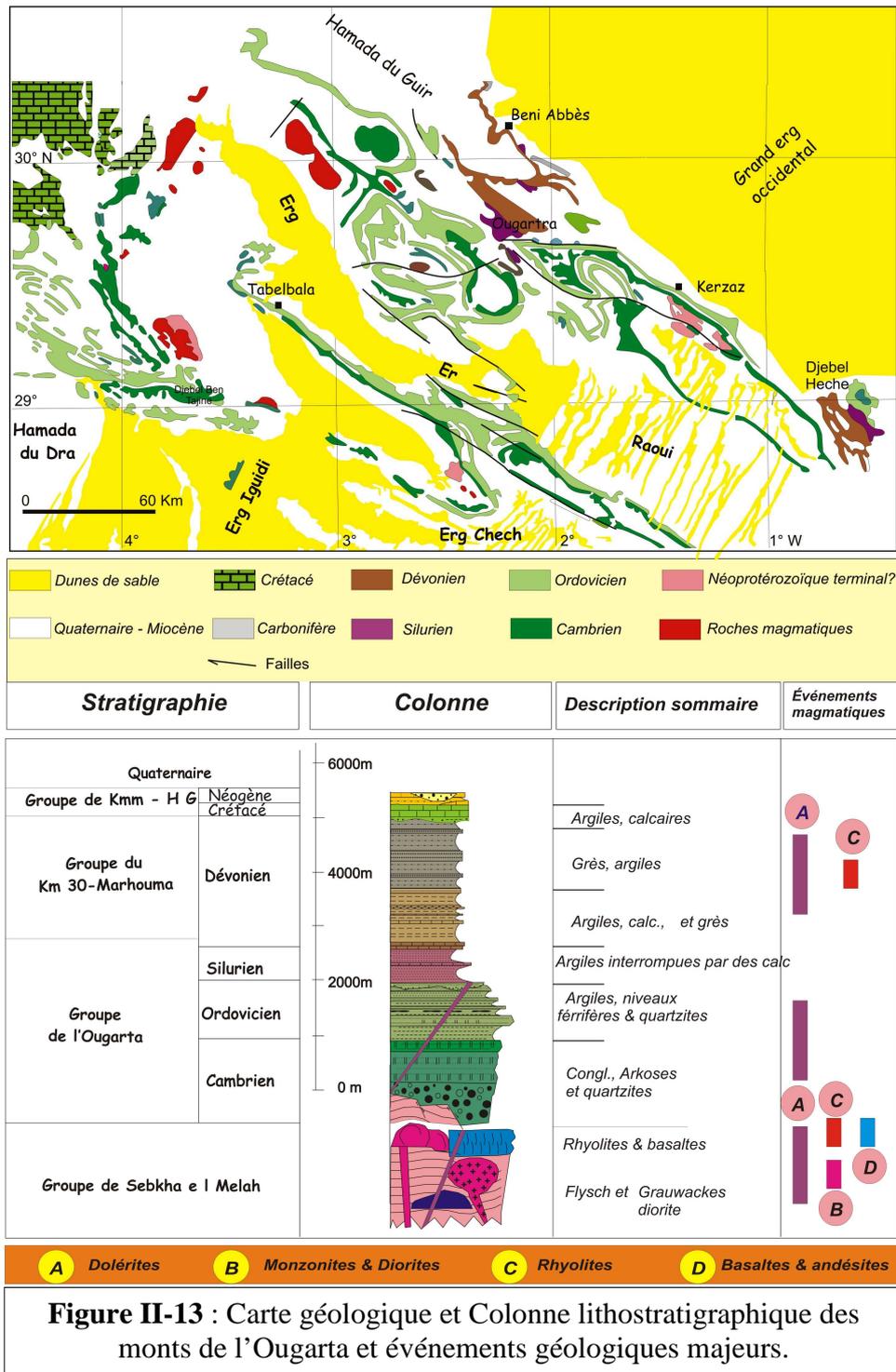


Figure II-13 : Carte géologique et Colonne lithostratigraphique des monts de l'Ougarta et événements géologiques majeurs.

Selon la toponymie locale, l'empilement de terrains du Cambrien au Dévonien supérieur est classiquement subdivisé en formations. Suite à une nouvelle interprétation géodynamique, des subdivisions en 5 unités ont été proposées (Nedjari, 2007). Dans une vision plus globale, nous proposons une nouvelle subdivision du Paléozoïque axée sur

l'aspect géodynamique des remplissages du bassin de la Saoura :

II-3-3-1- Le Groupe de l'Ougarta

Il comprend les unités I, II et III (Nedjari, 2007). Il correspond à un cycle de sédimentation qui comprend un approfondissement suivi de comblement du bassin de la Saoura. Stratigraphiquement, ce groupe est constitué par :

a- Le Cambrien, le tableau ci-dessous (**Tabl. 1**) synthétise les subdivisions qui ont eu lieu, et tous les auteurs s'accordent sur les principales subdivisions.

Tableau 1 : Synthèse des subdivisions lithostratigraphiques du Cambrien.

Aït Kaci, 1990		Preidl, 1985		P. Riffault, 1980		Travaux systématiques, 1976/87		Selon le 2eme colloque, Paris 1962																	
F. d'Aïn Nechea		Série de grès à lingules		F. de Dalât Sekka		Quartzites d'Aïn Nechea sup.		Quartzites d'Aïn Nechea																	
										E		E2an2		K4											
										D		Série de grès quartziteux à tigillites		F. de la Daoura		Quartzites d'Aïn Nechea inf.		K3							
																				C		E2an1		K3	
																				B		E2an1		K3	
A		Série de grès quartziteux mal classées		F. de Hassi Boulaâdam		Arkoses de Sebkh El Melah		Arkoses de Sbkha El Melah																	
F. de Sebkh El Melah		Série de grès à lingules		F. de Hassi Boulaâdam		Arkoses de Sebkh El Melah		Arkoses de Sbkha El Melah																	
										Série de grauwaques à tigillites		E1sm		K2											
										Série de grauwaques rouges		F. de Hassi Boulaâdam		Arkoses de Sebkh El Melah		Arkoses de Sbkha El Melah									
										Série de grauwaques rouges		F. de Hassi Boulaâdam		Arkoses de Sebkh El Melah		Arkoses de Sbkha El Melah									
										Série de grauwaques rouges		F. de Hassi Boulaâdam		Arkoses de Sebkh El Melah		Arkoses de Sbkha El Melah									
Série conglomératique		a		F. de Rahmani		Conglomérats de Ben Tadjine		de Ben Tadjine																	
		b				K1		K1																	
		c				Georgien		Georgien																	
		d				Accadrien		Accadrien-Postdamien																	
		e				Postdamien		Accadrien-Postdamien																	
		f																							
		g																							
C a m b r i e n																									

Globalement, le Cambrien comprend :

Les conglomérats de Ben Tadjine, la colonne stratigraphique représentative du faisceau de la Saoura fait débiter le Paléozoïque par le Cambrien composé à la base d'arkoses ou par des minces niveaux micro-conglomératiques.

Par contre, dans la Daoura, il commence par de véritables conglomérats dits conglomérats de Ben Tadjine et marquant une phase de démantèlement de la chaîne panafricaine. En effet, le principal affleurement est bien individualisé au niveau de la pointe de Ben Tadjine. Toutefois, il existe d'autres affleurements en panneaux, allongés Est-Ouest et Nord-Ouest - Sud Est, se localisant dans la structure de Ben Zohra, à Draïssa et à Boulaâdam (**annexe 1, pl. 2**).

Cette liste n'est pas limitative ; d'autres affleurements, moins bons, sont connus à Kahal Tabelbala, Rahmani, Oglat Beraber ..., où les éléments sont répandus sur de vastes surfaces et libérés de leur matrice. Une telle situation prête à confusion avec des alluvions quaternaires, mais des forages carottants confirment leur autochtonie (S1 à Kahal Tabelbala, EREM, 1985).

Les différents affleurements posent encore des difficultés stratigraphiques et corrélatives (Chikhaoui et al, 1972), (**Tabl. 2**). Leur épaisseur est variable, elle atteint son maximum au niveau de la pointe de Ben Tadjine, puis elle se réduit à l'ordre métrique pour disparaître complètement en certains endroits. Les données géophysiques révèlent des failles importantes qui départagent le socle en compartiments soulevés et affaissés. Ces derniers piègent ce matériel de démantèlement. Ce constat plaide en faveur de conglomérats comme indicateurs de "*Molasses*" résultant du démantèlement d'une chaîne panafricaine.

Il s'agit d'agglomérats caractérisés par une matrice tuffacée (Aït Kaci, 1990) qui englobe des éléments de taille, de forme et de nature variée. Le faciès le plus fréquent des éléments est quartzitique et arkosique, le reste est de nature magmatique (granite, gabbro, basalte, rhyolite).

Quant à l'âge de ces conglomérats, il est discutable entre l'appartenance, soit au Précambrien, soit à la base du Cambrien, (**Tabl. 2**).

Tableau 2 : Age des conglomérats de « Ben Tadjine » selon différents auteurs.

Boloch B, 1962		Géologues du BEICIP, 1972		EREM, 1976/87		Chikhaoui & Donzeau, 1973		Aït Kaci, 1990	
Cambrien ou Infracambrien - Cambrien	Ensemble du Djouf Naâm	Précambrien	Complexe de l'O. Damrane	Vendéen	Conglomérats	Passage Précambrien - Cambrien	Conglomérats de Ben Tadjine	Post à syn- volcanites	Conglomérats de Ben Tadjine
	Ensemble du Sahab El Ghassal							Volcanites	

Des nouvelles observations faites au niveau de la pointe de Ben Tadjine ont révélé que l'empilement est constitué de deux assises conglomératiques, lithologiquement distinctes et discordantes : basale ou « inférieure », puissante et massive, constituée d'éléments volcaniques et supérieure en conformité avec les bancs sus-jacents du Cambrien (Bouima et Mekkaoui, 2003).

Une nouvelle approche morphologique et pétrographique révèle un caractère magmatique de ces conglomérats (Graine et al, 2006).

En ce qui concerne les conglomérats monogéniques de Djouf Naâm (Laâdjel), il s'agit plutôt d'une alternance grés-conglomératique visible sur une épaisseur de plus de 200m. Elle est surmontée en discordance par le membre " C " de la formation d'Aïn Nechea (Aït Kaci, 1990). Cette alternance est connue aussi en profondeur dans les sondages de reconnaissance géologique sur plus de 800m (Khakhlov, 1981, EREM, inédit). Ce sont des poudingues à éléments arrondis, mal classés, interstratifiés avec des arkoses rouges. Les galets se composent de quartzites en proportion variable. Sa base n'est pas connue à l'affleurement, par contre sa limite supérieure est soulignée par l'apparition du premier banc arkosique en passage progressif.

- **La Formation de Sebka El Melah (350 - 400m)**

Elle correspond à des grés arkosiques peu indurés, de couleur mauve, à granulométrie relativement homogène et moyenne. Les bancs sont mal individualisés avec des stratifications obliques et en auge (**annexe 1, pl. 3**). Sa limite supérieure est marquée par une nette rupture lithologique et granulométrique avec la formation sus-jacente (Gomez et al., 1982 et Aït Kaci, 1990).

- **La Formation d'Aïn Néchéa (800m)**

Elle se compose de cinq barres de quartzites à stratification oblique. Des grès argileux en plaquettes occupent la partie médiane. La partie supérieure est représentée par des barres métriques de quartzites à stratification oblique. Les tigillites abondent dans les bancs quartzitiques (**annexe 1, pl. 3**). L'ensemble est couronné par des barres de quartzites riches en empreintes de lingules (**dalle à lingules**), (**annexe 1, pl. 4**). Les tigillites y abondent, notamment dans la partie supérieure. Au microscope, le quartz est plus abondant et plus grossier et mal calibré. Les feldspaths ont disparu. Le ciment dominant représenté par la silice de nourrissage. Il s'y ajoute de l'illite et des carbonates irrégulièrement répartis. La dalle à lingules montre de nombreux débris phosphatés.

b- L'Ordovicien

Il est connu sur la quasi-totalité de la superficie de la chaîne et il constitue l'ossature de la chaîne. Il demeure toujours détritique, il s'agit de dépôts silico-clastiques avec des occurrences carbonatées. Ces dépôts suggèrent un milieu supratidal à intertidal avec des oscillations de la ligne de rivage. Ils traduisent un approfondissement vers le Sud-Est. Leur épaisseur varie de 1150m à 1250m, tandis que vers le Nord-Ouest, leur épaisseur varie de 150m à 340m. Une glaciation a été définie vers sa fin (Arbey, 1968 ; 1971 et 2006). Les illustrations photographiques montrent les endroits les plus sollicités par les géologues (**annexe 1, pl. 5**). L'Ordovicien comprend cinq formations qui sont de bas vers le haut :

- **La Formation de Foum Tineslem (130m).**

Elle débute par des grès fins rouges ou verts et des argiles silteuses formant le membre inférieur argilo-gréseux (100m). Ce membre se poursuit par une épaisse série argileuse micacée, dite membre supérieur où s'intercalent des bancs de siltites, des plaquettes calcaires à structure "*cone in cone*" riches par endroit en débris de lingules. Seul le membre supérieur a livré des fossiles (débris de trilobites, des graptolites), ainsi qu'un niveau à oolithes ferrugineuses (Legrand, 2003).

- **La Formation de Kheneg El Aatène (200m)**

Le membre inférieur (110m) est composé de grès ferrugineux se présentant en bancs décimétriques ou en plaquettes. Vers le sommet, les bancs sont mieux individualisés, plus épais et formés de quartzites. Un niveau conglomératique existe où s'y associe des oolithes ferrugineuses ainsi que des lingules. Le membre supérieur (90m) est constitué par

un ensemble continu de quartzites en bancs métriques surmonté par un ensemble plus mince à tigillites. Le sommet est souligné par l'existence d'un horizon de minerai de fer renfermant des oolithes chloriteuses. Des brachiopodes inarticulés ont été récoltés à la base du membre supérieur et dans le minerai de fer.

- **La Formation de Foum Ez Zeidya (240m)**

Cette formation constitue morphologiquement tous les talus de seconde crête ordovicienne. Au-dessus du minerai de fer, le membre inférieur (80m) est formé par des argiles vertes à la base, gris violacé au sommet. Nous assistons à une véritable explosion de la faune. A la base, nous retrouvons des lamellibranches, des brachiopodes, des trilobites, des ostracodes, des graptolites, en particulier *Calymenella* (*Eohomalonotus*) sp, *Kloucekia* sp. Juste au-dessus vient un niveau à *Didymograptus v-fractus* wielinov, qu'accompagnent des *Dichograptidae* et *Dendrograptidae* (Legrand, 1974). Enfin, au toit de ce membre nous récoltons des *Synhomalonotus* sp et *didymograptus* cf. *manus* Lapworth.

Le membre moyen (100m) correspond à une succession de grès micacés à délit en plaquettes, armé de quelques lentilles de calcaires gréseux de l'ordre métrique, répartis en quatre ou cinq niveaux préférentiels. Ces calcaires renferment des *Asaphidae* de grande taille et des *Ogygiocarinae*.

Le membre supérieur (60m) est constitué par des argiles au-dessus desquels viennent des bancs de grès fins et de silts argileux contenant des niveaux de lentilles calcaires riches en brachiopodes et débris de trilobites. L'ensemble s'achève par quelques bancs de quartzites blancs et rouges, surmontés d'une croûte ferrugineuse concrétionnée, associée à des microconglomérats (Repère).

- **La Formation de Bou M'Haoud (10 à 220m)**

Deux membres y sont identifiés : le membre inférieur grés-ferrugineux possédant une base argileuse surmontée par deux bancs de grès. Chaque banc est recouvert par un niveau ferrugineux, le premier formé d'argiles rouges, le second d'oolithes. Le membre supérieur argilo-gréseux se compose de plusieurs niveaux argileux, passant verticalement à des silts ou des grès en plaquettes. Chaque épisode gréseux est surmonté par des croûtes ferrugineuses ou des lits de conglomérats. Les oolithes chloriteuses y sont abondantes. Cette formation a délivré des brachiopodes et des trilobites.

- **La Formation du Djebel Serraf** (10 à 200m).

Elle repose, par endroits, en discordance sur les terrains sous-jacents. Le membre inférieur est représenté par des barres quartzitiques à stratification oblique et entrecroisée. A la base il renferme quelques lentilles conglomératiques. Le membre moyen est argileux avec quelques graviers épars visibles à l'œil nu. Le membre supérieur est gréseux. Il s'agit des grès argileux jaunâtres surmontés de quartzites microcogglomératiques, généralement lenticulaires. Cette formation a livré des brachiopodes et des lamellibranches.

a- Le Silurien (1000 à 1250m)

Il est connu sous le nom de la formation de *l'Oued Ali* et affleure dans les régions de Zéghamra et l'Ougarta, de Tabelbala et dans le synclinal d'Erg Chebbi, près de la palmeraie de *Bou M'Haoud*.

Après la dominance du détritisme provenant du craton africain, le Silurien marque le passage à une sédimentation argilo-carbonatée. Ce changement est expliqué par une hausse du niveau marin qui commence par déposer une épaisse série de *black shales*, constituant une importante roche mère en Afrique du nord (MacGregor, 1996 ; Boote *et al.*, 1998). Le Silurien est donc représenté par des schistes noirs et des argiles entrecoupés de bancs de calcaires à orthocères. D'ailleurs, ces bancs jaillissent en surface, tandis que les argiles forment des replats. Les schistes noirs sont mis à jour dans les déblais des travaux de captage d'eaux souterraines réalisés par les villageois de Zéghamra et Ougarta (**annexe 1, pl. 6**). Ces schistes ont livré des graptolites en abondance (Legrand, 1998).

d- Le Dévonien inférieur (1700m à 2000m).

Il correspond aux formations argilo-silteuses de Zemlet (65 à 125m), argilo-calcaires du Saheb El Djir (150 à 240m) et gréseuses de D'khissa (275 à 500m).

Ce groupe est discordant sur le Néoprotérozoïque et il se termine par une surface durcie qui marque un arrêt de la sédimentation. Cette dernière résulte d'une sédimentation fluviatile à la base, puis elle passe à une sédimentation littorale. Vers sa fin, l'Ordovicien enregistre une glaciation. La fonte de cette calotte glaciaire engendre l'invasion de plate-forme par la mer à graptolites. Le Dévonien inférieur est matérialisé par un complexe deltaïque.

II-3-3-2-Le groupe du Km 30 – Marhouma

Il comprend les unités IV et V (Nedjari, 2007) et englobe :

a- Le Dévonien moyen - supérieur

Il correspond aux formations argilo-calcaires de l'Oued Tiferguenit (300 à 400m) et aux calcaires de Chefar el Ahmar (280m). Il débute par la fameuse dalle à orthocères (repère régional), surmontée par des argiles et des calcaires fossilifères, et se termine par des argiles et des calcaires griottes à goniatites (Fammenien II-III au Famménien IV-V) (**annexe 1, pl. 7**).

b- Le Famménien terminal

Il correspond à la formation argilo-gréseuse de Marhouma (260m) (Ouali Mehadji et al., 2012). Il témoigne d'un approfondissement du bassin avec des turbidites, des remaniements, des slumps (nappes gravitaires) et des failles syn-sédimentaires (**annexe 1, pl. 8**)

II-3-4-Le Groupe du Kemkem - Hamada du Guir

Depuis le Permien, la plate-forme saharienne s'est livrée à une évolution continentale. Toutefois, le Crétacé souligne un événement particulier ; au cours du Turonien, cette vaste contrée a connu une incursion marine de grande ampleur, vraisemblablement d'origine eustatique.

II-3-4-1-Le Crétacé (20 à 30m)

Les affleurements crétacés sont étroitement liés au Kemkem du Maroc. Néanmoins, du côté algérien, nous connaissons le Crétacé à Tadaout el Beghil où il repose en discordance angulaire, soit sur les différents termes du Paléozoïque, soit sur les roches volcaniques par l'intermédiaire de conglomérats polygéniques chenalisés, des grès argileux, des calcaires sableux et des calcaires dolomitiques (**annexe 1, pl. 9**).

II-3-4-2-Le Néogène (40m)

Il constitue, soit l'immense Hamada du Guir, soit des buttes témoins (Gour) présentes çà et là (**annexe 1, pl. 9**). Il est tabulaire et discordant sur l'ensemble des terrains. Il se compose de dépôts fluvio-lacustres couronnés d'une carapace silico-carbonatée.

La coupe de Gara Diba, bien documentée dans de nombreux travaux, représente le Néogène au niveau de Béni Abbès qui repose en discordance angulaire sur les schistes rouges du Dévonien supérieur. Cette coupe comprend de bas vers le haut (**Fig. II-14a**) :

- Des argiles dévoniennes altérées de couleur chocolat,
- Une lentille de grès durs conglomératiques,
- Des sables éoliens à stratification entrecroisée.

- Une dizaine de mètres de «torba » présentant à mi-hauteur un niveau de silex.
- Trois bancs calcaires silicifiés séparés par deux bancs de grès calcaires. L'ensemble de ces bancs forme la dalle hamadienne inférieure.

II-3-5- Le Quaternaire

Le cycle érosion-sédimentation régi par des variations climatiques pluviales arides se développent durant le Quaternaire. Ce cycle a donné, en contrebas de la Hamada du Guir, des formations quaternaires accumulées par le cours de la Saoura (**Fig.II-14b**) où les spécialistes du Quaternaire (Alimen, 1952 et Chavaillon, 1972), ont distingué :

- Des terrasses anciennes (Pliocène - Villafranchien) formées d'une série détritique surmontée de conglomérats et de sables,
- Des terrasses moyennes (Pléistocène) (Saourien) formées d'une série d'encroûtement surmontée par des sables fluvio-éoliens avec des passées marneuses qui correspondent à une sédimentation lacustre,
- Des Terrasses supérieures (Holocène) composées d'une alternance de sable et de graviers à stratification entrecroisée avec présence de sables alluvionnaires.

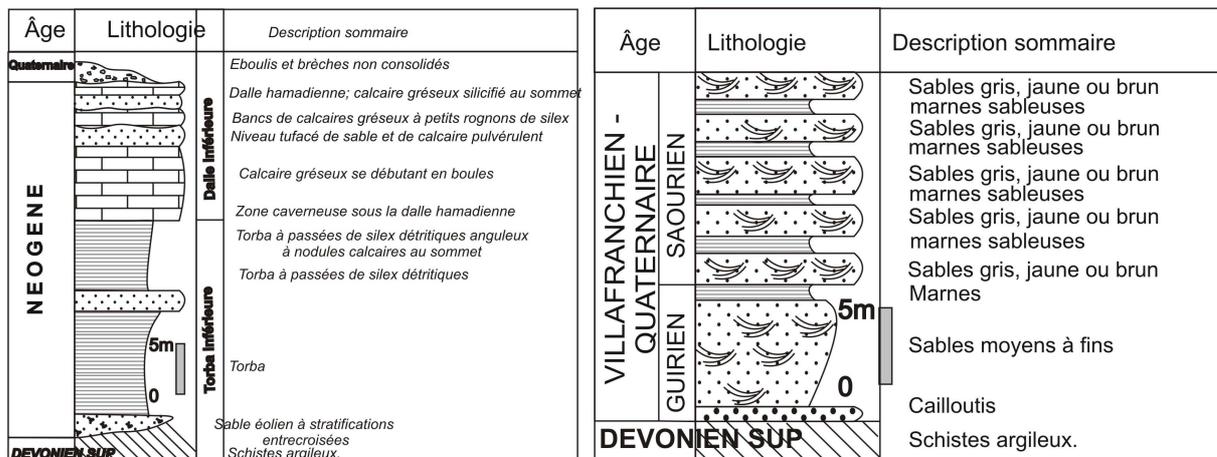


Figure II-14 : Colonne stratigraphique du Néogène et du Quaternaire

II-3-6-Le magmatisme

Il correspond majestueusement à un complexe volcano-plutonique basique et acide. Ces terrains affleurent :

- **Dans le faisceau de la Daoura** : à l'Oued Damrane, au Col Robert (feuille Tabelbala) ; au Kahal Tabelbala (feuille Oglat Mohamed) et au niveau de Draïssa et à Boulaâdam (feuille Hassi Chaâmaba).

- **Dans le faisceau de la Saoura** : au Djebel Guettara (la feuille Oglat Beraber) ; au Djebel Bet Touaris, Boukbaïssat (Feuilles Oglat Beraber et Ougarta) et à Sebkhah el Melah (feuille Kerzaz).

En dehors de cette position classique aux cœurs des anticlinaux, ces roches jalonnent aussi de grands accidents tels qu'au niveau du Djebel Bassala, à Saheb el Ghassal, au niveau du Col Robert et au niveau de l'anticlinal de Belfefoul.

Ce magmatisme se retrouve aussi bien en volcanites qu'en plutonites. Il se répartit de la façon suivante :

- **Volcanisme basique à intermédiaire** : essentiellement connu dans l'Oued Damrane, à Draïssa, à Kahal Tabelbala, à Oglat Beraber et à Sebkhah el Melah ; il est constitué de basaltes, d'andésito-basaltes et d'andésites.

- **Volcanisme acide** : remarquablement développé dans les Djebel de Guettara, Bet Touaris et dans la structure de Boukbaïssat (**annexe 1, pl. 10**). Il est soit à la périphérie des massifs basiques et constitue les fameuses ignimbrites de la région, soit en dômes soulignant les grandes fractures. Cette disposition est visible dans la partie S.W du Damrane.

- **Dykes et sills** essentiellement doléritique. Ce réseau filonien est sécant sur les structures géologiques et parfois conforme à la direction ougartienne ; sa direction est de l'ordre de N040° à N070° et de N110° à 140°. L'épaisseur de ces filons varie de 0.5m à plus de 250m. De rares sills et dykes monzonitiques sont connus dans la structure de Sebkhah El Melah. L'âge de ces manifestations doléritiques est majoritairement, attribué par comparaison à ceux de l'anti atlas (Choubert G. et al., 1974).

- **Corps intrusifs de nature dioritique**, un forage réalisé dans la structure de l'Oued Damrane à la base d'une importante anomalie magnétique (champ total) " Dam 26 " a révélé sous les dépôts quaternaires un laccolite dioritique (Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit).

Comme nous l'avons évoqué, toutes les roches basiques du faisceau de la Daoura font l'objet, dans les chapitres qui suivront, d'une caractérisation pétrologique et géochimique.

II-3-7-La tectonique

Cette entité telle qu'elle nous apparaît aujourd'hui est en réalité infiniment plus complexe que le schéma que nous donnons ici.

En effet, chaque nouveau cycle modifie l'état du cycle antérieur. Les sédiments du cycle récent masquent en partie les dépôts les plus anciens et chaque phase orogénique déforme et brise en partie les architectures préexistantes et les prédispositions structurales guident les nouvelles structures.

Dans une compilation bibliographique, il ressort que les monts de l'Ougarta forment une succession d'anticlinaux serrés et de synclinaux larges, de direction NW- SE et parfois recoupés par des accidents de même direction, ainsi que par des accidents de direction NE-SO et E-O. L'âge des plissements ne peut être précisé (Menchikoff, 1930), mais cet auteur explique que «par leur style tectonique, les monts de l'Ougarta se rattacheraient bien aux plissements hercyniens du Maroc ».

Par comparaison avec le bassin de Béchar-Abadla, l'âge du plissement est au moins postérieur au Stéphanien, voire plus récent (Menchikoff, 1930).

Donzeau, (1971) mentionne également que si l'âge de la surrection de la chaîne ne peut être précisé car les terrains les plus récents sont frasniens, au Crétacé, les monts de l'Ougarta formaient des reliefs.

Pour Fabre (1976), le plissement rapporté à l'hercynien est sans preuves formelles. La tectonique alpine semble avoir joué un léger rôle d'exhaussement des reliefs vers le Nord.

Hervouet et Duée (1996) y voient «une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. Paliers et rampes sont mis en évidence par une analyse morpho-structurale basée sur une imagerie satellitaire.

II-3-7-1-Observations de terrain

Nos observations de terrain nous permettent le constat suivant :

- Les terrains néoprotérozoïques sont affectés d'un style de plissement que nous ne retrouvons nullement.
- Il n'existe nulle part de discordance angulaire au sein de la série primaire ; de ce fait, nous pouvons dire que les mouvements calédoniens font totalement défaut.

Les premiers terrains discordants sur le Paléozoïque sont rencontrés à l'extrémité NW de la chaîne, datant du Crétacé, et dans la partie SE de la chaîne, où le Néogène repose en discordance sur les différents étages primaires.

- Le plissement de la couverture paléozoïque est mis en valeur par les formations des barres quartzitiques cambriennes et les crêtes ordoviciennes qui peuvent être magnifiquement suivies dans toute la chaîne de l'Ougarta.

- L'hétérogénéité de l'empilement paléozoïque procure un comportement rhéologique anisotropique qui s'exprime souvent sous forme de disharmonie (**annexe 1, pl. 11**).

- Des indices de néotectonique sont visibles en plusieurs endroits. A titre indicatif, dans la structure de l'Oued Talah (Dj. Guetra), des fractures béantes et rayonnantes affectent les dépôts de la croûte hamadienne.

- Des décrochements senestres sont bien apparents (cas de l'accident de Chaïb Rassou) ainsi que d'autres dextres, comme le cas à Daïet el Ousekh, au niveau du village Ougarta et à Kerzaz, (**annexe 1, pl. 12**).

II-3-7-2-La tectonique plicative

Les monts de l'Ougarta présentent une structuration générale NW – SE (**Fig. II-15**), au sein de laquelle, nous distinguons classiquement trois mégastructures :

- **L'anticlinorium du Kahal Tabelbala** qui se compose de l'anticlinal de Ben Zohra, le synclinal de Ben Tadjine, l'anticlinal de l'Oued Damrane - Erg Atimin, le synclinal du Kahal Tabelbala, l'anticlinal et le synclinal d'Oglat Mohammed.

- **L'anticlinorium Ougartien ou Central** qui, sur le plan structural, il se caractérise par des bandes plus larges aux flancs raides (pendages de 30 à 35°). Les données aéromagnétiques montrent que cet anticlinorium correspond à un bombement de socle. Ce système est compliqué par des failles plus transverses E-W à ENE-WSW. Le résultat est en système d'anticlinaux et de synclinaux (Menchikkoff, 1930). Les synclinaux de Bou M'haoud et de Koudiat M'daga en sont de bons exemples. Les axes des plis NW-SE montrent des plongements de 5° vers le NW. Les axes les plus transverses sont horizontaux (Donzeau, 1971, 1972, 1974, 1983).

- **L'anticlinorium de Kerzaz** comporte les anticlinaux de la Sebkhah El Melah, du Djebel Kahla et du Djebel Zeghamra. Les plis NW-SE sont serrés et, limités au NE par la grande faille bordière, séparant la chaîne de la plate-forme.

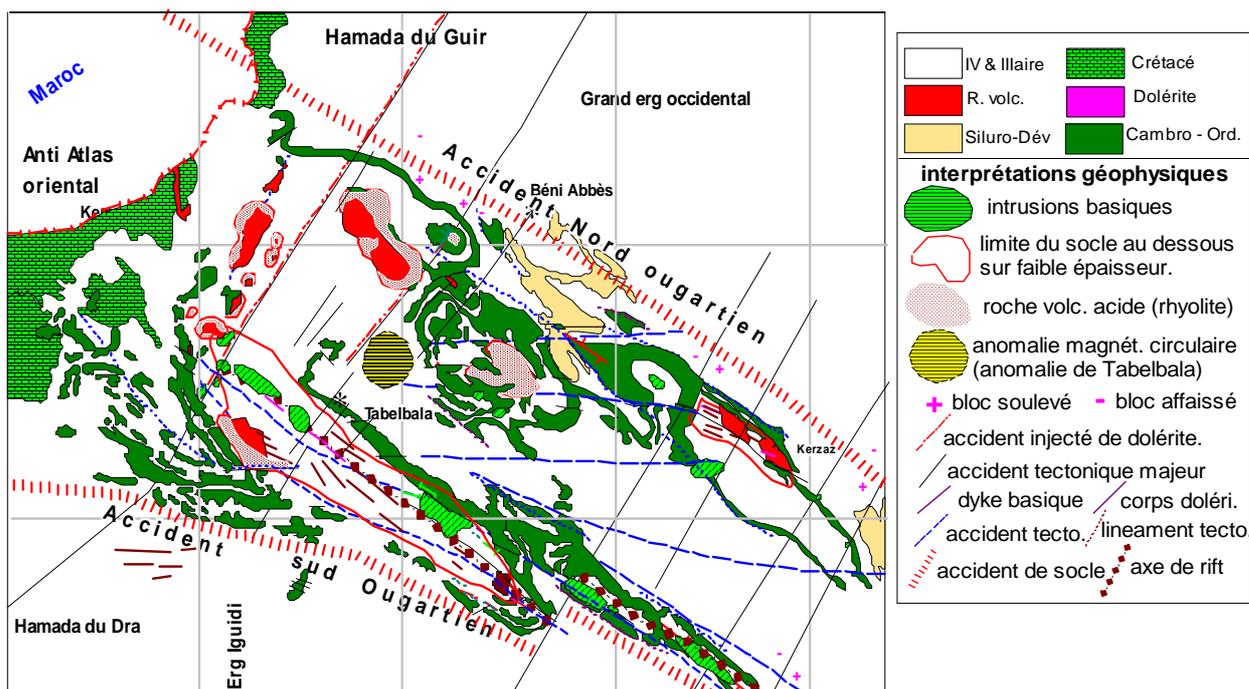


Figure II-15 : Esquisse structurale des monts de l'Ougarta (ORGM, 2000, inédite)

Dans certains niveaux stratigraphiques privilégiés le serrage a provoqué des décollements et des chevauchements.

Donzeau (1972) a proposé deux modèles d'évolution afin d'expliquer cette structuration de l'Ougarta qui serait interprétée comme le résultat de deux déformations successives :

- **La première** est une conséquence d'un serrage NE-SW donnant des plis ougartiens.
- **La seconde** correspond à un serrage N-S responsable des plis transverses.

Ce modèle exige la succession de deux phases de compression, chose difficile à argumenter.

Khakhlov, 1981 (EREM, inédit) et Donzeau (1983) ont envisagé un autre modèle où la déformation se produit en une seule phase, les deux directions reflétant le jeu des blocs losangiques du socle, liés, d'après le second auteur, à un grand décrochement senestre. La contrainte passerait alors de 50° en début à 90° au tardi-Hercynien. Khakhlov fait jouer un rôle à la rigidité différente des blocs du socle.

II-3-7-3-La tectonique cassante

Trois systèmes de failles peuvent être distingués :

- *Les failles N140° (ougartiennes)* correspondent aux failles rajeunies du socle à l'Hercynien avec formation des brèches, de ferruginisation et de silicification.

- *Les failles N E (Ksiksou)* reflètent elles aussi des fractures du socle ; elles se présentent parfois sous forme de zones de fractures parallèles. Leur rejeu est hercynien et elles s'accompagnent de ferruginisation intense et de minéralisation à manganèse (Mn).

- *Les failles E-W* sont tardives et représentent la résultante géométrique des grandes fractures du socle NW et NE. Enfin, des faisceaux de fractures moins importants, parallèles aux grandes failles, ont un remplissage quartzeux à minéralisation polymétallique (Cu, Pb, Zn, Ba...).

Le levé aéromagnétique a permis de mettre en évidence deux grands accidents bordant les monts de l'Ougarta : un au sud-ouest qui se prolonge dans l'Anti Atlas pour passer à Bou Azzer et un autre au nord-est qui coïncide probablement avec le cours de la Saoura.

Sur le même levé, nous avons pu déceler des failles anciennes du socle de direction moyenne NW qui mettraient en contact des compartiments de composition différente. Elles découpent le soubassement précambrien en blocs affaissés et soulevés avec des rejeux verticaux considérables. Ces failles se sont probablement formées dans un régime tectonique distensive.

Ce système de fractures a permis la mise en places de dykes allongés dans la direction générale de la chaîne (les dykes à olivine, les dykes andésitiques et rhyolitiques). Un autre système NE de failles a été repéré par l'aéromagnétisme, découpant le soubassement en aires losangiques.

La distension triasico-liasique se manifeste dans le Sahara nord occidental par une mise en place de dykes doléritiques de direction NE. Les plus célèbres sont le dyke de Foum Ez Zguid en territoire marocain et son frère jumeau à Ksiksou dans la région de Béchar.

II-3-8-La minéralisation

Les monts de l'Ougarta ont connu une activité hydrothermale importante, matérialisée par différents remplissages filoniens (**annexe 1, pl. 13**) et (**annexe 1, pl. 14**).

Bien qu'ils soient nombreux, il a été possible d'inventorier les différents indices (Khakhlov, 1981 ; Zaitzev, 1983 ; Preidel, 1985 ; Bouima, 1986 ; Mekkaoui, 1998 et 2001). Le seul gisement métallique mis à jour jusqu'à présent, pour **le manganèse avec de l'Arсениc**, est celui du djebel Guettara. Pour le Manganèse avec de l'Arсениc (**Fig. II-16**). Il offre des réserves de 1.600.000 tonnes de Mn avec une teneur moyenne de 42 %.

D'autres indices stratiformes sont connus dans les structures de la sebkha El Melah ainsi que des filons encaissés dans les rhyolites de Boukbaïssat.

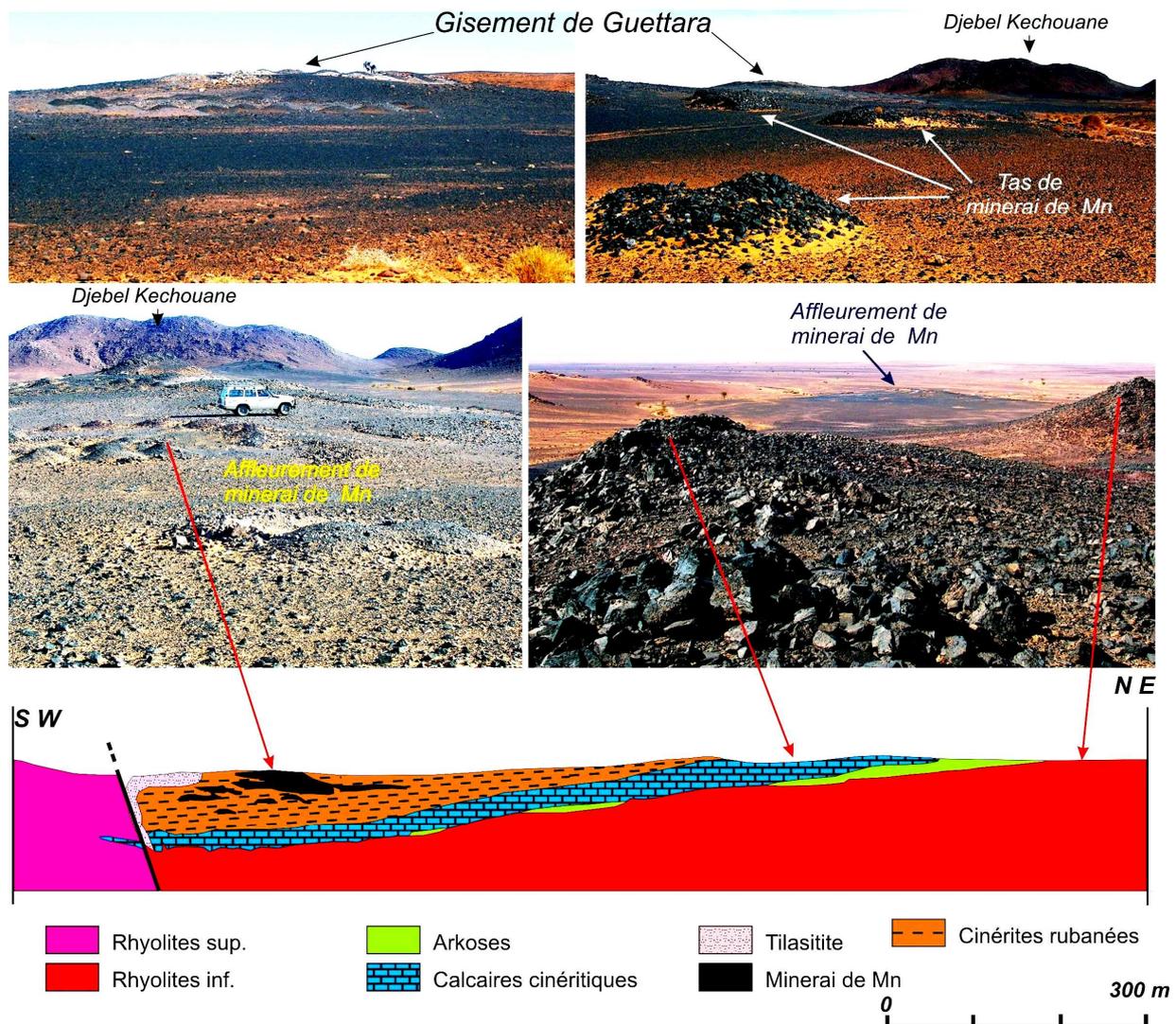


Figure II-16 : Illustrations photographique et coupe schématique du gisement de Guettara (Byramjée et Meindre, 1956)

Ces indices sont en majeure partie de type hydrothermal à cuivre, répartis comme ci-dessous (Fig.II-17A & B).

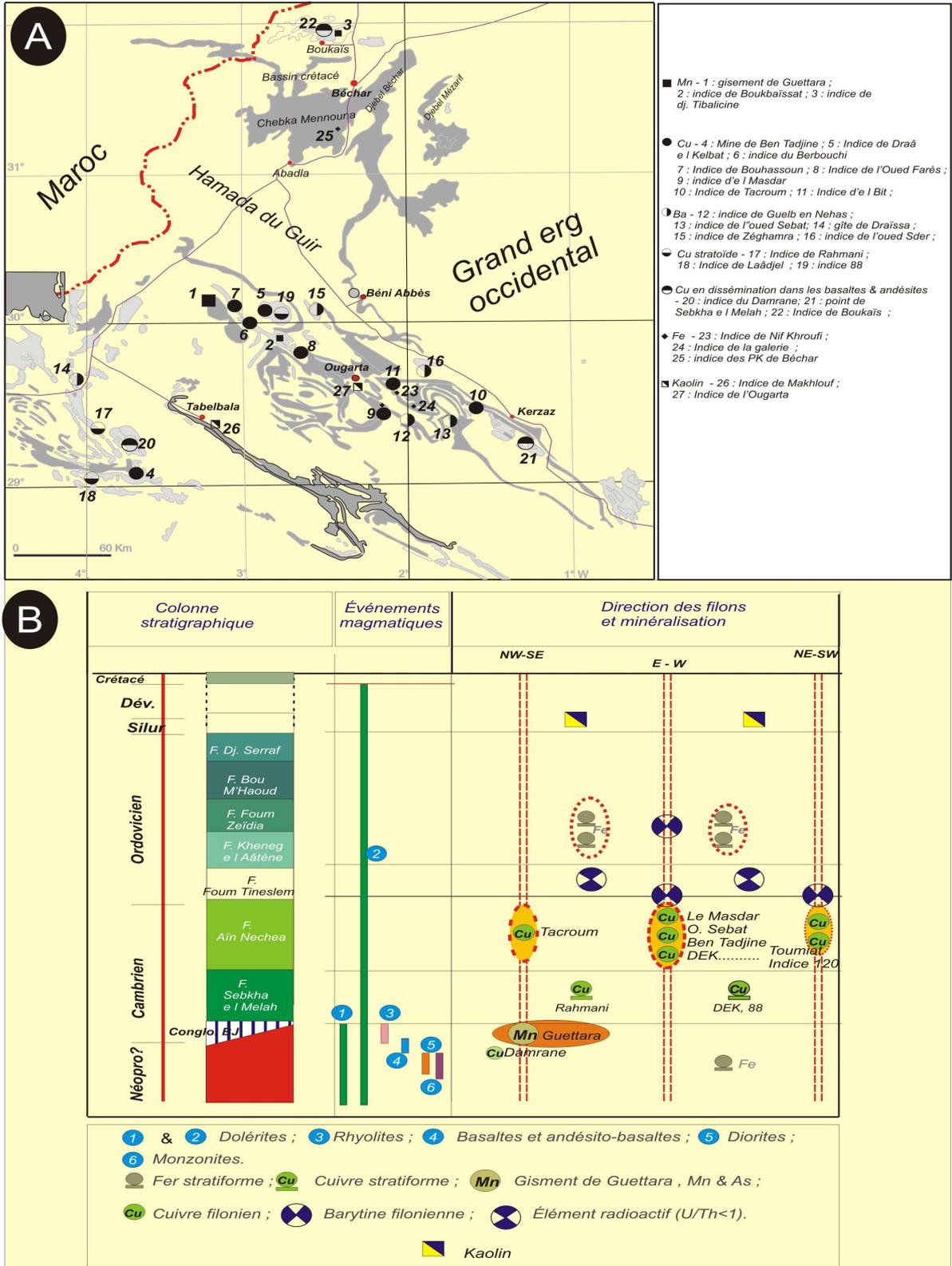


Figure II-17 : Carte des minéralisations et métallogénogramme des monts de l'Ougarta

II-4-Conclusion

Les monts de l'Ougarta, vaste territoire, forment un arc de cercle avec l'Anti Atlas auquel ils se raccordent au NW. Ils correspondent à une chaîne intra-cratonique qui n'a pas encore livré tous ses secrets.

La structuration des formations paléozoïques des monts de l'Ougarta en unités synclinales et anticlinales à orientation NW-SE est produite par les phases majeures de l'orogénèse hercynienne, probablement namuro-westphalienne. Elle est caractérisée par une composante compressive orientée perpendiculaire au N140°.

L'histoire dynamique pourra comprendre une *période anté-cambrienne* ; les événements dynamiques de cette histoire sont mal visionnés par les géologues. Toutefois, les affleurements du *groupe de Sebkh el Melah* pourraient s'intégrer dans un vaste bassin séparant le craton Ouest africain et le domaine panafricain.

A l'inverse, au **Paléozoïque** l'histoire est mieux cernée, les monts de l'Ougarta correspondent à une chaîne intra-cratonique édifiée à l'emplacement d'un aulacogène. Cette histoire commence certainement au Cambrien et se prolonge vraisemblablement jusqu'au Strunien. Les formations sédimentaires sont épaisses, de nature silico-clastique, dans la quasi-totalité, ponctuées par des épisodes carbonatés (Emsien, Eifilien, Gévitien et Fransien). Cet empilement enregistre également d'importants événements dynamiques, à savoir, la glaciation fini ordovicien, la transgression silurienne. Le Dévonien supérieur enregistre des instabilités synsédimentaires (slumps, failles inverses, sismicites...). Enfin, les manifestations magmatiques (basaltes, andésito-basaltes, dolérites, diorites et rhyolites) demeurent mal calées dans le temps.

DEUXIEME PARTIE

GEOLOGIE DE L'AXE DAMRANE - KAHAL TABELBALA

CHAPITRE III

GEOLOGIE DE KAHAL TABELBALA

III-1- Introduction

Le sud-ouest algérien, vaste territoire, appartient à la vieille plate-forme saharienne, au sein de laquelle se sont individualisés les monts de l'Ougarta. Ces derniers se subdivisent en deux faisceaux : le faisceau de la Saoura et celui de la Daoura, séparés par l'erg er Raoui. Cette entité a fait l'objet d'une reconnaissance géologique approfondie (**Fig. III-1**) permettant de cibler des secteurs pour des travaux géologiques détaillés.

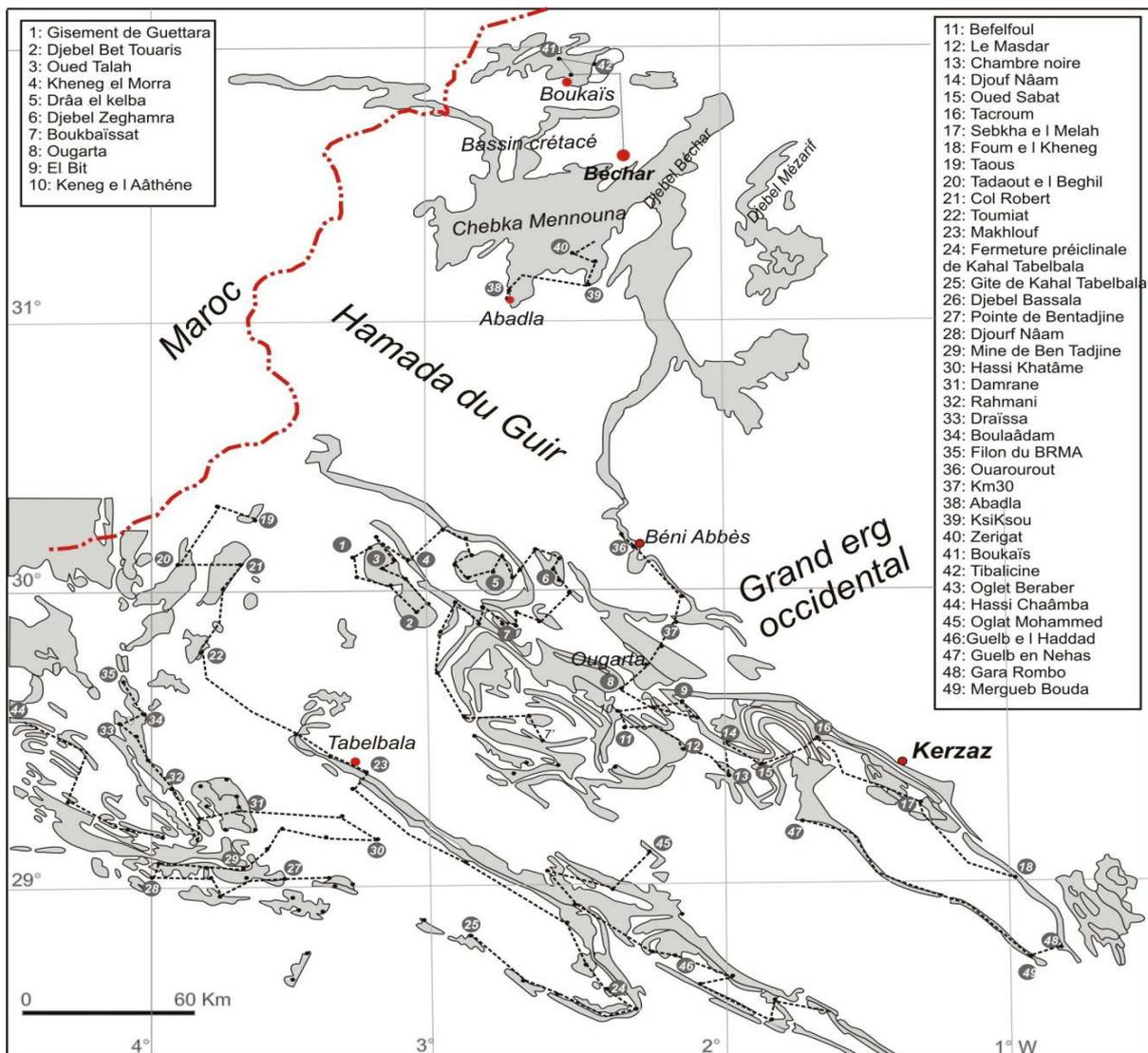


Figure III-1: Principales stations de reconnaissance réalisées dans la région de Béchar et les monts de l'Ougarta, (Mekkaoui et Graïne-Tazrout, 2001-2006).

Nous avons accordé une attention particulière aux différentes manifestations magmatiques. Mais s'intéresser aux roches magmatiques seules semble une démarche vaine.

L'étude de tout élément géologique ne peut être appréhendée que si elle est abordée dans son contexte géologique le plus vaste possible.

A ce propos, nous entreprenons donc, dans cette partie, l'étude géologique détaillée des secteurs appartenant au faisceau de la Daoura, secteurs faisant l'objet de ce présent travail.

Nous commencerons d'exposer les grands traits géographiques et géologiques du Kahal Tabelbala, tout en réservant une intention particulière aux manifestations magmatiques basiques présentes au sein de cette structure.

III-2- Le contexte général du Kahal Tabelbala

III-2-1- Localisation

Le Kahal Tabelbala représente une entité orographique majeure au sein des monts de l'Ougarta, il constitue, avec le djebel Ben Tadjine, le faisceau de la Daoura. Cette structure est conventionnellement délimitée, à l'Est par l'erg Er Raoui, à l'Ouest par la Hamada de Tabelbala, au Nord par la Hamada de Manda et au Sud par les premiers cordons d'erg Chech et ceux de l'Iguidi.

Le Kahal Tabelbala représente une structure sensiblement rectiligne de direction NW – SE, occupant vraisemblablement la partie médiane de la chaîne, entre le faisceau de la Saoura à l'Est et le djebel de Ben Tadjine à l'Ouest (**Fig. III-2**).

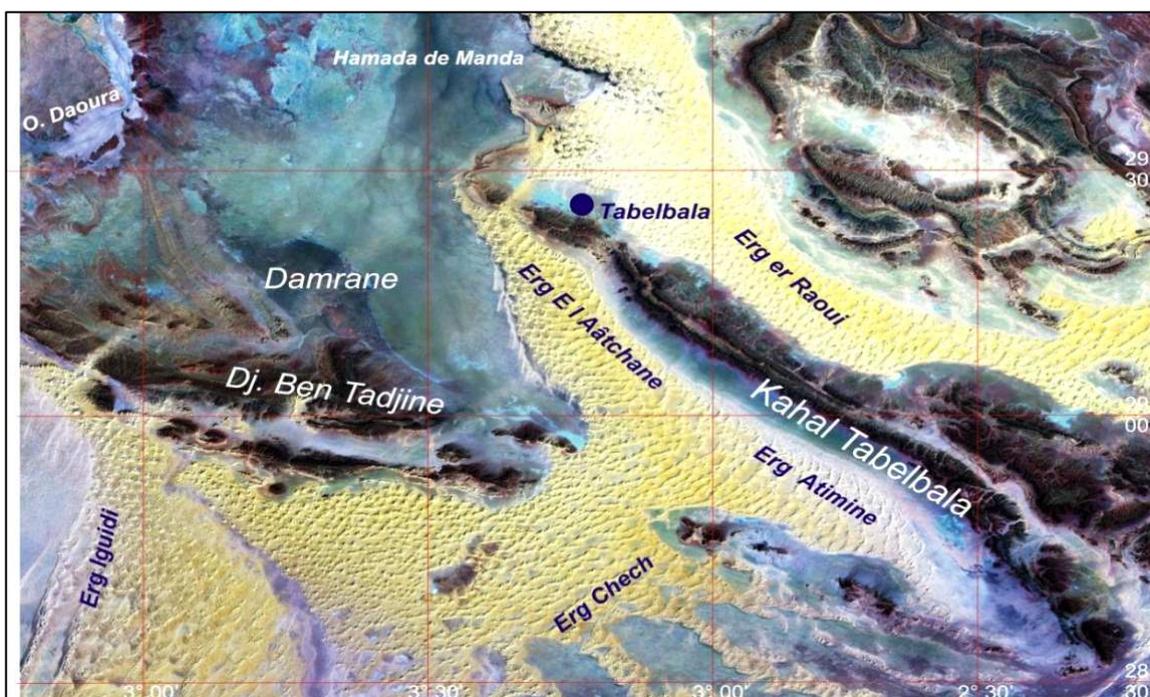


Figure III-2: Photographie satellitaire de la région du Kahal Tabelbala, tirée de la scène Landsat, N-30 – 25.

Cette entité se répartit inégalement sur quatre feuilles topographiques de coupures régulières à 1/200 000^e, à savoir : *Tabelbala*, *Oglat Mohammed*, *Ougarta* et *Ben Zohra* (Fig. III-3).

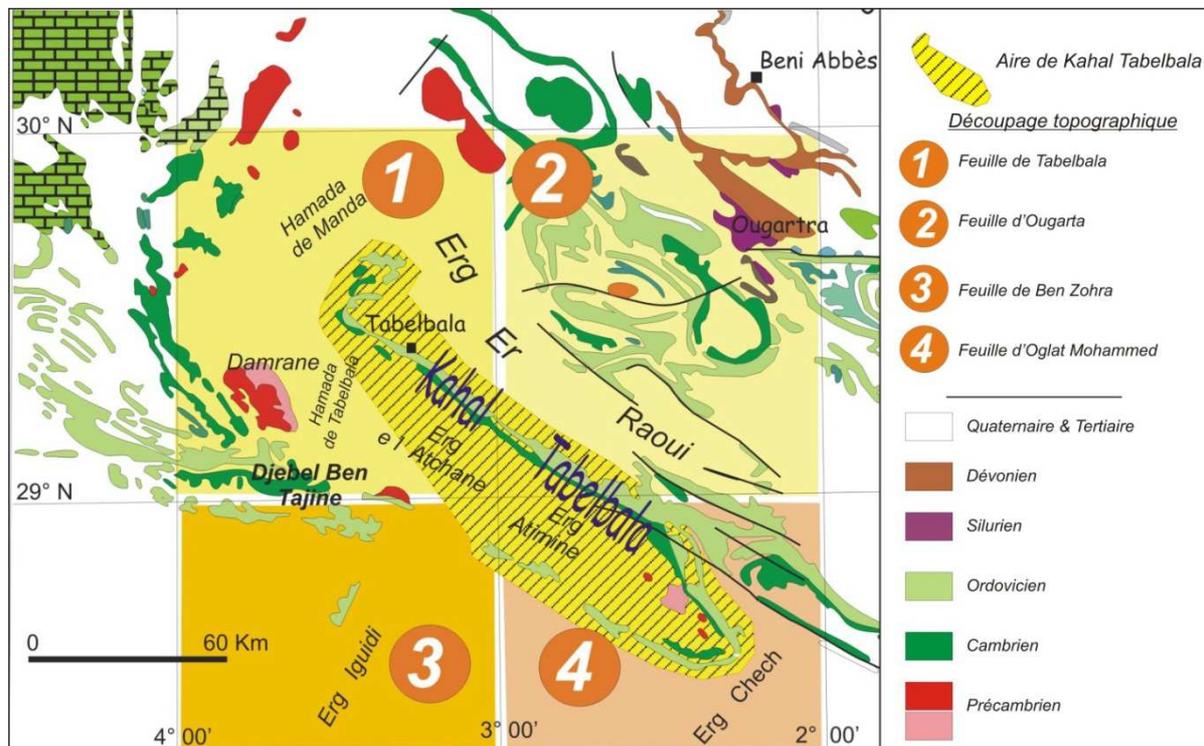


Figure III-3 : Esquisse générale du Kahal Tabelbala.

Le Kahal Tabelbala, dit usuellement " Lekhal " occupe une superficie de 2040km². Son bord oriental est représenté par une remarquable ligne rectiligne de reliefs élevés formant une véritable barrière qui peut être suivie pratiquement depuis le village de Tabelbala jusqu'aux premiers cordons de l'erg Chech. Elle comprend le djebel Tadmoust (712m) près du village de Tabelbala, le djebel Belkassam (712m), le djebel Smaïne (715m), puis le djebel Manaâ (710m) et le djebel de Ben Rouz (675m). De ce dernier se détache un important piton, connu sous le nom de Guelb Berrezouk (505m). Ces reliefs sont formés de terrains cambriens et ordoviciens dominant une immense plaine environnante occupée par une large sebkha et les dunes de l'Erg Atimine.

III-3- Lithologie des ensembles géologiques

Le Kahal Tabelbala correspond à un anticlinal orienté du NW-SE. Comme par ailleurs et à l'opposé des lithologies des autres étages, le Cambro-Ordovicien constitue de véritables reliefs. La figure ci-dessous (**Fig. III-4**) montre bien une structure en antiforme à cœur évidé, occupé par des dunes de sables (Erg Atimine) et des évaporites de la Sebkha Manâ.

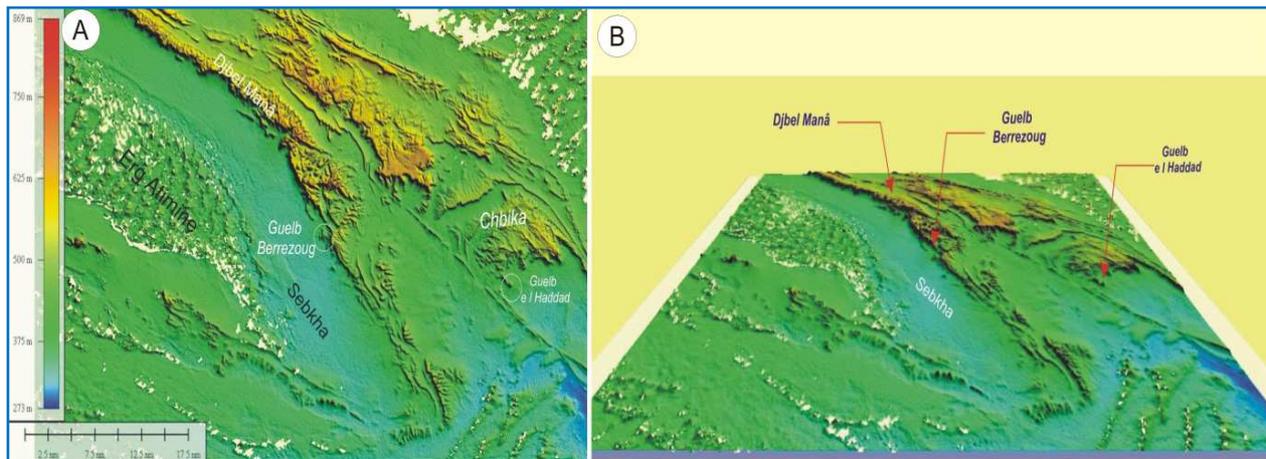


Figure III-4 : Modèle numérique de terrain (MNT) du Kahal Tabelbala (A), et présentation en 3 D du Kahal Tabelbala (B).

Dans le Kahal Tabelbala, nous connaissons des affleurements très restreints attribués au Néoprotérozoïque et d'autres très étendus d'âge paléozoïque. Ces derniers forment principalement les reliefs du Kahal Tabelbala.

Il s'agit de grès et de quartzites cambriens, suivis d'argiles, d'aleurites et de grosses barres quartzitiques appartenant à l'Ordovicien. Le cœur de cette structure est occupé par des dunes de sable de l'Erg Atimine et une immense Sebkha, au sein de laquelle apparaissent quelques timides affleurements magmatiques et grauwackeux. Les principaux affleurements se localisent au pied du Djebel Berrezoug et dans la fermeture périclinale Sud Est.

Ces terrains sont recoupés principalement par des dykes et sills de dolérites, denses par endroit. Les rhyolites et les andésites sont aussi présentes.

Les différentes formations géologiques rencontrées dans les limites de ce secteur d'étude sont reportées sur la carte photo-géologique (**Fig. III-5 A**) et la colonne stratigraphique illustre la succession verticale des terrains (**Fig. III-5 B**).

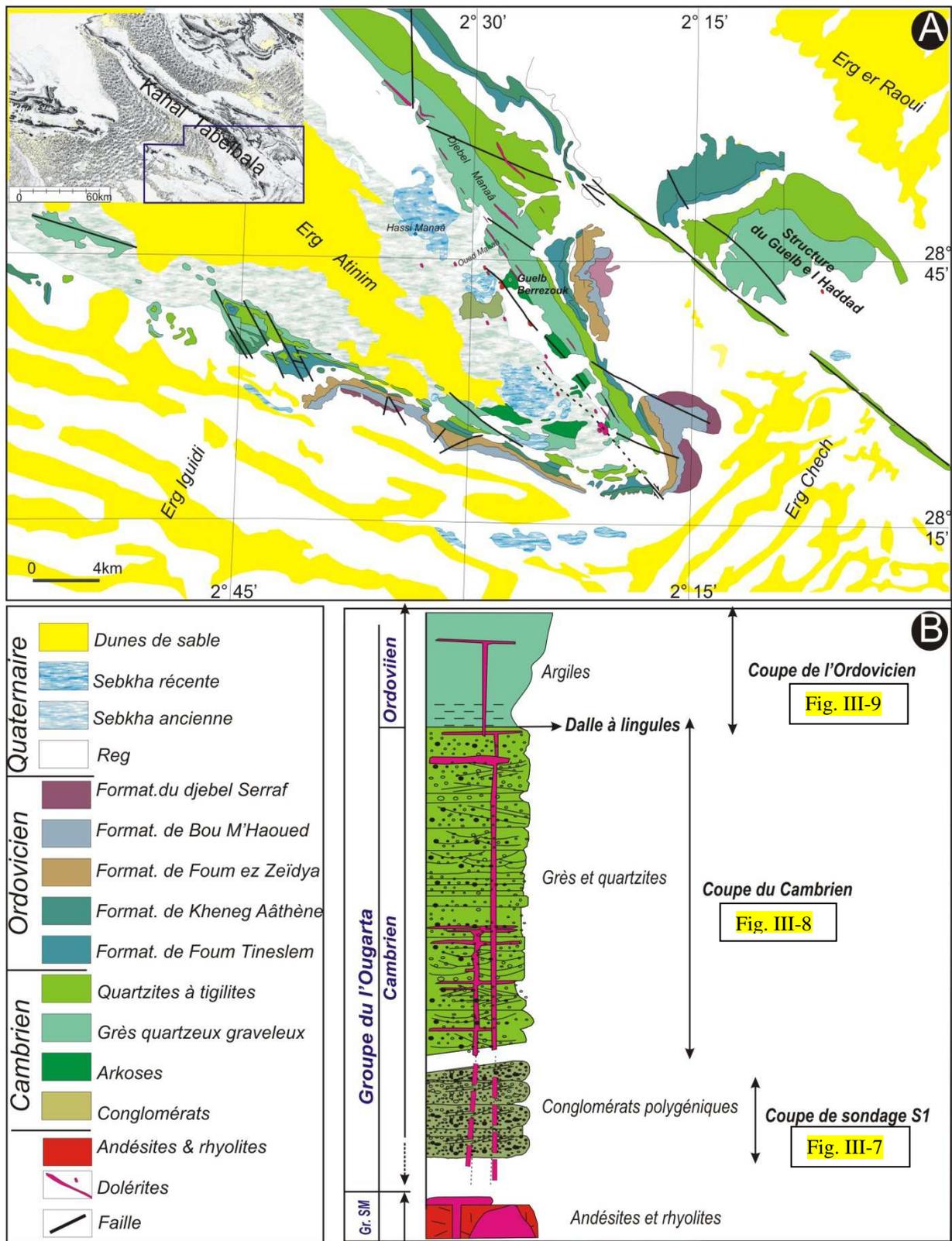


Figure III-5 : Carte photo-géologique (A) et colonne lithologique de Kahal Tabelbala (B).

Dans le détail, ces terrains sont :

III-3-1-Des pointements grauwackeux rouges, d'aspect schisteux se rattachant au groupe de Sebkha el Melah.

III-3-2-Des terrains volcaniques rhyolitiques et andésitiques, occupant un volumique subordonné dans la structure de Kahal Tabelbala. Ils affleurent en trois endroits qui s'enchaînent dans un linéament tectonique NW- SE (**Fig. III-6A**) :

- Les premiers affleurements correspondent à trois îlots noirâtres qui contrastent avec la blancheur des évaporites du Quaternaire, cumulant une superficie de 10 à 15 m². Nous optons pour ces affleurements la désignation de " *rhyolites de Hassi Manaâ* " en raison de leur proximité de *Hassi Manaâ*. Ce sont des rhyolites fortement silicifiées et fracturées dans la direction N140° ;

- Le second affleurement se situe au pied du Guelb Berrezouk. Ces roches occupent une aire plus importante par rapport aux précédents. La surface est estimée à une centaine de mètres carrés. Il s'agit d'une butte mamelonnée à surface jonchée de fragments volcaniques noirâtres et rougeâtres d'une taille de 3 à 7cm. Ce sont des andésites recoupées par un dyke rhyolitique de direction N140°. La rhyolite correspond à une roche de patine noirâtre et à texture vitreuse. Elle se débite en éléments aux arêtes tranchantes et à cassure conchoïdale. Dans les plus gros fragments, une texture fluidale, très souvent vacuolaire, peut être distinguée macroscopiquement. Les plus petits fragments sont totalement aphanitiques. Au contraire, l'andésite, située de part et d'autre des rhyolites (dyke), se caractérise par une texture porphyrique ; les plagioclases peuvent être facilement décernés en atteignant 2 à 5mm.

- Le dernier affleurement apparaît à 5,5km au sud-est du Guelb Berrezouk ; il correspond à des rhyolites, nettement comparables à celles de Hassi Manaâ, néanmoins, elles sont fortement silicifiées. Ces rhyolites montrent une fluidalité subverticale qui plaide en faveur d'un mode de gisement en dyke.

Ces affleurements distants les uns des autres, se disposent en guirlande jalonnant un remarquable linéament tectonique N130° à 140°.

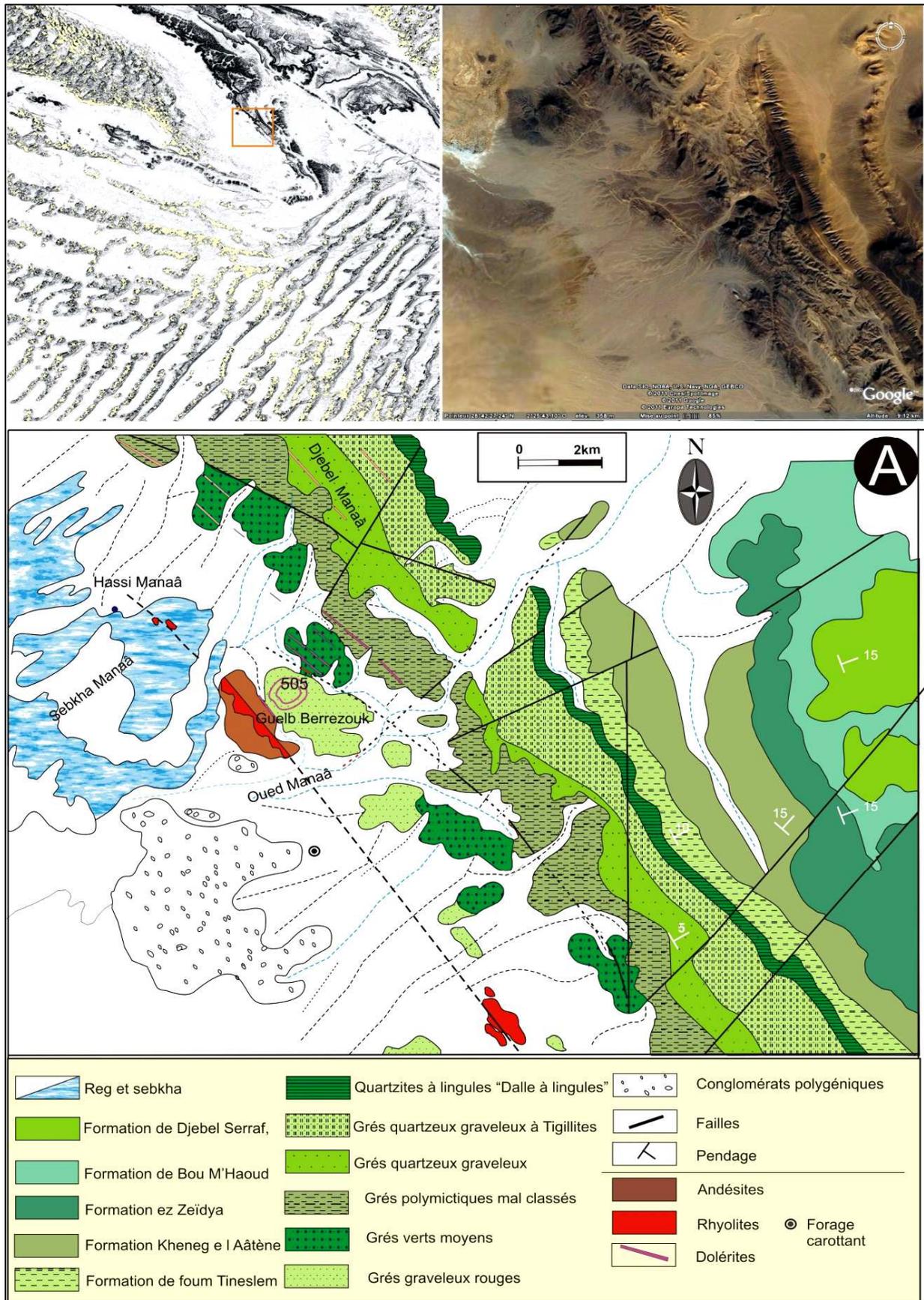


Figure III-6 : Esquisse photo géologique de Guelb Berrezouk et ses environs.

III-3-3-Des conglomérats

Ils constituent un affleurement qui s'étale à moins d'une centaine de mètres au Sud du djebel Berrezouk. D'autres affleurements ont été assimilés tantôt aux dépôts quaternaires, tantôt à une formation en place (Chikhaoui, 1972 ; inédit) car souvent, ces conglomérats se présentent sous forme de boules détachées de leur matrice, jonchant une grande superficie dans l'axe de la Sebkha (**Fig. III-6**). Toutefois, le sondage « SI » (Bousmaha M., 1985, EREM, inédit) a permis de mettre fin à toutes les spéculations sur leur origine en les recoupant sur plus de 400m de profondeur (**Fig. III-7 A et G**).

En affleurement, les conglomérats forment une butte noirâtre, relativement plane, de quelques milliers de mètres carrés (**Fig. III-7 A**). Elle est légèrement elliptique avec une orientation NW-SE. Dans le paysage, cette butte noirâtre ne se distingue en rien des volcanites vallonnées (**Fig. III-7 B, C et D**).

Il s'agit de conglomérats polygéniques chenalisés, constitués d'éclats vitreux et de copeaux associés à des éléments ovoïdes, sub-arrondis à parfaitement sphériques et d'éléments en demi-galets. La plupart ont une nature volcanique, semblable au faciès de la pointe de Ben Tadjine. Nous y rencontrons, également, des éléments de basaltes bulleux, de dolérites, de granitoïdes, de rhyolites, d'andésites ainsi que quelques éléments "arkosiques" et quartzitiques (**Fig. III-7 G**). Tous ces éléments sont solidement liés par une matrice noirâtre, sédimentaire et volcano-sédimentaire.

Cet affleurement est aussi affecté d'un système de fracturations dont la composante principale est N140° (**Fig. III-7 E et F**).

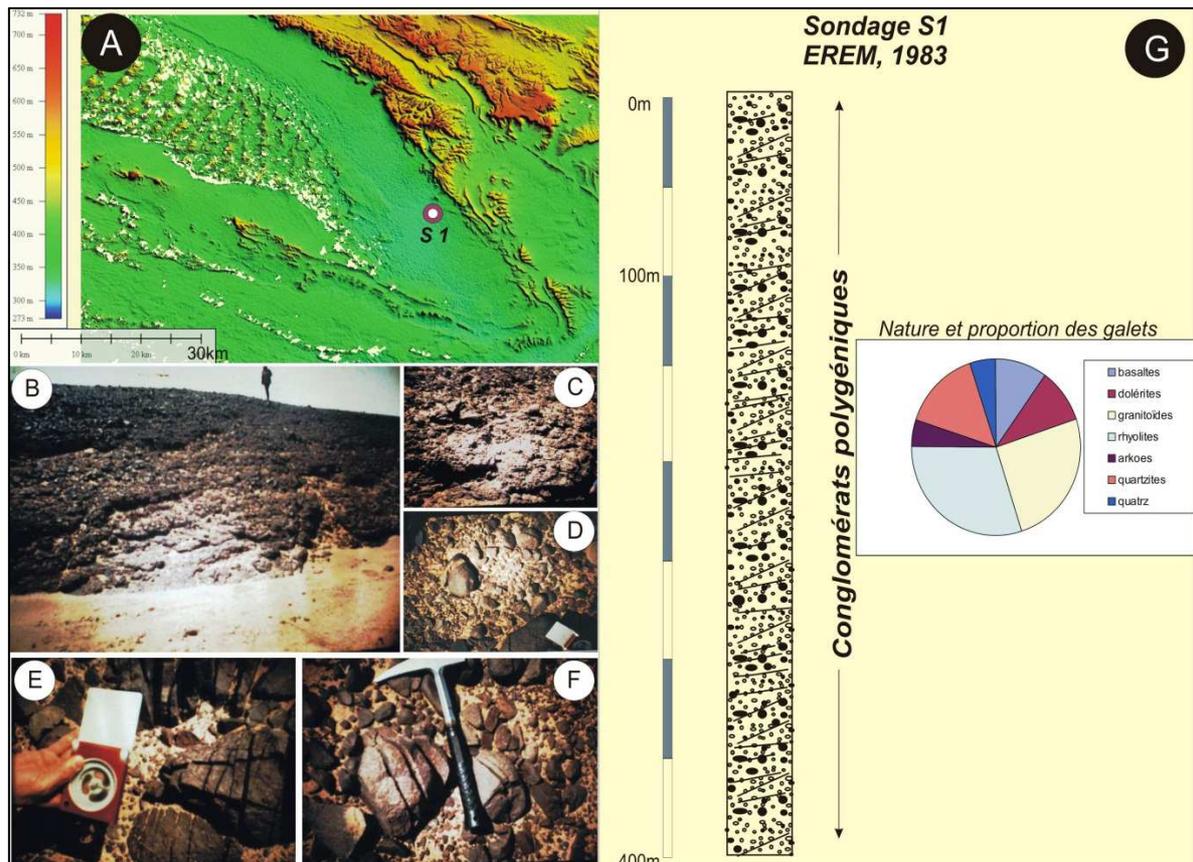


Figure. III-7 : Illustrations photographiques des conglomérats (A, B, C, D, E, F) et représentation du log S1 (G).

III-3-4-Des terrains cambro-ordoviciens

III-3-4-1-Le Cambrien

Nous n'arrivons pas à reconnaître les termes classiques du Cambrien (arkoses de Sebka el Melah et quartzites d'Aïn Néchea). Il s'agit ici d'une puissante série de 870m de grès graveleux chenalisés, avec une extrême variation de granulométrie interrompue par des niveaux de grès argileux en plaquettes de couleur vert olive et des grès à tigillites. Des barres quartzitiques à stratification horizontale et à tigillites interrompent cette succession. Des bancs massifs de grès quartzeux à stratification horizontale et oblique clôturent le Cambrien. Ces grès renferment des empreintes et des fragments de brachiopodes, appelés usuellement la dalle à lingules qui souligne la limite supérieure du Cambrien.

Il est à souligner que le contact entre les volcanites et ces dépôts n'est pas normal.

Toutefois, nous avons tenté d'établir des subdivisions à la base de la lithologie (Fig. III-8) :

- **La formation de Sebka el Melah**, épaisse d'environ 350m, admet trois membres :

➤ **Le membre inférieur**, dit aussi le membre **(b)** (Preidel, 1985; EREM, inédit), est représenté par des grès graveleux à dragées de quartz et des grauwackes grossiers dont la taille moyenne des éléments est de 4cm. Ces grès se caractérisent par une couleur rougeâtre à noirâtre montrant des stratifications obliques et entrecroisées. Leur épaisseur est de 80m et apparaissent sur les deux flancs de la structure du Kahal Tabelbala. Par endroit, ce membre est masqué par des dépôts de pentes ou du reg.

➤ **Membre moyen (c)** affleure pratiquement sur les deux flancs et présente une épaisseur de 20m. Il s'agit de grès grossiers de couleur verte qui s'expriment en bancs bien individualisés à stratification horizontale et rarement oblique, renfermant aussi quelques dragées de quartz.

➤ **Membre supérieur (d)** correspond à une épaisse succession de grès mal classés et interrompus par des horizons de graviers (250m). Sa couleur est grisâtre à bigarrée. La stratification est oblique à entrecroisée. Sa limite supérieure est soulignée par un ravinement.

-**La formation d'Aïn Nechea** (520m), comprend également trois membres :

➤ **Le membre inférieur (e)** de 320m composé de grès quartzeux grossiers à graveleux il commençant par une barre conglomératique canalisée qui ravine le membre précédent. Cette barre est suivie de grès quartzeux à stratification oblique et entrecoupée, interrompus par des niveaux grossiers conglomératiques à stratification horizontale ; ici les dragées de quartz deviennent abondantes.

➤ **Le membre moyen (f)** de 180m constitué de grès quartzeux grossiers à graveleux à stratification oblique, interrompus par des niveaux à stratification horizontale.

➤ **Le membre supérieur (g)** (20m) correspondant à la dalle à lingules qui souligne la limite supérieure du Cambrien. Il affleure dans les deux flancs. Il s'agit de grès quartzeux à stratification horizontale et oblique renfermant de nombreuses

empreintes de brachiopodes.

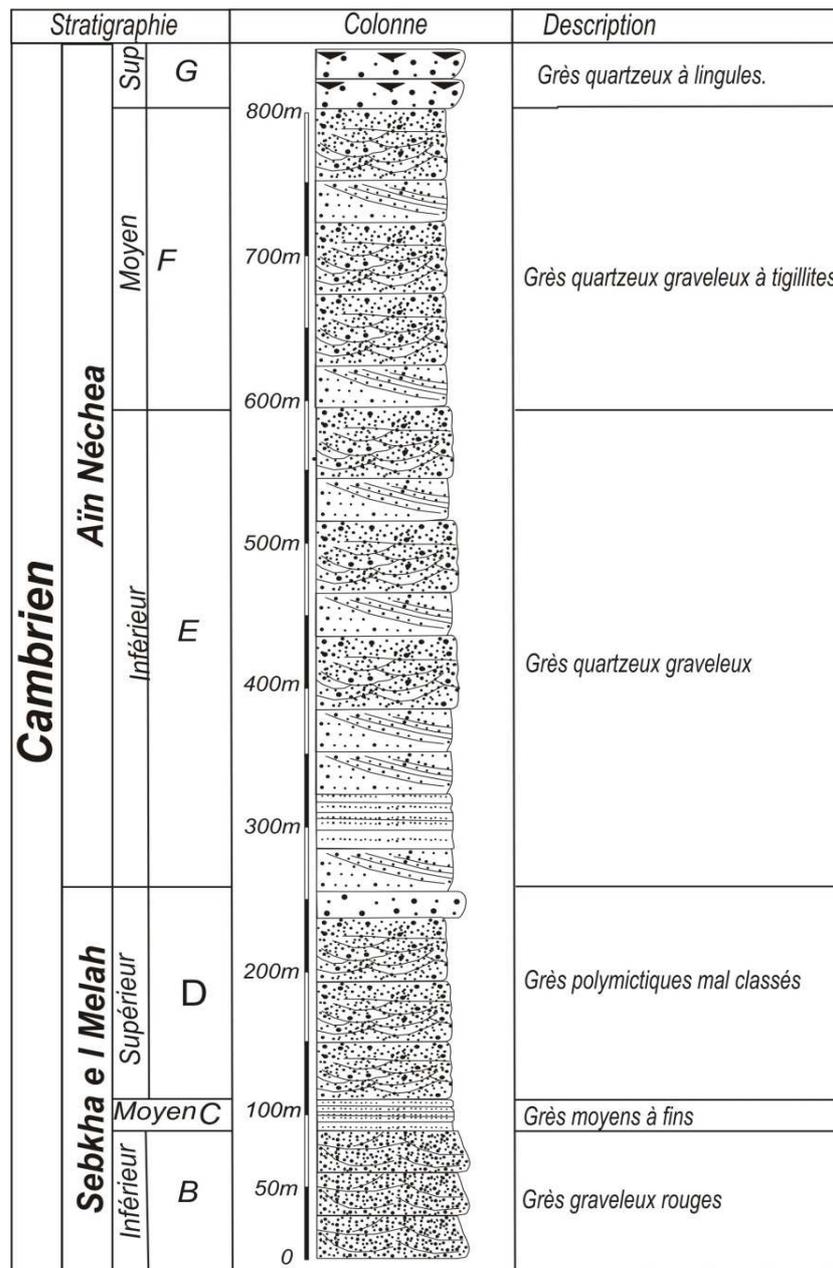


Figure III-8 : Succession lithologique du Cambrien.

III-3-4-2-L'Ordovicien

Ce travail n'a pas fait l'objet de levés détaillés, nous nous sommes limités à la partie inférieure de l'Ordovicien qui comprend :

- **La formation de Foum Tineslem**, d'épaisseur estimée à plus d'une centaine de mètres (130m), fait suite en parfaite concordance à la dalle à lingules. Elle débute par des grès fins rouges ou verts et des argiles silteuses formant le membre inférieur argilo-gréseux qui se poursuit par une épaisse série argileuse micacée, dite membre supérieur. Ce

dernier renferme un niveau à oolithes ferrugineuses soulignant la limite supérieure de cette formation (**Fig. III-9**).

- **La formation de Kheneg El Aâtène** (200m) succède à l'empilement sédimentaire par des grès ferrugineux en plaquettes qui passent, vers le haut, à des bancs à stratonomie croissante. Ce faciès constitue le membre inférieur qui renferme aussi des niveaux à fer oolithique. Le membre supérieur est constitué par un ensemble continu de quartzites en bancs métriques, surmonté par un ensemble plus mince à tigillites, Le sommet est souligné par l'existence d'un horizon de minerai de fer, renfermant des oolithes chloriteuses. Des brachiopodes inarticulés ont été récoltés à la base du membre supérieur et dans le minerai de fer (Legrand, 1998).

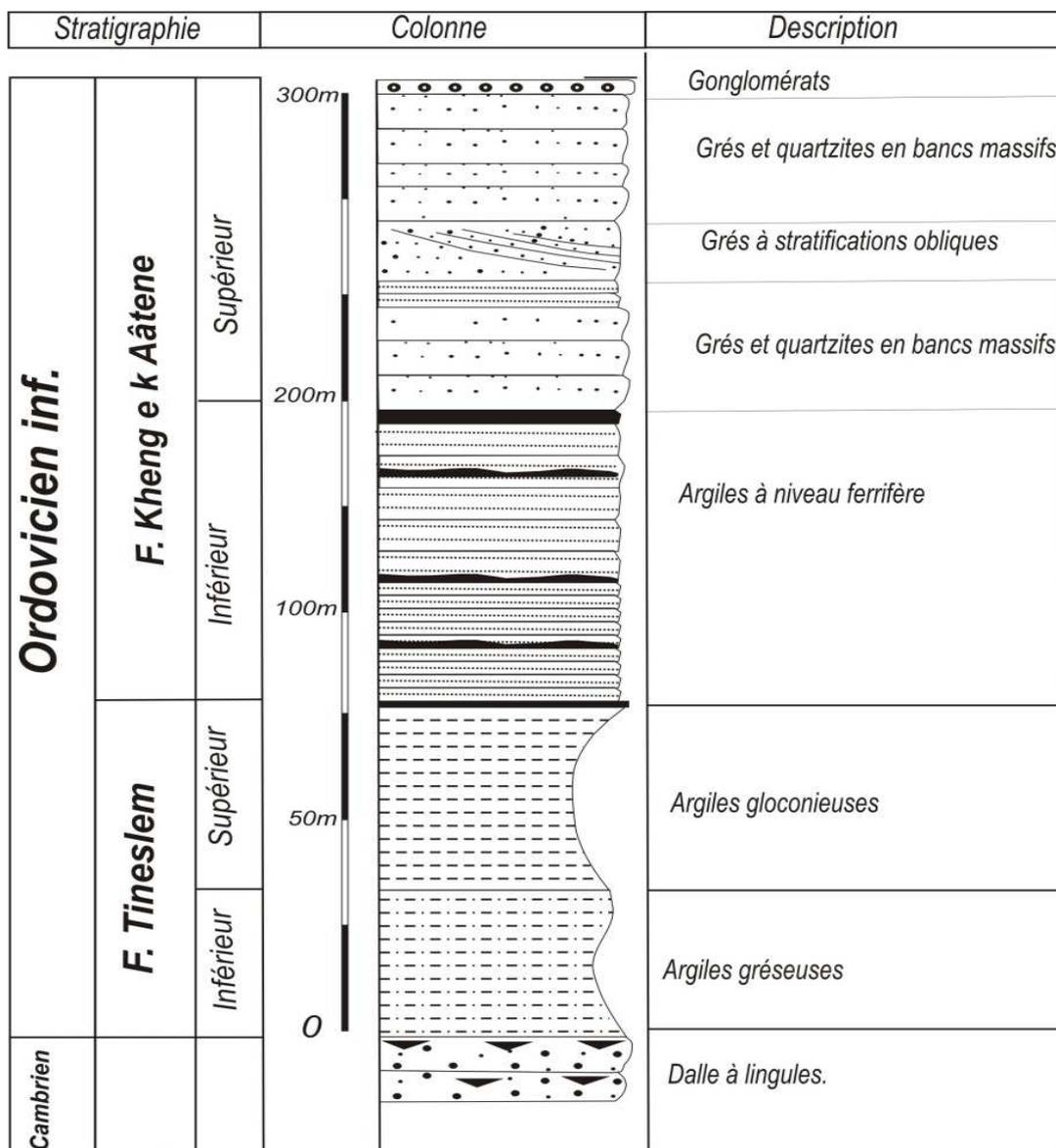


Figure III-9 : Succession lithologique de l'Ordovicien inférieur.

III-3-5-Le Quaternaire

Il forme de vastes étendues composées de reg, d'alluvions, de colluvions et de dépôts de sebkha. Ces derniers sont d'une immensité extraordinaire du désert ; ils remontent probablement aux périodes humides du Quaternaire. A ces dépôts, s'ajoutent les mythiques dunes de sables de l'erg Atimine, (**Fig. III-5**).

III-3-6-Le réseau filonien doléritique

L'un des traits saillants de la géologie du Kahal Tabelbala est l'abondance des roches doléritiques, auxquelles nous accordons une attention particulière. Cependant, nous ne minimisons pas l'importance des autres roches magmatiques, bien que volumiquement subordonnées.

Vers la fermeture périclinale sud-est, ces roches sont désignées sur la carte géologique de la Hamada du Guir au 1/500.000^e comme étant du "*px3*", c'est à dire de l'Infracambrien à Cambrien et elles sont rangées sous le terme rhyolitique (Choubert, 1952).

Cette appartenance lithostratigraphique a été retenue dans les travaux cartographiques de la feuille de Kerzaz à 1/500.000^e, en coupure régulière (Meyendorff, et Pouyeto A., 1951).

Ce n'est que sur des carte géologiques à 1/50 000^e que ces dolérites se distinguent de l'ensemble en leur attribuant un âge jurassique (Preidl, 1985, EREM, inédit).

En effet, d'importants volumes de dolérite sont connus au sein de cette structure, depuis la fermeture sud-est jusqu'aux alentours du *Megsem Soudane* au nord- ouest, près du village de Tabelbala.

A la suite de plusieurs itinéraires de reconnaissance dans la Sebkha de Manâa, nous avons constaté que ces dolérites se manifestent principalement dans l'axe ougartien de la structure, tantôt en masses importantes, tantôt en masses réduites. Elles s'expriment aussi sur le flanc oriental de la structure sous forme de dykes, de sills et rarement en corps intrusifs.

Cependant, aucune coulée n'a été sûrement reconnue. Quelques pointements sont identifiés çà et là, au sein de l'immensité de la Sebkha de Manaâ ; certains d'entre eux montrent bien des caractéristiques architecturales de dyke.

L'abondance de ce réseau filonien nous a conduits à procéder à des levées de coupes détaillées perpendiculaires à l'axe de la structure et à entreprendre des esquisses géologiques.

Dans le souci d'acquérir de nouvelles données sur ces manifestations magmatiques, nous avons jugé utile de commenter trois principales stations, qui s'échelonnent du Sud-Est vers le Nord-Ouest :

III-3-6-1- La station 1

Elle correspond à la fermeture périclinale sud-est du Kahal Tabelbala, où se cantonne le plus vaste affleurement doléritique des monts de l'Ougarta (**Fig. III-10A**). Nous avons levé une esquisse géologique et des coupes détaillées de cette aire.

La coupe la plus complète a pour coordonnées de commencement : $x = 28^{\circ}35,770'$ et $y = 02^{\circ}20,932'$. Elle est orientée perpendiculairement à l'axe ougartien et révèle la présence d'un important dyke doléritique de 150m de puissance, encaissé dans la formation de Sebkhah el Melah (**Fig. III-10B**). La mise en place de ces roches engendre une légère cuisson dans l'encaissant gréseux.

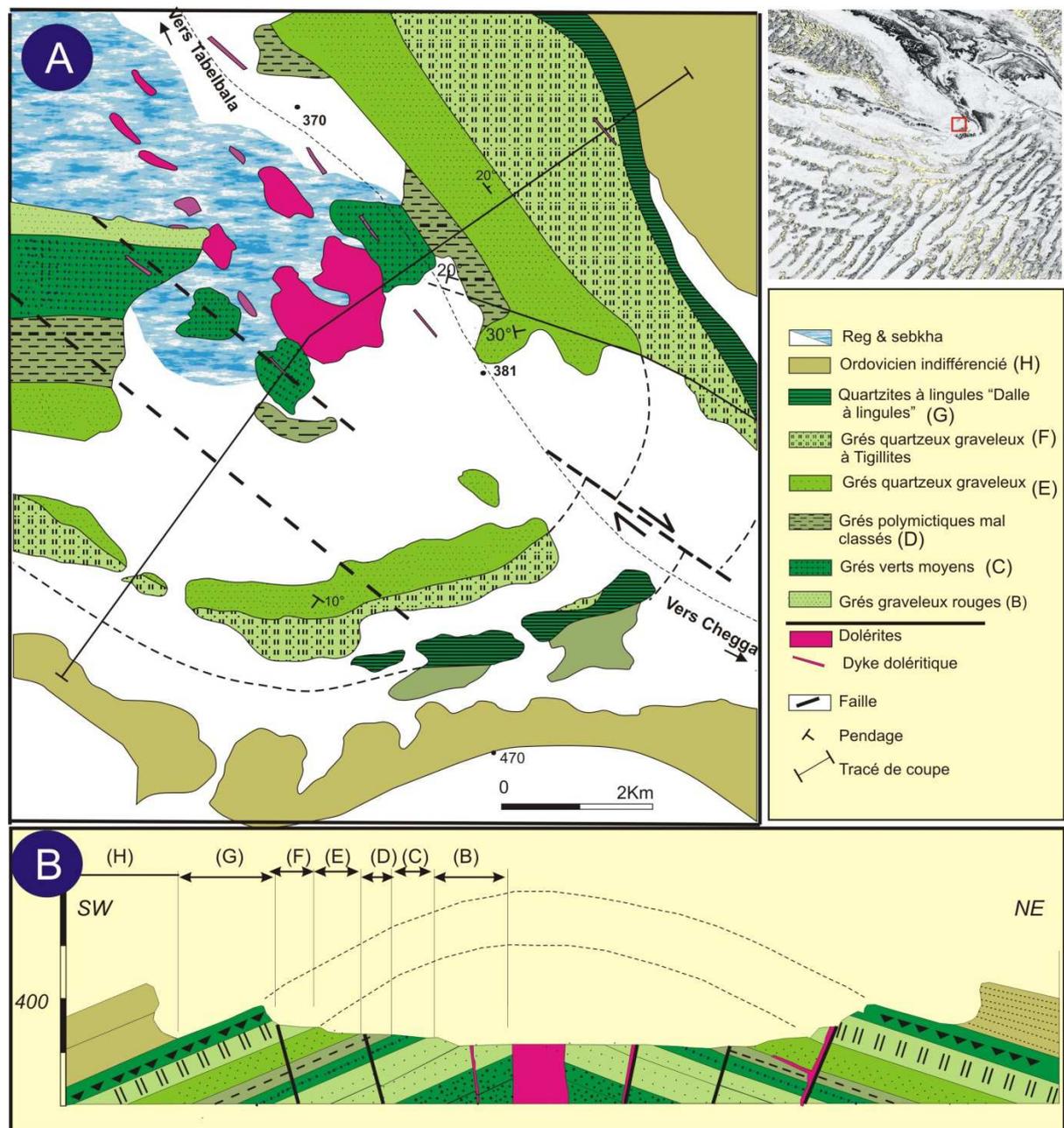


Figure III-10 : Esquisse photo-géologique (A) et coupe schématique dans la fermeture périclinale du Kahal Tabelbala (B).

Il s'agit de dolérites massives, de couleur sombre à verdâtre, qui montrent une désagrégation classique en boules, observée préférentiellement au cœur et vers les bordures. Elles sont affectées de fracturations soient contemporaines de la mise en place, liées au refroidissement (prismation) (**Fig. III-11**), soient acquises ultérieurement lors des phénomènes tectoniques.

Les textures varient progressivement du grenu au cœur, au type aphanitique, à faciès légèrement lavique vers les bordures.

L'observation minutieuse révèle une parfaite symétrie de part et d'autre de l'axe ougartien et par conséquent, le dyke a fait l'objet d'un échantillonnage systématique selon les faciès décernés à l'œil nu ou sous la loupe de poche.



Figure III-11 : Illustration photographique des affleurements doléritiques dans la station 1.

III-3-6-2-La station 2

Elle a pour coordonnées ($x : 28^{\circ} 44,150'$; $y : 02^{\circ}28,318'$) et correspond aux abords du Guelb Berrezouk où les manifestations doléritiques connaissent une remarquable extension en sills et en dykes (**Fig. III-12A**). Ces derniers se caractérisent par une direction conforme à l'allongement général du Kahal Tabelbala ($N135^{\circ}$ à 140°).

Leur épaisseur varie de 0.5m à 5m et leur longueur peut atteindre plusieurs dizaines de kilomètres. Ces roches doléritiques sont encaissées dans les dépôts cambriens et au contact de roches volcaniques. Elles se manifestent, çà et là, au sein de l'immense Sebkha de Manâ, où elles ne montrent ni leurs limites stratigraphiques, ni les contacts avec leurs encaissants.

La coupe levée commence dans le bord oriental de la sebkha pour s'achever dans la dalle à lingules en passant par Guelb Berrezouk. Elle illustre la disposition et la relation entre les différentes roches (**Fig. III-12B**).

En effet, au pied du djebel Berrezouk, le contact entre le Cambrien et les volcanites est souligné par une faille ougartienne, jalonnée par un dyke doléritique de 0.5 à 1m d'épaisseur et visible sur plus de 150m.

Vers son sommet, le Guelb Berrezouk porte deux anneaux doléritiques sous forme de sills. Leur épaisseur varie de 0.5m à 0.8m. Egalement, au côté immédiat de son revers oriental, nous notons la présence d'un dyke (2.5m à 3,5m) et de sills (3 à 5m de puissance). Ce système filonien est encaissé dans le Cambrien, il peut parfois atteindre l'Ordovicien.

A l'affleurement, ces roches sont aisées à reconnaître par leur couleur, leur contact et leur aspect architectural. Elles présentent, en général, un grain fin et sont, le plus souvent, de teinte verdâtre à grisâtre, et parfois marron. La cassure fraîche montre une couleur vert clair à vert soutenu. L'altération de ces roches donne des faciès rouges violacés (**Fig. III-12**).

Au sein de la Sebkha, ces roches montrent des conditions d'affleurement assez mauvaises. Cependant, selon leur aspect textural, ces affleurements fragmentaires pourraient s'intégrer au dyke axial de la fermeture périclinale (**Station 1**). Ces injections provoquent un léger métamorphisme au contact avec leur encaissant.

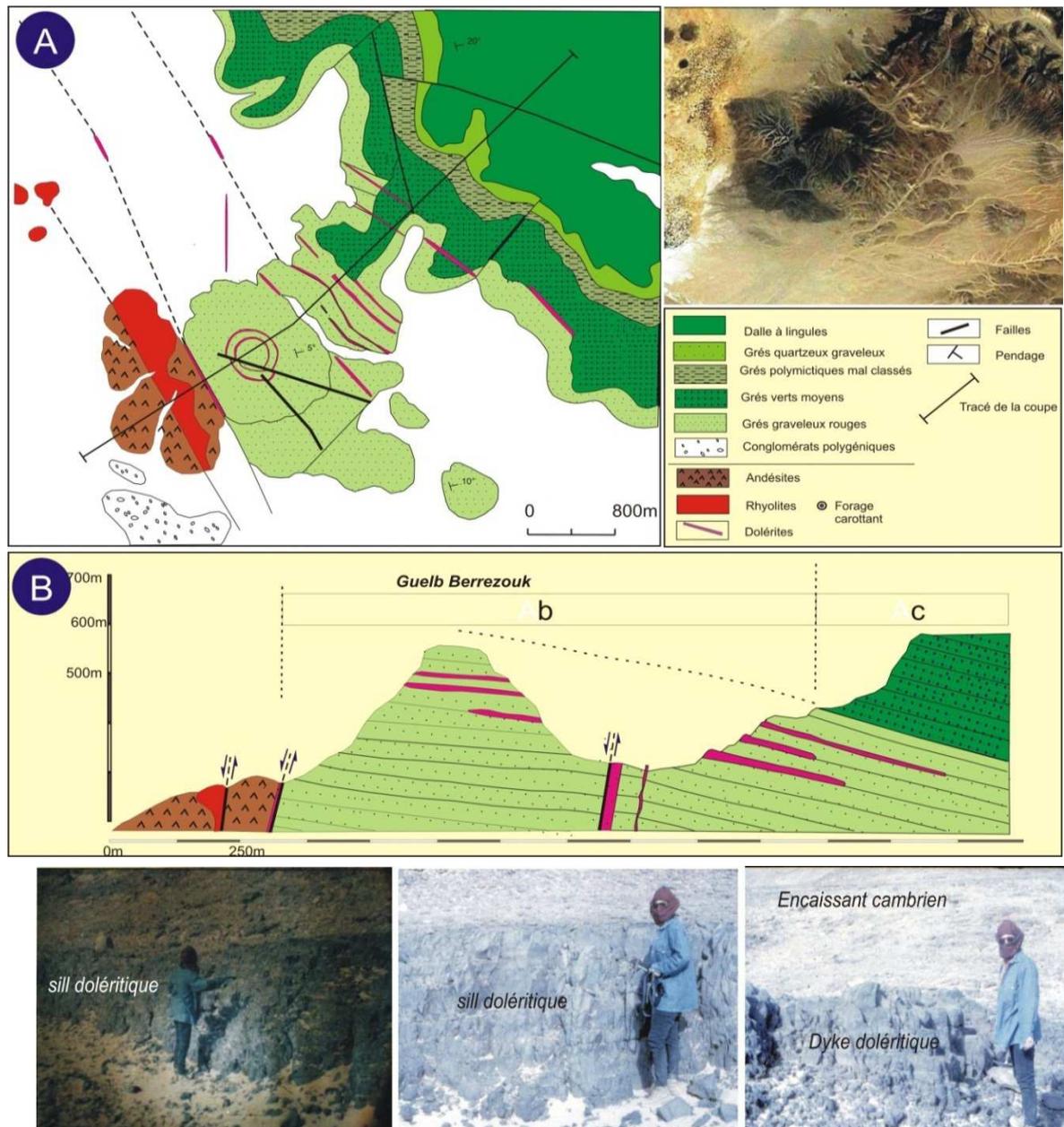


Figure III-12 : Esquisse géologique (A), coupe et illustrations photographiques de la Station 2 du Guelb Berrezouk (B).

III-3-6-3- La station 3

Elle est dite station de Hassi Zekri en raison de sa proximité de ce point d'eau. Elle a pour coordonnées $x : 28^{\circ} 49, 200'$ et $y : 02^{\circ} 31,084'$.

En passant par le djebel Manaâ, une coupe est levée qui montre, à mi-hauteur de ce djebel, un sill de dolérite (filon couche) encaissé dans la formation d'Ain Néchéa. Ce sill est de 3m d'épaisseur et se continue vers le Nord, en ceinturant la ligne de relief du Kahal (Fig. III-13).

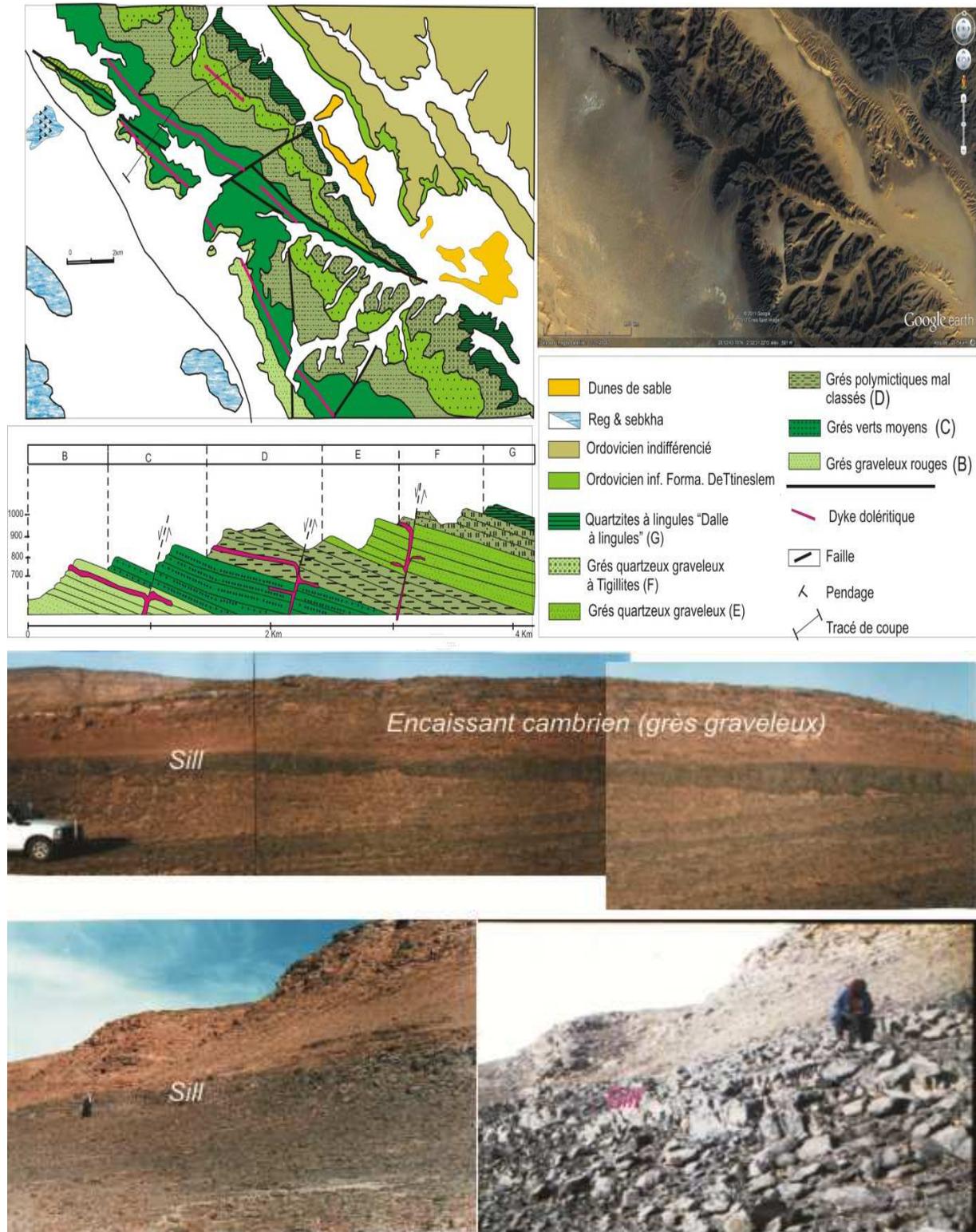


Figure III-13 : Esquisse photo-géologique et illustrations photographiques de la station 3 (Hassi Zekri).

III-4-La tectonique

Les données cartographiques du secteur de Kahal Tabelbala couplées à celles du terrain montrent clairement que cette structure et celle du Guelb Haddad sont deux antiformes juxtaposées. A l'échelle locale, le Kahal Tabelbala est affecté par des :

III-4-1-Les structures plicatives

Deux catégories de structures souples ont été distinguées :

- La structure de Kahal tabelbala constitue un anticlinal allongé dans la direction N130°, globalement parallèle au système d'accidents ougartiens ;
- Des plis métriques affectant le Cambro-ordovicien et qui montrent un allongement E-W.

III-4-2-Les structures cassantes

Tout un réseau de failles peut-être distingué :

- **Des failles N130° à N140°** constituent le réseau principal d'accidents dans la structure de Kahal Tabelbala d'origine panafricaine à tardi-panafricaine. Ces failles, à fort rejet, ont un pendage fort vers le NE ;

- **Des failles N70° à N90°** seraient les conjuguées des accidents N130° à N140°. Elles apparaissent mieux dans le flanc sud-ouest ;

- **Des failles NE-SW**, à pendage subvertical constituent la famille la plus dense et la plus importante. Ces failles recoupent et décalent les NW – SE ;

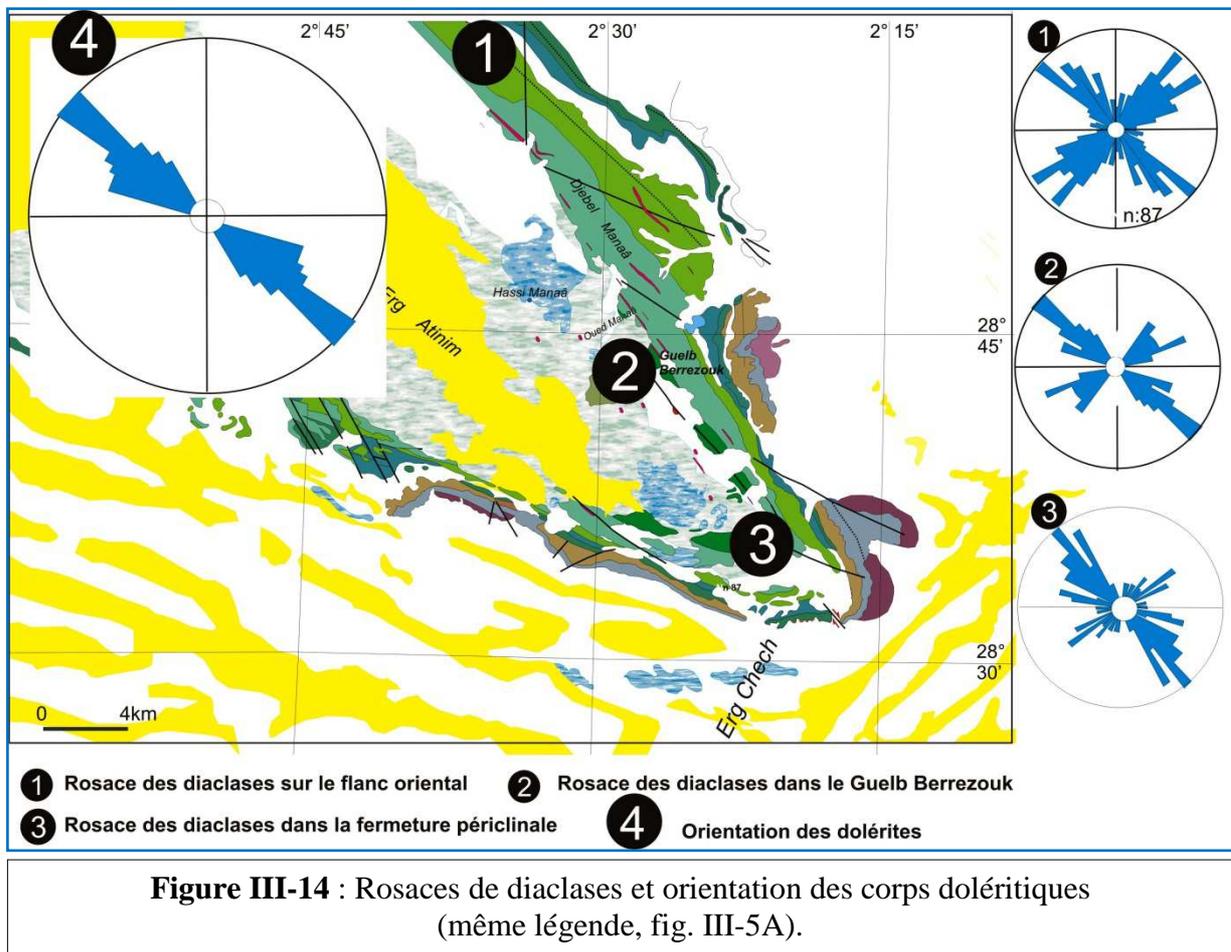
- Des failles remplies :

➤ **Filons de quartz** : le remplissage à quartz constitue des filons et des zones des microbrèches, avec un rejet faible et montrant des évidences de remobilisation multiple. Ils sont peu nombreux et matérialisent majoritairement les accidents N70° à 90° de quartz bréchiq ue hématitisé.

➤ **Dykes et sills tardifs** : avec une variation de densité en fonction du secteur. Ces corps hôtes sont de composition basique, intermédiaire à acide (dolérite, andésite et rhyolite). Ils recoupent le substratum selon une direction privilégiée NW-SE. Ces corps magmatiques sont affectés par des diaclases sub-horizontales à pendage faible (pendage SE d'ordre 10° à 30°). Ces diaclases sont associées localement à des fractures de tension sans déformation importante de l'encaissant. Ce dernier a été affecté par des fractures de différentes directions principalement N130.

En outre, les roches acides montrent une fracturation intense N130°.

Les mesures effectuées sur le terrain nous ont permis de mettre en évidence l'existence d'une fracturation très développée. Elle résulte vraisemblablement du jeu de trois grandes familles de fractures soulignées par des accidents majeurs : la première orientée pratiquement W-E (N090° à N100°), la deuxième orientée NW- SE (N130° à N140°) et la troisième orientée SW-NE (N040° à N060°). Les rosaces ne montrent pas nettement ces familles, du fait que le gros des mesures soit effectué sur les diaclases plutôt que sur les failles. La seconde famille est individualisée par une série de petites failles et de diaclases visibles sur le flanc oriental. Il ressort que les diaclases les plus fréquents sont d'orientation ougartienne et "ksiksou" (**Fig.III-14**).



En ce qui concerne les roches basiques qui sont représentées par les dykes et sills de dolérites, l'orientation globale est de type ougartienne (**Fig.III-14**).

III-4-3-Les flexures failles (accidents mixtes)

Les structures antiformes sont en général soulignées par des accidents bordiers qui correspondent à des flexures failles. Ces zones sont fortement silicifiées et caractérisées par une direction ougartienne (N130° à N140°).

L'accident flexure le plus prononcé est celui qui sépare les deux structures Guelb Haddad-Kahal Tabelbala. Il semble être lié à un accident crustal majeur à l'échelle régionale et se transforme localement par une véritable flexure-faille. D'autres flexures failles satellites affectent les deux flancs de l'anticlinal.

III-5-Les données géophysiques

Suite aux travaux d'interprétation des anomalies magnétiques et leur vérification d'étalonnage sur le terrain, le magnétisme s'est avéré une méthode efficace pour visionner et discriminer les roches magmatiques aveugles.

III-5-1-A l'échelle régionale

Le magnétisme aéroporté réalisé au compte de la SONAREM par l'aéro-service corporation (SONAREM, 1978) a mis en évidence des fractures régionales NW-SE et des fractures secondaires de direction variées dont certaines NE-SW sont représentées par des filons de dolérites tardifs. Les fractures régionales NW-SE les mieux marquées sont sub-parallèles, jalonnées de roches basiques. Des accidents NE sont également nettement visibles sur le levé du champ magnétique total remplis de dolérites.

Sur le flanc nord-ouest de Kahal Tabelbala, passe une importante zone anormale interprétée, par nos prédécesseurs (Preidl M., 1985, EREM, inédit), comme étant une faille qui affecte la marge passive du craton ouest africain réactivée au cours de l'Hercynien. Cette faille se relaie à celle de l'Anti Atlas, dite "*Anti-Atlas Major Fault*".

III-5-2- A l'échelle locale

L'interprétation des données magnétiques révèle une importante anomalie magnétique partant de la fermeture périclinale sud-est jusqu'à la région de Draïssa vers le nord-ouest. L'ombre de cette anomalie dessine une zone de 300km de longueur sur une largeur variable de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, voir même des centaines de mètres.

Notons que tous les affleurements magmatiques du Kahal, Damrane et Draïssa sont compris dans cette ombre.

À la faveur de quelques levés au sol, cette anomalie magnétique se superpose à la Sebkhâ de Manaâ, où affleurent çà et là des dolérites et même les autres roches magmatiques sont comprises dans l'ombre de cette anomalie (**Fig.III-15**).

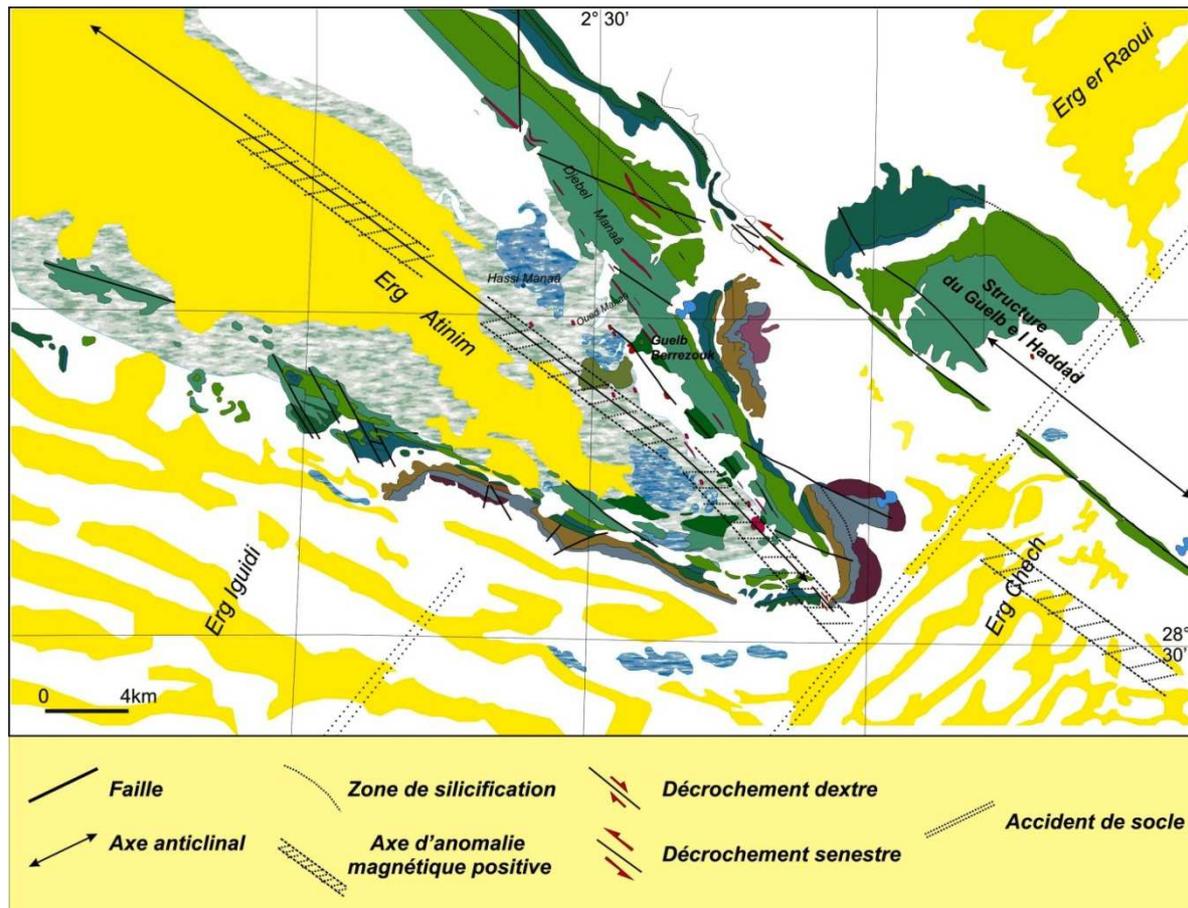


Figure III-15 : Anomalies magnétiques dans le Kahal Tabelbala, (même légende, fig. III5A).

III-6- Synthèse

Les dolérites se sont mises en place sous forme de filons et surtout de filons-couches; ces derniers sont localisés dans des niveaux privilégiés : arkoses microconglomératiques de la série de Sebkh el Melah et dans les niveaux de quartzites d'Aïn Néchea.

Toutefois, certains dykes se prolongent dans les terrains, jusqu'à la base de l'Ordovicien, où ils sont stoppés par les argiles de Fom Tineslem, pour former des sills.

Les différentes coupes ci-dessous (**Fig. III-16**) illustrent les positions stratigraphiques de ces corps magmatiques dans le Kahal Tabelbala.

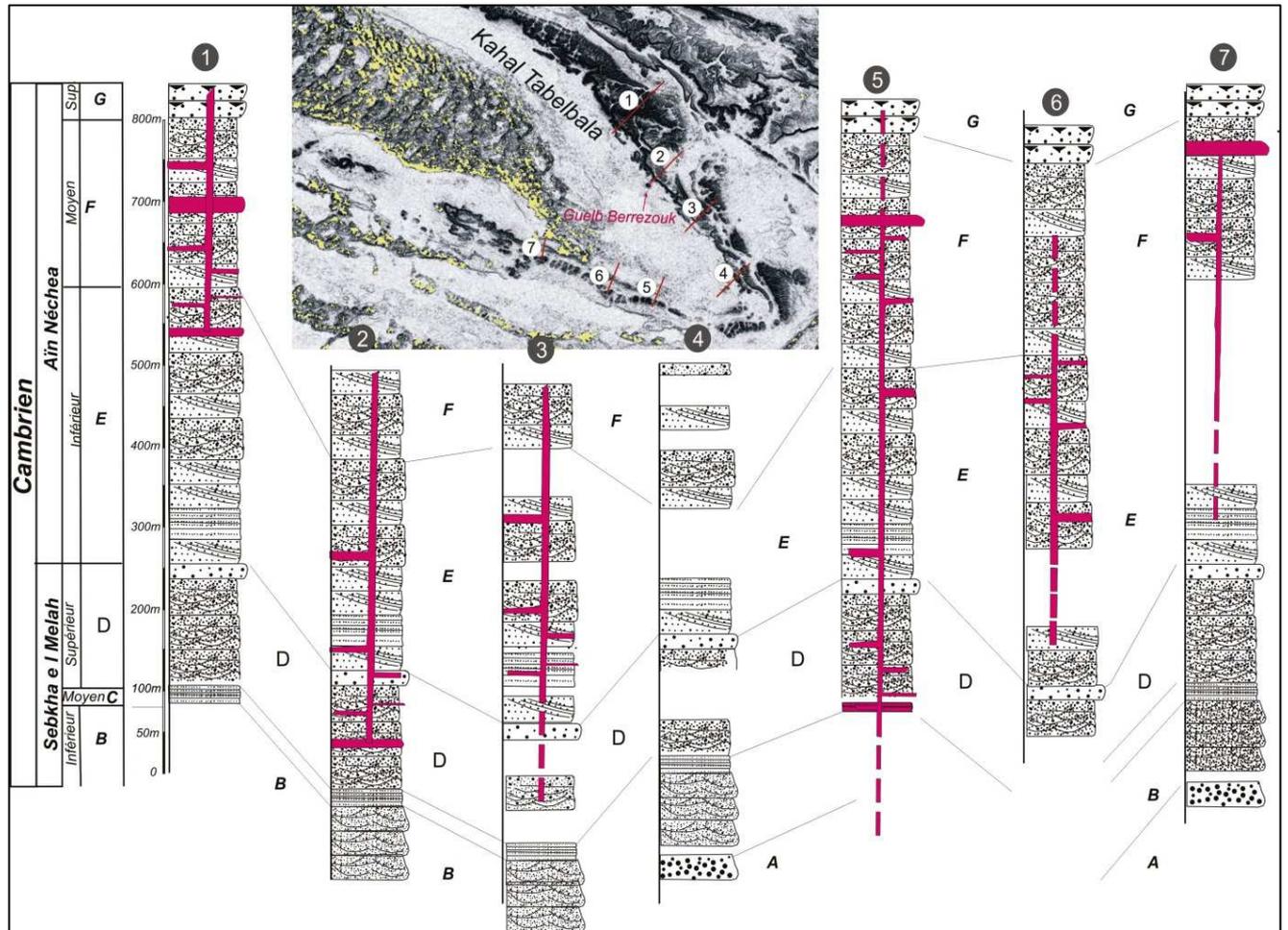


Figure III-16 : Position stratigraphique des dolérites dans le Cambrien de Kahal Tabelbala.

III-7- Conclusion

Le Kahal Tabelbala est une imposante entité dans les monts de la Daoura. Il occupe même la partie axiale des monts de l'Ougarta. Les formations néoprotérozoïques apparaissent en restreints espaces. Par contraire, les dépôts cambro-ordoviciens sont bien répandus.

Il s'agit à la base de grès chenalisés à granulométrie grossière, dû à la proximité de la source nourricière (dorsale Reguibat), passant vers le haut à des quartzites massifs.

Sur le plan structural, le Kahal Tabelbala correspond à un anticlinal à cœur évidé. Son flanc nord-est est affecté par une remarquable faille de direction ougartienne. C'est une importante faille inverse, qui le sépare de la structure de Ch'bika. A son axe, une seconde faille à composante dextre, injectée de dolérites.

La structure de Kahal Tabelbala se singularise par l'abondance des dolérites qui s'expriment en dykes et en sills. Ces roches injectent les grandes fractures de direction NW – SE, qui affectent les divers ensembles rocheux et elles s'étalent au-dessous des bancs gréseux

argileux pour former de grands sills. Elles sont extrêmement développées dans la fermeture périclinale du Kahal Tabelbala et dans sa partie Nord Est, notamment aux alentours du Guelb Berrezouk.

Leur action de contact sur l'encaissant engendre un léger métamorphisme.

Les phénomènes d'altération que subissent ces roches entraînent une ouralitisation, une chloritisation et une calcification des minéraux de la paragenèse primaire des dolérites.

Les conditions d'affleurement n'exposent pas clairement les relations géologiques avec les autres terrains, à l'exception de l'affleurement principal du Guelb Berrezoug, où le contact est souligné par un dyke doléritique vertical. Ces affleurements sont affectés d'une fracturation intense, dont la direction dominante est N140°.

Par ailleurs, l'interprétation du levé magnétique aéroporté (REMI, in ERM, 1982, inédit) a révélé l'existence d'un accident profond du socle de direction NW – SE, par l'axe de la structure et une anomalie magnétique positive allongée dans la même direction. En confrontant les données géologiques et géophysiques par une simple superposition de deux cartes, nous constatons que la distribution spatiale des affleurements doléritiques est nettement conforme à la direction ougartienne.

Ces roches hôtes injectent les grandes failles normales. Les autres roches magmatiques sont subordonnées, en injectant elles aussi les accidents ougartiennes. Dans la partie axiale passe une importante faille, jalonnée par de dolérites, accompagnée de part et d'autres failles normales. Cette disposition évoque une structuration d'un rift (protorift).

CHAPITRE IV

GEOLOGIE DE DAMRANE

IV-1- Introduction

Ayant eu la bonne fortune de pouvoir mener des travaux de prospection sur le cuivre dans le massif volcanique du Damrane, les travaux de thèse me permettent de faire le point des connaissances sur la géologie de cette portion des monts de la Daoura.

La structure de l'Oued Damrane est une impressionnante aire qui se situe sur le prolongement nord-ouest de l'axe anticlinal de Kahal Tabelbala. Elle renferme l'un des plus importants affleurements basaltiques des monts de l'Ougarta.

IV-2- Contexte général du Damrane

Le massif du Damrane se situe à environ de 60km au sud- ouest du village Tabelbala ; principale agglomération du faisceau de la Daoura. Cette région d'étude est délimitée arbitrairement par la figure ci-dessous, (**Fig. IV-1**) :

- Au Nord la piste impériale " Tabelbala – Hassi Chaâmba";
- A l'Est l'erg el Aâtchane et la Hamada de Tabelbala ;
- Au Sud les djebels Bassala et Ben Tadjine ;
- A l'Ouest le djebel Ben Tadjine et Oued el Ghassal.

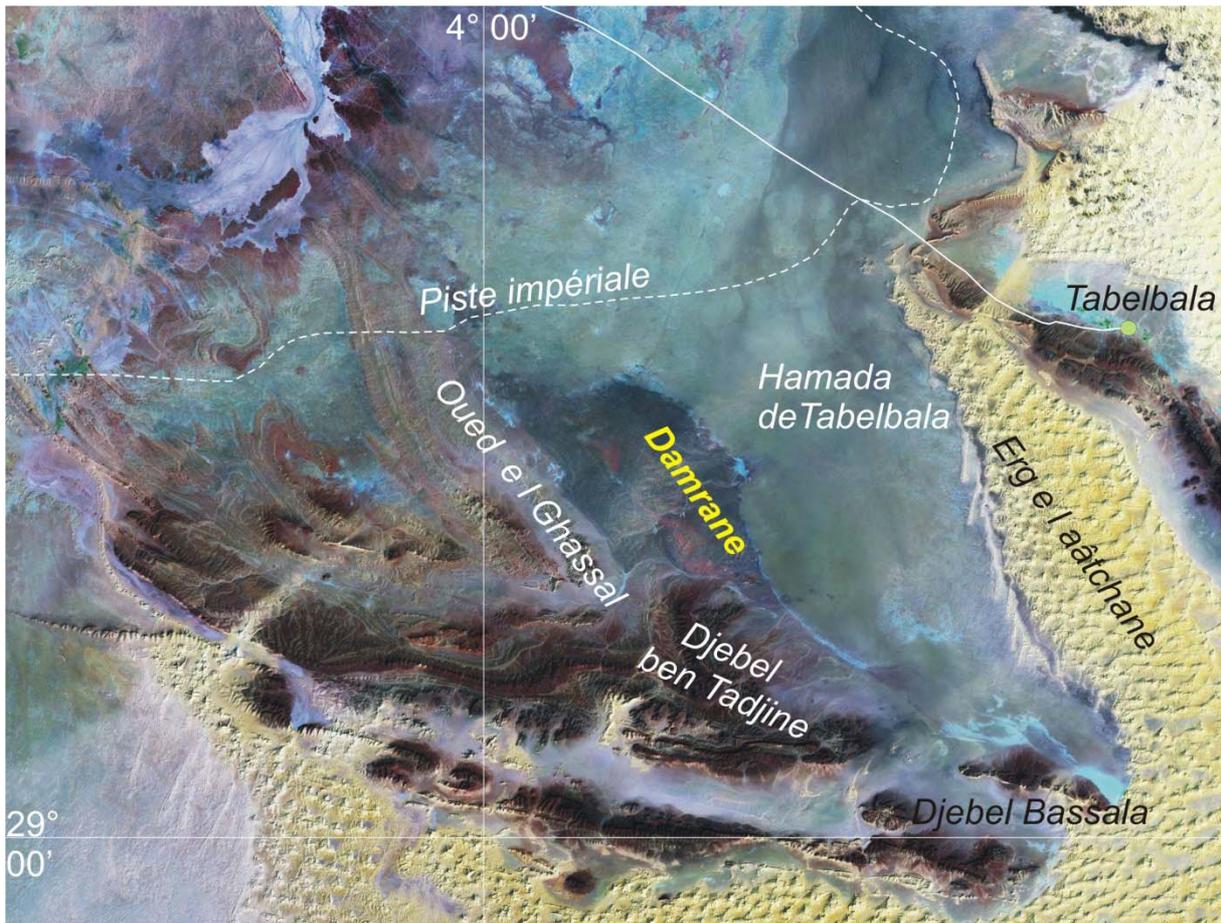


Figure IV-1 : Photographie satellitaire de la région de l'oued Damrane
(Tirée de la scène Landsat, N-30 - 25)

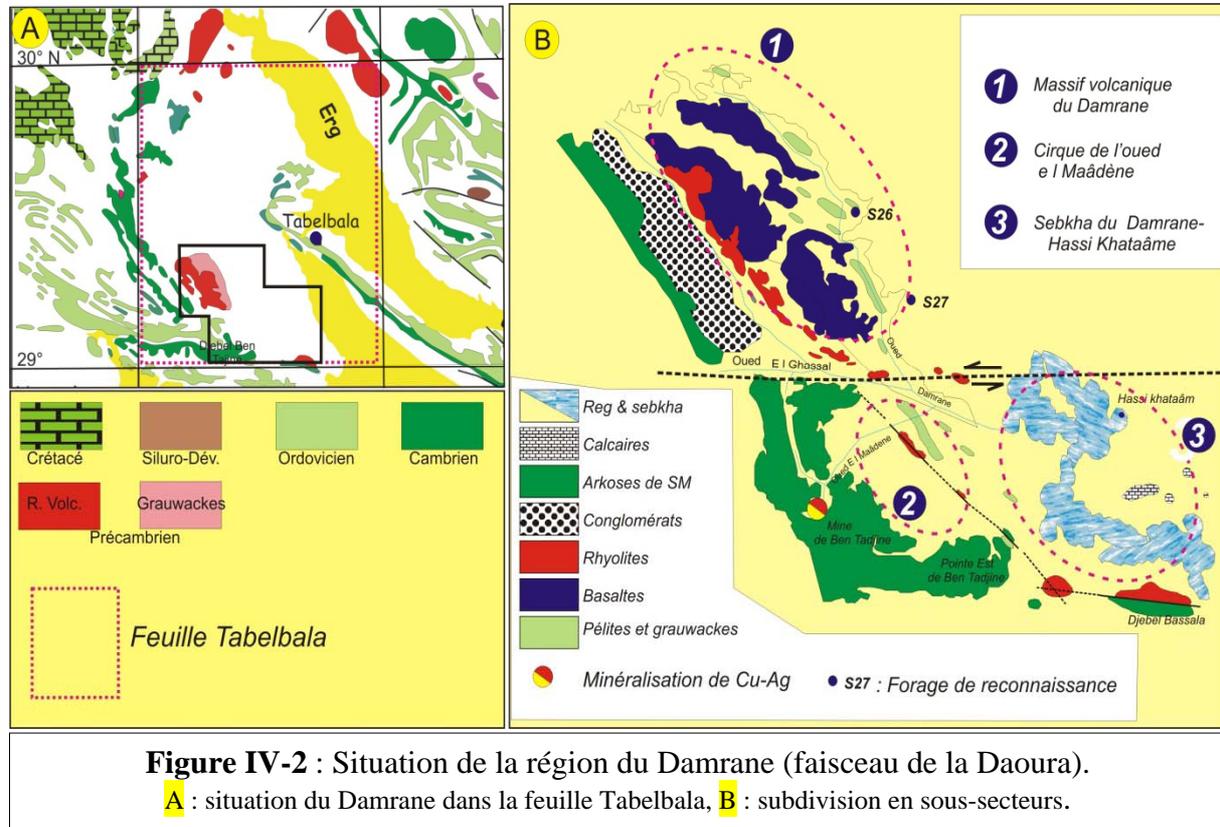
Le secteur de l'Oued Damrane appartient à la feuille topographique de Tabelbala (quadrillage 1/200 000^e), (**Fig. IV-2A**). Il s'étend sur une superficie approximative de 624km².

La **figure IV-2B** illustre des subdivisions en sous-secteurs de la région du Damrane, résumées ainsi :

IV-2-1- Le massif volcanique du Damrane est l'un des plus importants affleurements basaltiques des monts de l'Ougarta. Il présente une structure en gradins ; il débute à une altitude de 475m à l'Est, au niveau de l'Oued Damrane et il progresse vers l'Ouest dans les rhyolites bordières à 515m. Il s'étend sur une surface approximative de 270km², entre l'Oued Saheb el Ghassel à l'Ouest, la Hamada de Tabelbala à l'Est, la piste impériale au Nord et la Sebkhia au Sud.

IV-2-2- Le cirque de l'Oued El Maâdène est situé à la sortie de l'oued El Maâdène qui draine le site de la mine de Ben Tadjine. Sa superficie est évaluée à 25km².

IV-2-3- La Sebkhha du Damrane et Hassi Khataâm correspondent à une vaste dépression de 329km² située à des côtes de 438m à 444m où vers son bord oriental se tiennent des buttes témoins de calcaires.



Contrairement au djebel Ben Tadjine qui culmine à plus de 800m, la région du Damrane est modérément élevée avec une altitude moyenne de 500m. Elle est légèrement inclinée du nord-ouest vers le sud-est. La partie nord est rocailleuse non carrossable, la partie médiane représente un reg et la partie sud est une large dépression, occupée par une immense sebkha (**Fig. IV-2B**).

Le réseau hydrographique correspond à un chevelu de petits cours d'eau orientés principalement NW - SE. Leur alimentation est soumise aux rares pluies, ce qui explique leur état asséché quasi perpétuel.

Tous les oueds convergent vers le Sud Est du secteur, pour former la Sebkhha du Damrane. Dans le secteur du Damrane, nous observons un certain nombre de dépressions à fond plat, à sédimentation argilo-évaporitique qui pourraient être liées aux plus grandes abondances d'eau pendant la dernière période humide du début de l'Holocène.

IV-3- Lithologie des ensembles géologiques

Comme le montre la carte géologique (**Fig. IV-3**), les meilleurs affleurements basaltiques et les plus significatifs cantonnent dans le massif du Damrane. Les autres affleurements sont moins bons mais aident à appréhender la géologie de la Daoura.

Les données de terrain et de forages ont permis de distinguer trois grands ensembles lithologiques :

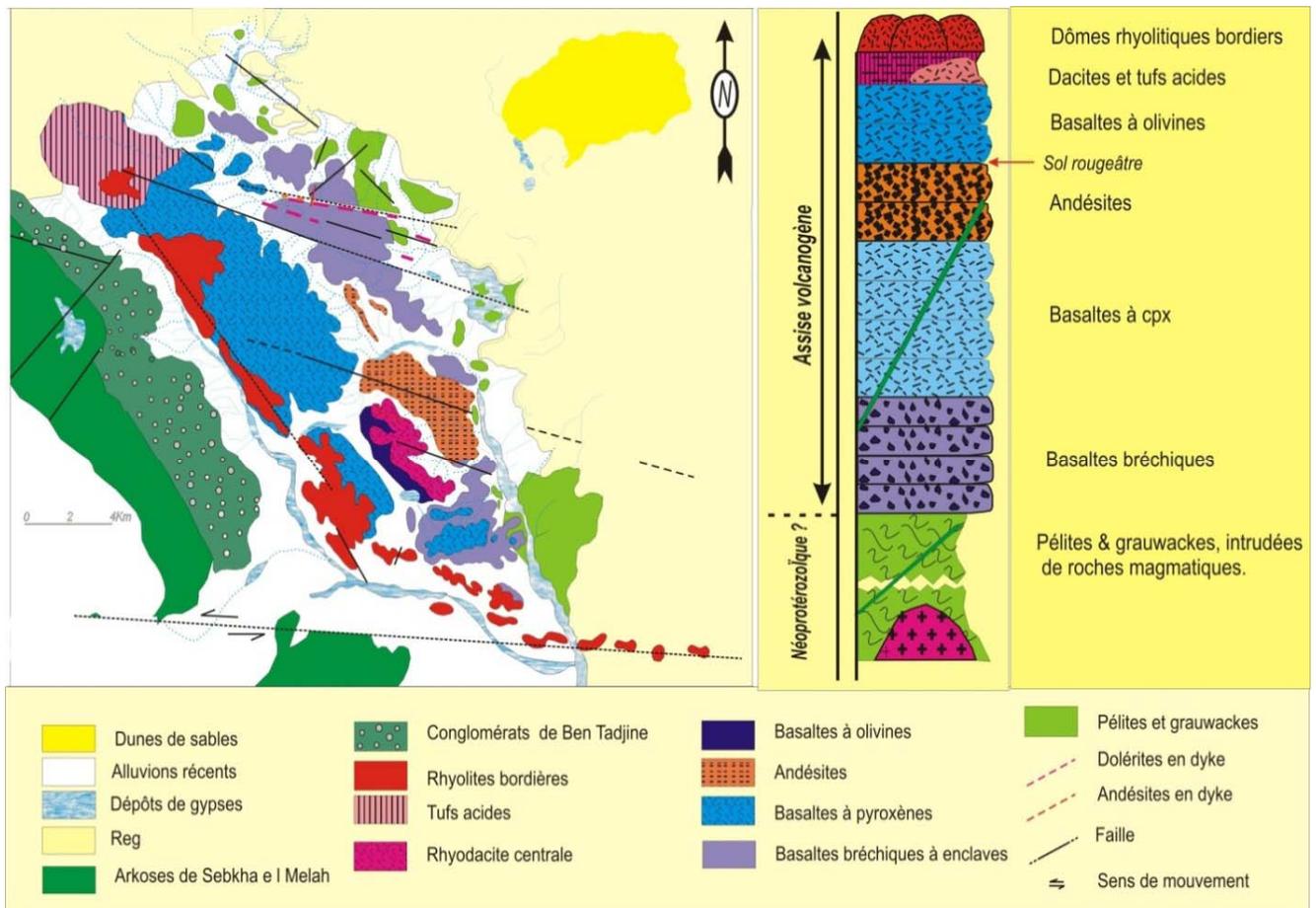


Figure IV-3 : Carte géologique sommaire du massif volcanique du Damrane.

IV-3-1-Un ensemble de pélites et de grauwackes

Il constitue localement le complexe de base, voire même à l'échelle des monts de l'Ougarta. Au niveau du massif du Damrane, ce complexe correspond au substratum de l'assise volcanogène et est attribué au Néoprotérozoïque (**Fig. IV-4**).

Dans le massif du Damrane, ces roches sont verdâtres à la patine, beige à la cassure. Par contre, au niveau de la pointe Est de Ben Tadjine, ces mêmes roches deviennent rougeâtres et relativement indurées.

D'un point de vue pétrographique, il s'agit de dépôts rythmiques de bancs de pélites silteuses, de grès et de grauwackes s'apparentant à une séquence flyschöide.

Les levés de terrain effectués, complétés par la documentation des différents forages d'exploration permettent de distinguer deux membres :

IV-3-1-1-Membre inférieur

Représenté par une épaisse séquence de dépôts détritiques fins où alternent des pélites, des grès fins, des tufs pyroclastiques interrompus par des horizons microconglomératiques chénaillés et des grès grauwackeux.

Il montre deux à trois passages de roches basaltiques très altérées, d'épaisseur métrique. Sa base n'est connue ni en affleurement ni dans les forages, l'estimation de son épaisseur n'est donc guère précise ; elle est reconnue sur plus de 1500m. Vers son sommet, il admet des intercalations discontinues de sédiments carbonatés. L'examen microscopique révèle du matériel détritique volcanogène très évolué et bien classé.

Vers la pointe est de Ben Tadjine, ces pélites affleurent sur une surface de 1,5km², avec une épaisseur évaluée à 1500m environ (**Fig. IV-5**). De couleur rouge brique, elles sont indurées et finement fracturées. Ce sont des pélites finement litées, alternant avec des dépôts fins de grauwackes, de siltites finement rubanés, de schistes et de tufs acides. Elles sont structurées en monoclinale subverticale à verticale, de direction N080°-50°.

Dans le cirque de l'Oued El Maâdène, les affleurements sont moins significatifs et plus fragmentaires, nous notons la présence des pélites verdâtres et des grauwackes rougeâtres affectés de plissement métriques.

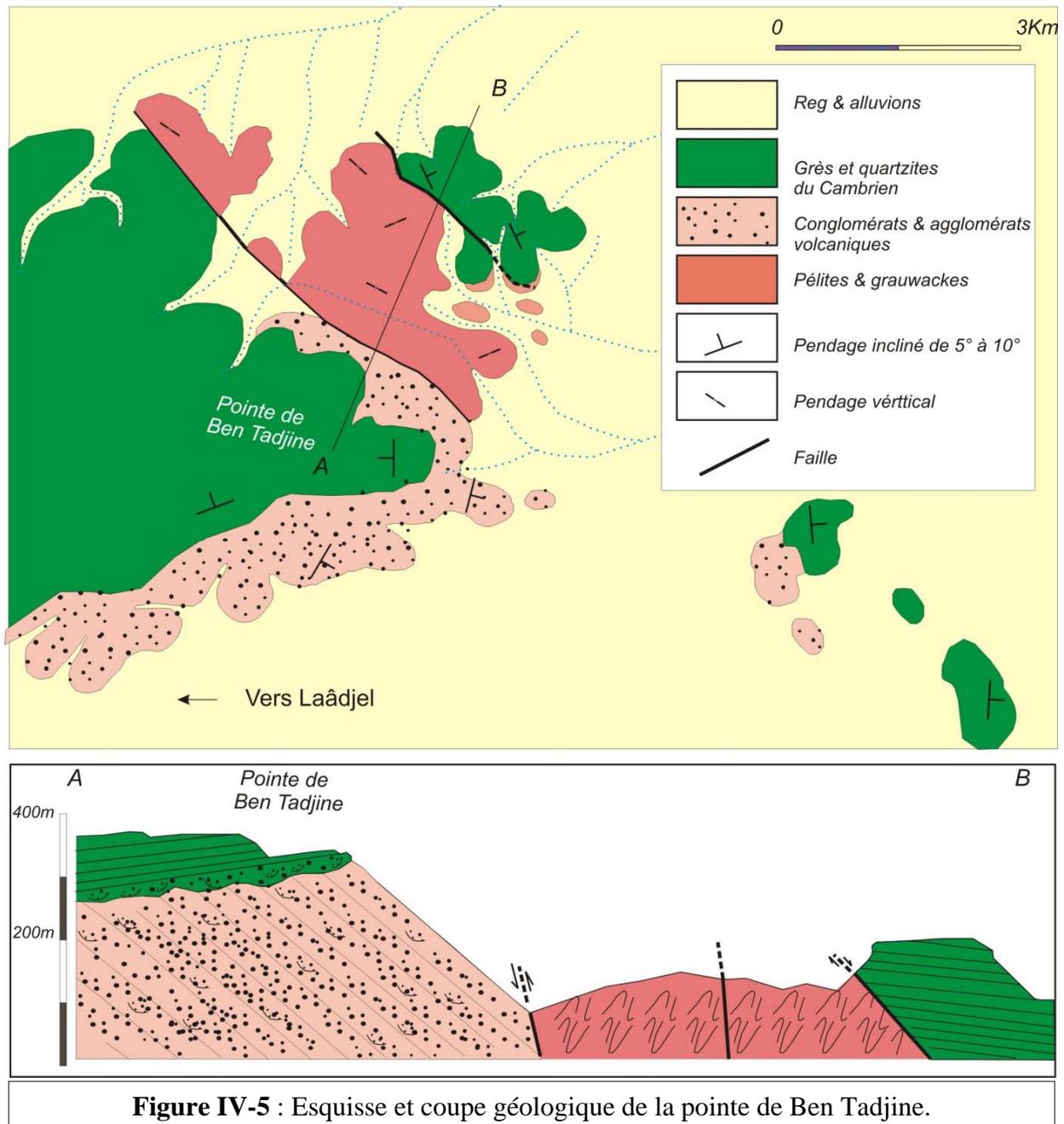
IV-3-1-2- Membre moyen

Sa limite supérieure se termine par une surface de ravinement, son épaisseur visible est de 1000m. Il s'agit de matériel volcano-détritique grossier moins évolué constitué de bancs de grauwackes centimétriques et à stratification horizontale, interrompus par des passées microconglomératiques à conglomératiques à éléments mafiques. Les sondages ont mis à jour quelques intercalations de coulées basaltiques et andésitiques très altérées.

IV-3-1-3- Membre supérieur situé au niveau de la pointe de Ben Tadjine est. Nous y distinguons deux conglomérats séparés par une discordance angulaire (Bouima et Mekkaoui, 2003). Ce membre correspond aux conglomérats inférieurs qui ravinent les pélites pourpres, sa direction est de N160° - 20° à 50°N.

A l'aplomb de la pointe du Djebel Ben Tadjine, ces pélites affleurent sur une épaisseur de 1500m environ, elles sont structurées en monoclinal de direction N080°-50° à 80°N (Bouima et Mezghache, 2002). Ce sont des pélites pourpres abondantes, finement litées qui s'alternent avec des dépôts fins : grauwackes, siltites finement rubanés, schistes et tufs riches en éléments volcaniques acides.

Au final, il s'agit d'une puissante formation volcano-sédimentaire de couleur rouge à verdâtre située au pied du Djebel Ben Tadjine et à Damrane.



IV-3-1-4- Synthèse et corrélations

Le groupe de Sebkha el Melah est de nature peu variée, composé essentiellement de pélites, de turbidites et de grauwackes. Il se caractérise par des affleurements épars où nous ne connaissons ni sa limite inférieure, ni sa limite supérieure. Cette difficulté est déjà signalée dans les premiers travaux de Chikhaoui et Donzeau, 1972.

Ce groupe se singularise par un style tectonique particulier :

- Dans le Damrane, les affleurements montrent des plissements métriques à décamétriques et au moins deux schistosités, dont une se rattache à celle du plan axial témoignant d'un serrage tectonique important.

- Vers la pointe de Ben Tadjine, il semble que les pélites et les grauwackes rouges sont plissées en deux systèmes, le premier axe est N080°-15°N et le second est N120°-85°S (Bouima et Mezghache, 2002). Les forages carottants réalisés par l'ORGM ont révélé systématiquement la subverticalité des strates.

- A Sebkha el Melah et dans la région d'Oglat Beraber, les plissements sont aisément observables sur le terrain.

Tenant compte des qualités et de l'éloignement des affleurements, l'établissement des corrélations reste discutable ; néanmoins une tentative de corrélation a été faite, mais les lignes corrélatives sont toujours hypothétiques.

Ce complexe est surmonté par des coulées basaltiques, andésito-basaltiques et rhyolitiques, dont l'âge reste à préciser.

Au niveau de la Sebkha du Damrane, il semble que les calcaires de Hassi- Khataâme reposent sur le membre inférieur.

En récapitulation, la **fig. IV-6** met le point sur les éventuelles corrélations entre les différents sous-secteurs.

Figure IV-6 : Corrélation des différents affleurements de l'ensemble de base.

IV-3-2-Un ensemble lavique et pyroclastique

Constituant plus de 80 % de la superficie du massif, cet ensemble correspond à un empilement de coulées, un emboîtement de dômes et des produits pyroclastiques dont les composantes sont assez diversifiées : des basaltes, des andésito-basaltes, des andésites, des rhyo-dacites, des rhyolites et des tufs rhyolitiques.

Dans le massif du Damrane, les basaltes occupent une grande superficie.

Sur le plan morphologique, les rhyolites forment des dômes typiques orientés dans la direction ougartienne et soulignant le bord occidental du massif.

Par contre, les autres types de lave et tufs s'empilent les uns sur les autres pour construire le massif proprement dit du Damrane.

Les rhyolites jalonnent également l'accident est - ouest du Saheb El Ghassal et se mettent en contact tectonique avec les formations de l'Ordovicien supérieur de Ben Tadjine et djebel Bassala.

Les basaltes affleurent de façon continue sous forme de reliefs de roches sombres, suivant une direction moyenne N120° à N140°. Cette direction est perpendiculaire aux fluidalités frustrées observables dans les structures des coulées basaltiques. La succession de cet ensemble est suggérée par la coupe synthétique (**Fig. IV-3**).

IV-3-1-1- Les basaltes bréchiques à enclaves

Ils reposent et ravinent le complexe de base. Ils affleurent le long de la rive droite de l'Oued Damrane, sous forme d'îlots, qui s'alignent selon une direction N310° à N320°. Cette disposition correspond vraisemblablement à une faille émissive. Dans la partie nord-ouest du massif, nous retrouvons le même faciès sous forme de coulée.

Il s'agit d'une brèche basaltique gris foncé à verdâtre, les éléments anguleux à subanguleux sont noyés dans une matrice basaltique.

A l'affleurement, son épaisseur n'excède pas 25m ; par contre, dans les sondages, ce faciès suggère une épaisseur de plus de 200m (Sondages S8 et S19, EREM, 1983 ; S26 et 26, ORGM, 2001).

Ces basaltes renferment des xénolites pélitiques, relativement abondantes de taille de l'ordre de 0.5 à 5cm (**Fig. IV-7**) ainsi que des xénolites remplis d'épidote.

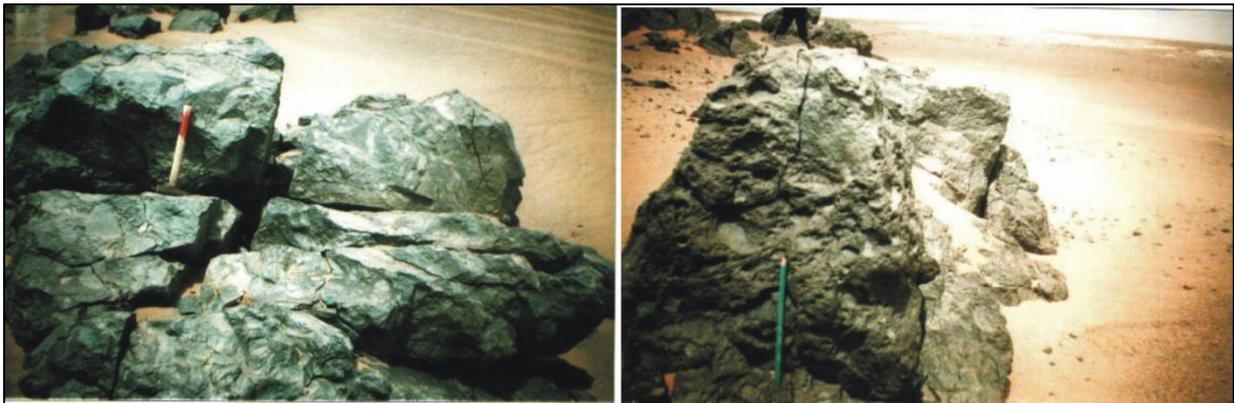


Figure IV-7: Illustration photographique des basaltes à xénolites.

IV-3-1-2- Les basaltes à pyroxène

Ils affleurent dans la partie sud-est du massif et surmontent les précédents. Ils sont représentés par une lave gris-sombre à texture porphyrique. Sa base est soulignée par un horizon métrique bréchifié (base de coulée), (**Fig. IV-8**). Son épaisseur est de 15m dans les parties érodées et de 120m dans les parties conservées (données de forages).

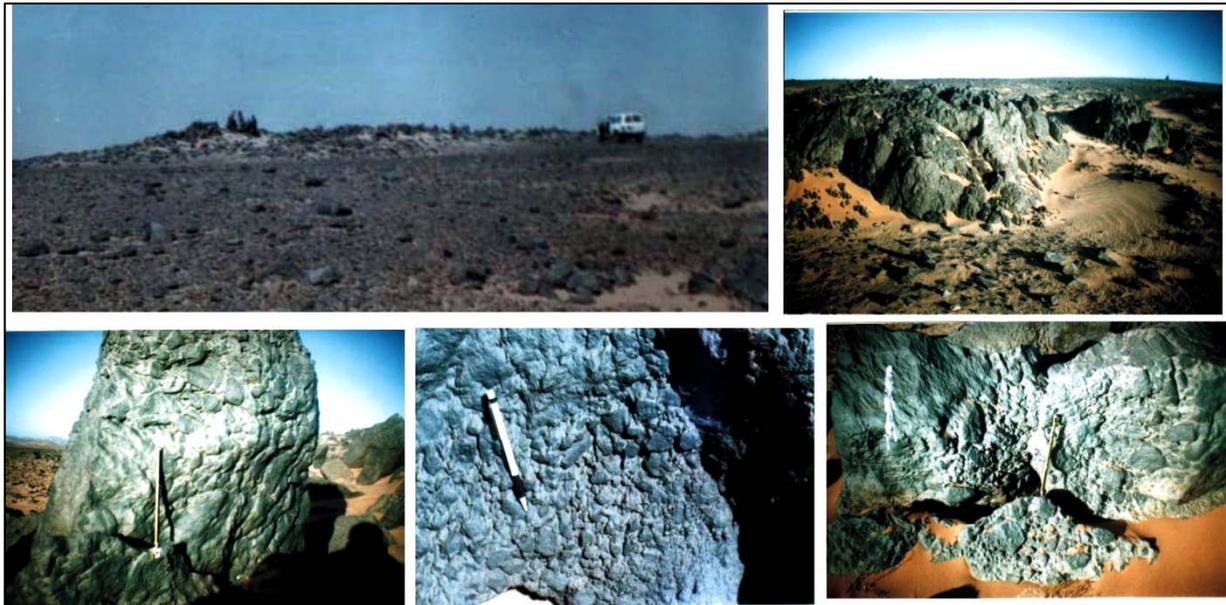


Figure IV-8: Aspect macroscopique des basaltes à pyroxène

IV-3-1-3- Les andésites

Elles se distinguent aisément des basaltes par leur texture toujours porphyrique et leur couleur relativement gris verdâtre à gris rougeâtre.

Les andésites affleurent dans la partie orientale du massif et constituent des coulées de laves massives de quelques dizaines de mètres d'épaisseur. Elles existent aussi sous forme de dykes soulignant des couloirs tectoniques. La fluidalité est soulignée par l'orientation des plagioclases (**Fig. IV-9**) qui suggère des écoulements vers l'Ouest et reste verticale dans les dykes.

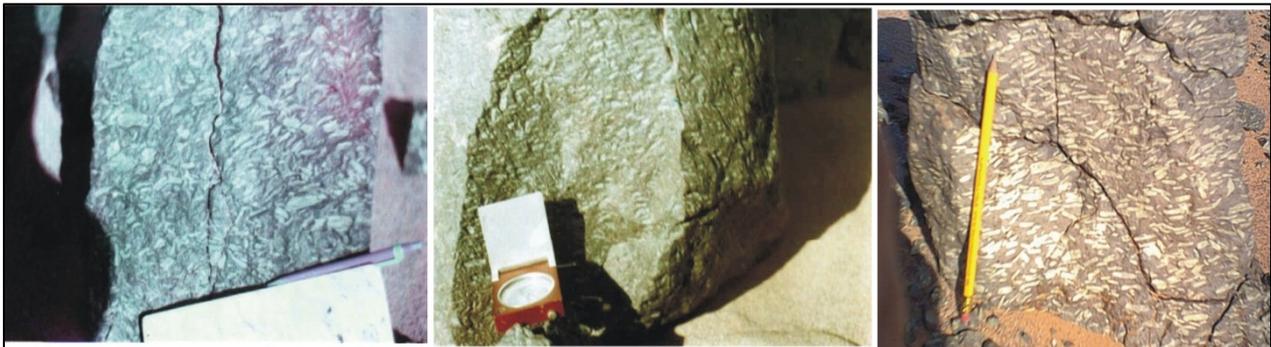


Figure IV-9 : Aspect macroscopique des andésites

IV-3-1-4- Les basaltes à olivine

A l'Ouest de la protusion rhyodacitique centrale, apparaissent des basaltes à olivine qui sont mal exposés à l'affleurement. Lors des travaux de prospection (Preidel M., 1983, EREM, inédit), les creusements des trachées dans ce faciès, nous ont permis de procéder à de plus amples observations. L'épaisseur apparente de ce faciès, estimée dans les sondages, est

de l'ordre d'une centaine de mètres. Il s'agit de basalte grisâtre à verdâtre, avec des vacuoles remplies essentiellement de calcite et d'épidote (**Fig. IV-10**). Les olivines sont reconnaissables et souvent entièrement iddingsitisées.

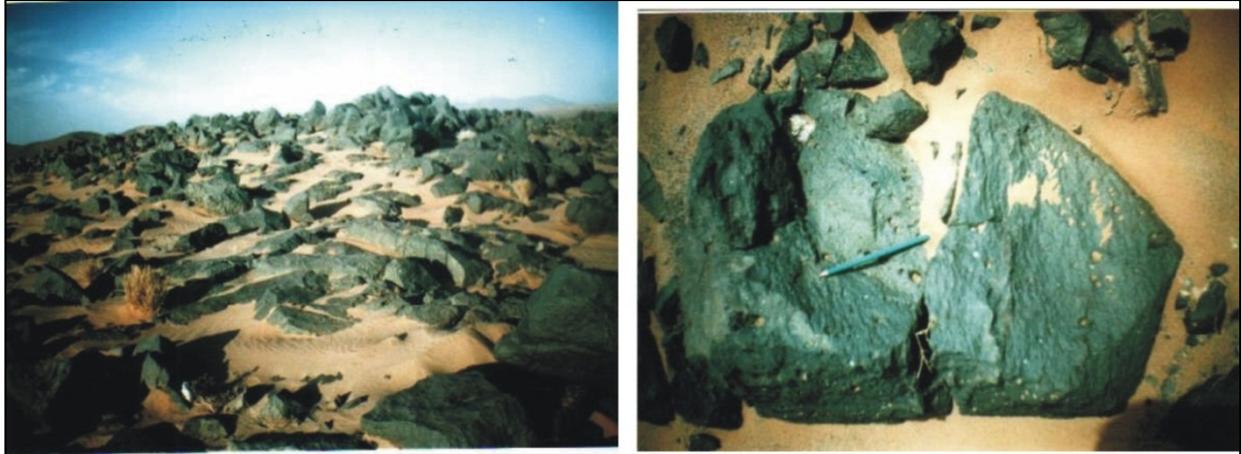


Figure IV-10 : Vue générale d'affleurement de basalte a olivine

IV-3-1-5-Les rhyodacites

Le faciès rhyodacitique est moins abondant ; sous une forme allongée dans la direction NW – SE, il a été pour l'essentiel observé dans la partie centrale du massif. Cette lave à patine rose, souvent rubanée et pauvre en phénocristaux.

IV-3-1-6-Les rhyolites

Elles tranchent par leur couleur sur le reste des affleurements et occupent un volume apparent moins important dans le massif. La **fig. IV-1C** souligne leur répartition géographique.

Généralement, elles se présentent sous trois aspects :

- En dômes spectaculaires, en raison de leur nature visqueuse, où elles soulignent le bord occidental du massif du Damrane, selon la direction NW-SE et en dômes discrets qui jalonnent l'accident ougartien du cirque de l'Oued el Maâdène. Cet aspect est similaire à celui observé à Kahal Tabelbala (**Fig. IV-11**).

- En dômes emboîtés les uns dans les autres, jalonnant les accidents latitudinaux, à savoir l'accident de Saheb El Ghassal.

- En aires brunâtres à peine discernables dans le paysage. Il s'agit, vraisemblablement, de nappes d'ignimbrites, Comme c'est le cas à l'entrée de la structure de Ben Zohra.



Figure IV-11 : Dômes rhyolitiques bordiers

IV-3-1-7- Les tufs rhyolitiques

Les faciès tufacés à éléments lithiques sont associés aux dômes rhyolitiques, ils ont été reconnus au nord-ouest du massif du Damrane. Les éléments lithiques sont de nature, de forme, d'aspect et de dimensions variés. Les roches sont sombres ou claires, elles renferment des éléments de taille variable plus ou moins ovoïdes grisâtres, noirâtres ou rougeâtres de fragments de roches volcaniques acides ou basiques, de quartzite ou plus rarement de pélite. Les éléments clastiques sont d'orientation quelconque. La matrice est blanchâtre ou brunâtre suivant son degré d'altération.

IV-3-3-Un ensemble intrusif et hypovolcanique

Plusieurs dykes et corps intrudent le massif et provoquent, sur l'ensemble de base, un léger métamorphisme de contact.

IV-3-3-1-La diorite

Les travaux géophysiques font partie intégrante des méthodes de prospection. En effet, le levé magnétique au sol a révélé la présence de deux anomalies magnétiques :

- **La première**, linéaire de direction N 100° à 110°, est assez large de 400 à 500m. Elle traverse le secteur et correspond à la grande faille du Saheb El Ghassal. Dans certains détails, nous notons qu'au sein de cette anomalie existent de petites anomalies magnétiques qui pourraient être interprétées comme la présence d'intrusions basiques. L'intensité maximale du champ magnétique sur cette région atteint les 39650 nt sur un fond de 39440 nt.

- **La seconde** située au sud - est du massif, au niveau de la Sebkhah est une anomalie ellipsoïdale, assez symétrique, dont le grand axe est de 2,5 à 3km, le petit axe est d'1km et d'une intensité de 39800 nt (**Fig. IV-12**).

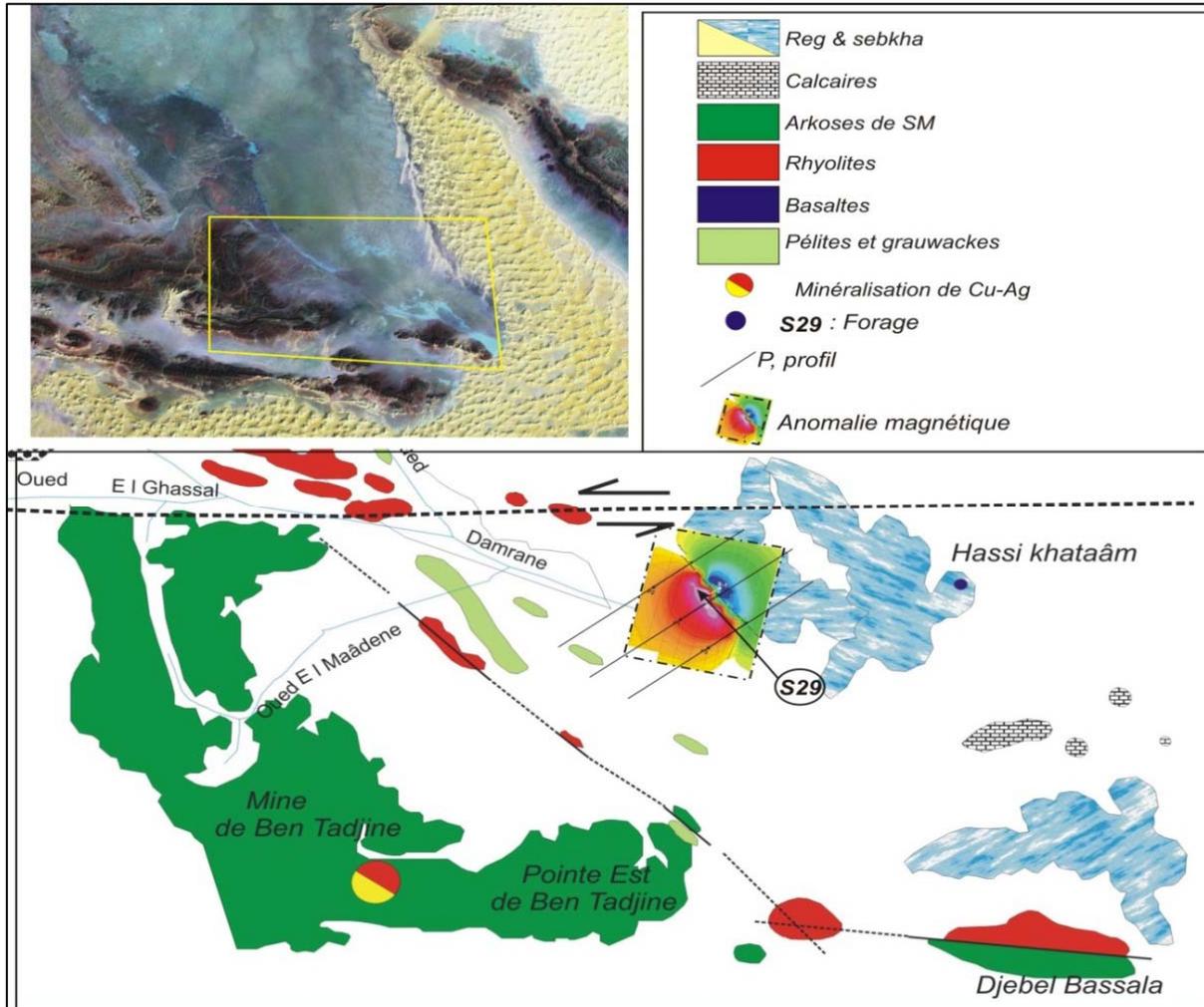


Figure IV-12 : Anomalie magnétique de la sebkha du Damrane

Cette anomalie a fait l'objet d'une vérification par forage "S 29" (Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit), permettant de mettre à jour le corps dioritique, qui pourrait s'agir d'une laccolithe. Les détails sont indiqués sur le log ci-dessous (**Fig. IV-13**) :

- Des alluvions (0 à 34m) avec une alternance de niveaux à graviers et de niveaux argileux à gypse ;
- Une diorite altérée (34m à 49m).
- Une diorite quartzique (49m à 142m).

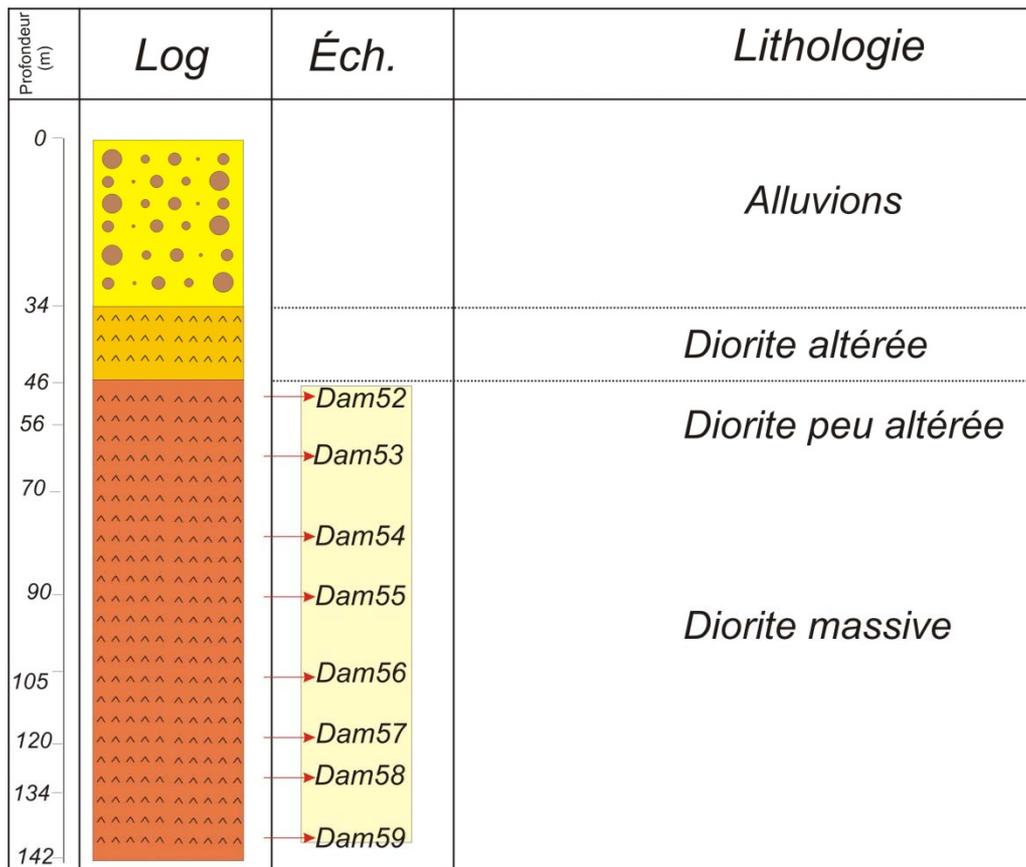


Figure IV-13 : Log du forage 29 (Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit).

IV-3-3-2-les filons doléritiques

Ce sont des roches compactes de couleur gris-noirâtre qui s'expriment sous forme de dykes intrusifs dans le complexe de base et l'ensemble lavique. D'autres filons doléritiques sont encaissés dans les arkoses de Sebka el Melah (Cambrien) et mis à jour dans les ouvrages de reconnaissance lors des travaux de prospection des champs cuprifères de Rahmani. L'altération en boule ou en pelures d'oignon est très commune pour ces roches. Ce sont des roches mélanocrates, riches en ferromagnésiens et localement en magnétite.

La roche est massive et elle ne présente ni litage magmatique ni structuration interne. La texture est doléritique à microgrenue, avec une augmentation notable du grain vers le cœur de l'intrusion (si le corps dépasse 2,5 m d'épaisseur).

Ces dykes sont bidirectionnels : N045° à N060° et N 120° à N 140°. Leur puissance est métrique à décamétrique et leur extension varie du mètre au kilomètre (**Fig. IV-14**). Ils se distinguent très facilement par leur couleur gris verdâtre à rougeâtre et leur mode d'affleurement le long de doubles crêtes lorsque l'encaissant est sédimentaire. Ils s'altèrent très généralement en boules et blocs anguleux formant des éboulis. Ces dykes ne recoupent pas les rhyolites.

Il est à noter qu'il n'est pas toujours très facile de préciser l'ordre chronologique entre ces différentes directions. Toutefois, les interprétations géophysiques laissent supposer que les filons orientés NE-SW sont postérieurs à ceux orientés NW-SE.

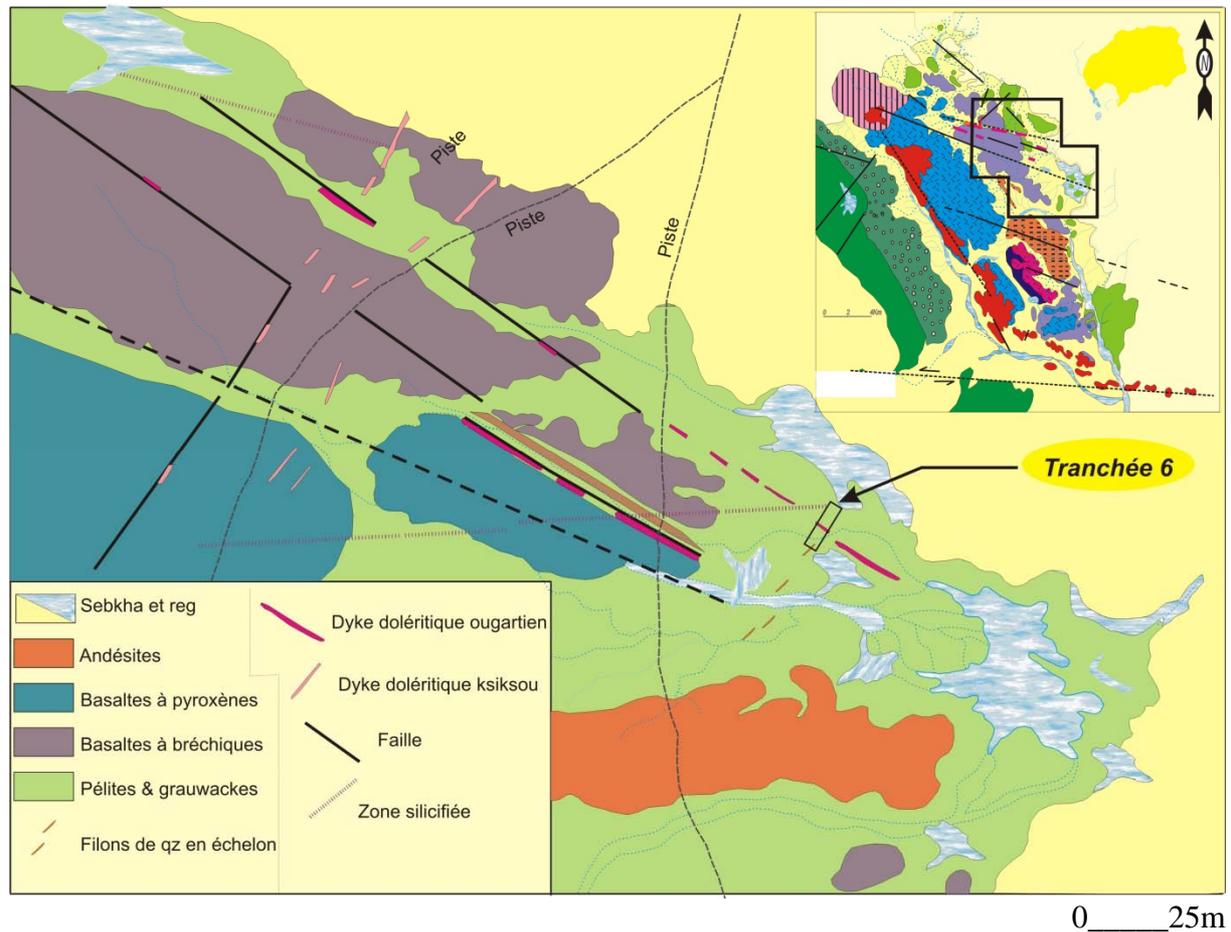


Figure IV-14 : Esquisse géologique des environs de la tranchée 6.

De par leur mode de gisement et leur direction, les dolérites de la région du Damrane se divisent en :

a- Dolérites de direction ougartienne (allongement de N 120° à 140°) où les affleurements se manifestent mieux dans la partie orientale et centrale du massif volcanique.

A titre indicatif, on cite :

-Dolérites encaissées dans le complexe de base, la tranchée N°6 (Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit) a permis de bien rafraîchir et dégager l'affleurement d'un dyke doléritique de direction N120° (**fig. IV-15**). Cette dolérite se caractérise d'une couleur verdâtre dans le faciès altéré et gris-noirâtre dans le faciès frais (Dam 41), elle montre le débit classique en boules. Cet ouvrage permet d'évaluer avec précision l'épaisseur du dyke, qui atteint 12m à cet endroit, et

de bien voir la nature et le contact tranchant avec son encaissant. Ce contact est souligné par une forte fracturation et un liseré de cuisson. Sa longueur visible se limite à 150m, mais elle se prolonge d'avantage d'une façon discontinue vers le sud Est du massif. Au contact avec les pélites, la dolérite prend un faciès de bordure basaltique altérée et elle induit sur son encaissant un léger métamorphisme de contact sur 2 à 5cm.

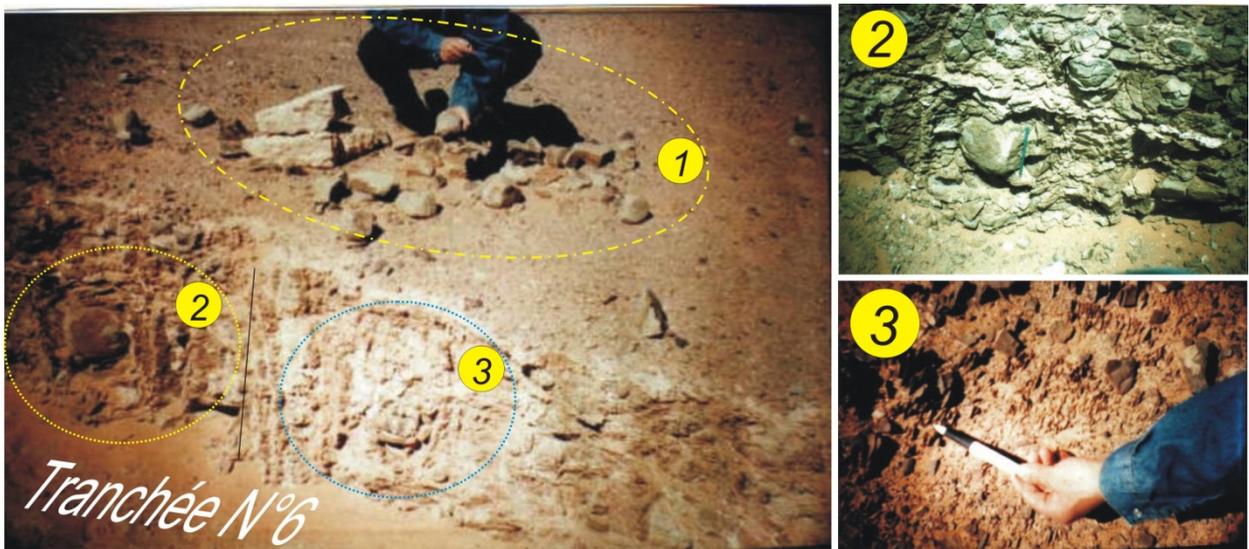


Figure IV-15 : Dolérite N120°, (type ougartien) dans la tranchée 6 (ORGM, 2000).

-Dolérites encaissées dans l'ensemble volcanogène, nous avons pu suivre un dyke doléritique parallèle au précédent, encaissé dans l'ensemble de base et qui se prolonge dans les basaltes bréchique. Il est visible dans les pélites sur plus de 500m, son épaisseur est de 3,5m. Au contact avec les pélites, il produit une zone transformée sur 2cm et au niveau des basaltes, s'est développée une zone métasomatique. En outre, d'autres dykes peu épais (0,8 à 1,5m), affectent les basaltes bréchiques et les andésites.

b- Dolérites de direction ksiksou, où les dykes ont des directions variant du N 035° à N070° et deviennent plus fréquentes dans la partie NW du massif volcanique. Ils sont encaissés dans les ensembles volcano- sédimentaire et volcanique, et certains recoupent les champs Rahmani qui représentent certainement des satellites de Ksiksou (**Fig. IV-16**).

Leur puissance est métrique à décamétrique (2 à 10m) et une extension variables de quelques mètres à plusieurs centaines. Macroscopiquement, elles ne se distinguent nullement des précédentes ; leur couleur gris verdâtre à rougeâtre et s'altèrent généralement en boules et blocs anguleux qui forment des éboulis.

Ce système de dykes a une extension régionale importante, facilement saisissable par leur tracé sur les cartes magnétiques. On peut intercepter quelques dykes, même en dehors du faisceau de la Saoura.

Ce système de dykes a une extension régionale importante, facilement saisissable par leur tracé sur les cartes magnétiques. Même en dehors du faisceau de la Saoura, quelques dykes peuvent être interceptés (**fig. IV-16**).

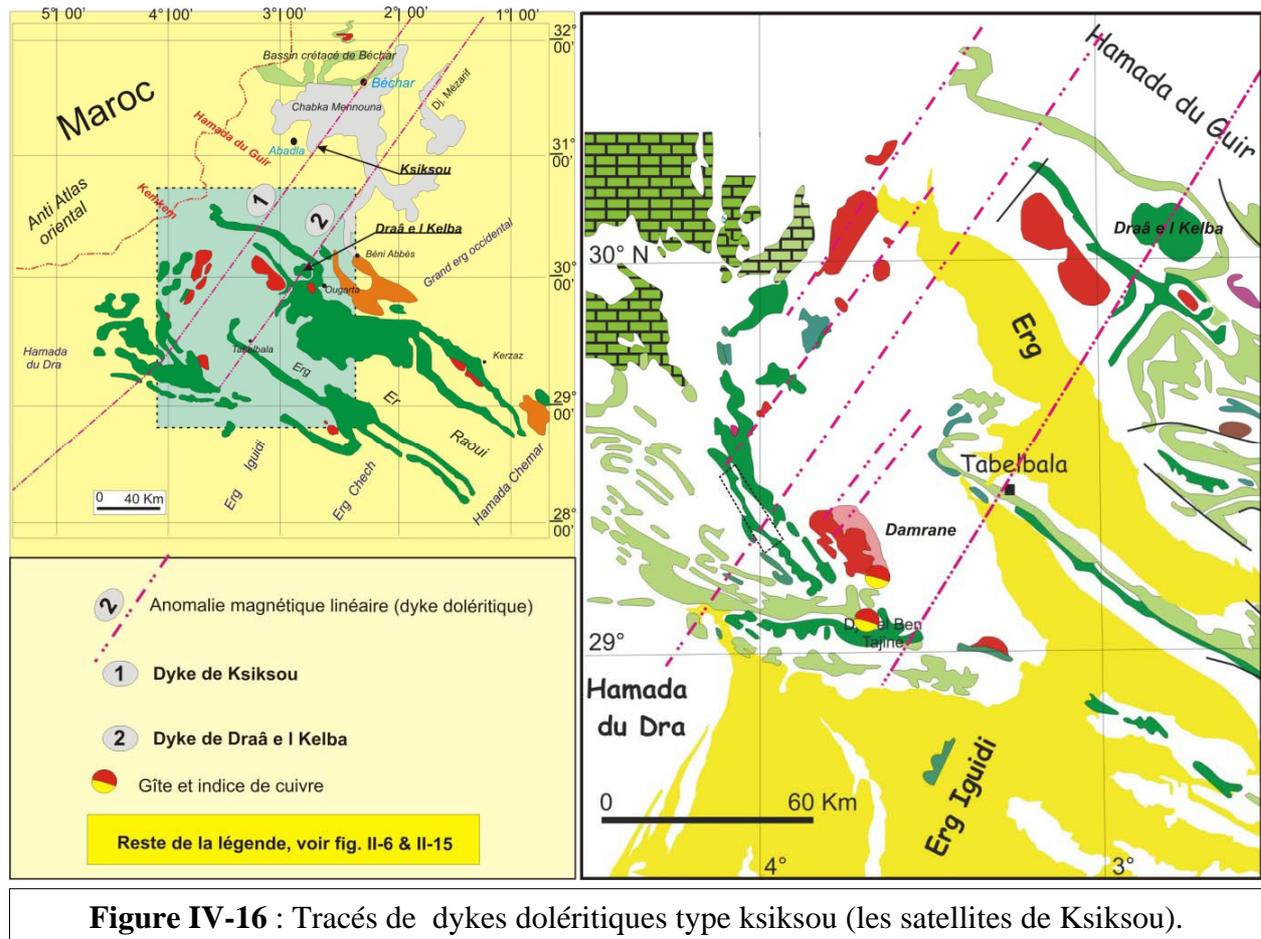


Figure IV-16 : Tracés de dykes doléritiques type ksiksou (les satellites de Ksiksou).

A titre d'exemple, dans la structure de Draâ el Kelba, un dyke de direction $N045^\circ$ est reconnu dans les quartzites d'Ain Néchea (**fig. IV-17A**). De même, le dyke de ksiksou est reconnu dans la région de Rahmani et dans le bassin carbonifère d'Abadla, près de la mine de Ksiksou, où la plupart des géologues effectuent leurs observations et leurs prélèvements (**fig. IV-17B**).

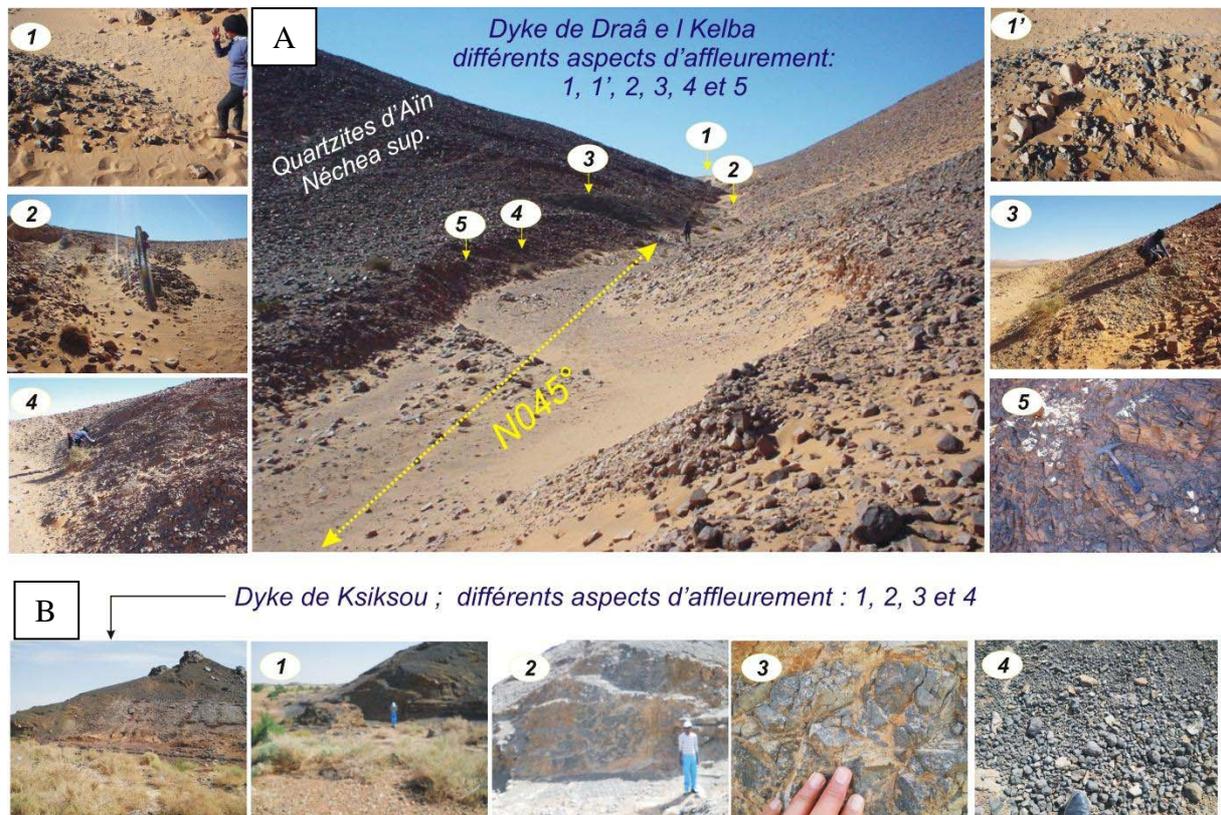


Figure IV- 17 : Illustration photographique de dykes doléritiques, type ksiksou
A : dans la structure de Draâ El Kelba et B : dans le bassin d'Abaldla

c- La dolérite de Khataâm qui serait une manifestation doléritique au niveau d'une petite colline calcaire aux alentours de Hassi Khataâm.

Le mode de gisement de cet affleurement n'est pas clairement identifiable sur le terrain. Vraisemblablement, il s'agit d'un sill encaissé parmi d'autres qui se tiennent sur le plateau de Sebka, parsemé de dunes de sables. Cette dans des calcaires (**Fig. IV-18**).

Il s'agit en effet d'une petite butte butte est constituée de calcaires cristallins (sparitique), localement dolomités, affectés d'une fracturation intense de direction Est – Ouest et NW-SE.

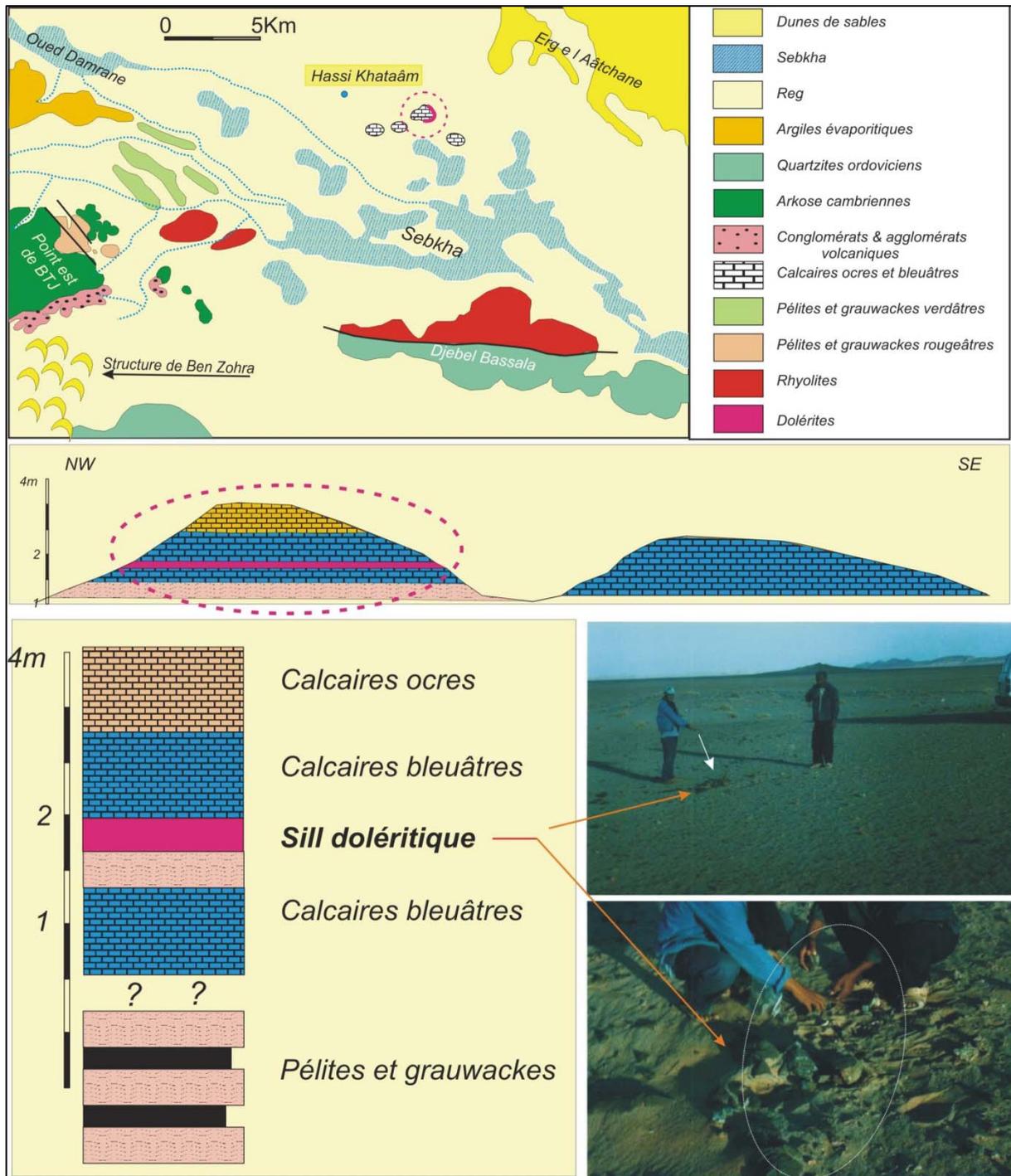


Figure IV-18 : Esquisse photogéologique de Hassi Khatâam.

IV-4- La tectonique

Le secteur du Damrane s'inscrit dans le vaste anticlinorium de Kahal Tabelbala. A l'échelle de la structure de Ben Tadjine, elle représente une partie d'une antiforme d'envergure régionale allongé NW-SE, son flanc oriental correspond aux reliefs qui bordent le

village de Tabelbala et son équivalent occidental coïncide avec les reliefs de Ben Tadjine, Rahmani et Draïssa.

Les observations de terrains montrent les déformations suivantes :

IV-4- 1-Les déformations souples

Au niveau du Damrane, les pélites et les grauwackes ont subi les effets d'une tectonique responsable de l'individualisation d'au moins deux schistosités S_0 et S_1 , témoignant d'un serrage tectonique important, vraisemblablement panafricain. Toutefois, ce serrage n'a pas provoqué de métamorphisme épizonal, en affleurement, les pélites se singularisent par des plissements métriques de direction $N120^\circ$ à 190° .

Vers la pointe de Ben Tadjine, apparaissent des pélites rouges affectées d'une schistosité verticale de fracture serrée de direction $N115^\circ - 125^\circ$. Ces déformations ne concernent que les pélites et les gauwackes.

Au cours de l'orogénèse hercynienne, la couverture cambro-ordovicienne n'a été plissée que d'une manière modérée. Cette tectonique engendre souvent des disharmonies dans les niveaux argileux, voire même des rampes.

IV-4- 2- Les déformations cassantes

Les principales caractéristiques de la fracturation du massif est de la tectonique cassante apparaissant à différentes échelles.

A l'échelle locale, nous constatons que le Damrane représente une structure en gradins, découpée par de principales failles ougartiennes (NW-SE). Par conséquent, le massif éruptif se dispose en panneaux rectangulaires de quelques dizaines de kilomètres de long sur quelques douzaines de mètres de large. La série volcanique est basculée d'une dizaine de degrés vers l'Ouest de complexe.

Les données à l'affleurement et celles issues de photographies satellitaires et de l'interprétation du magnétisme montrent l'existence de trois systèmes :

- **Le système ksiksou** ($N035$ à 070°) bien exprimé, surtout dans la couverture cambro-ordovicienne. Il est souvent couplé d'une composante dextre.
- **Le système ougartien** ($N125^\circ$ à $N140^\circ$) est moins net, toutefois le magnétisme permet de l'individualiser.
- **Le système latitudinal** ($N085^\circ$ à $N110^\circ$) est discret au niveau du Damrane.

Dans les coulées basaltiques, les zones tectoniques se traduisent par des couloirs épidotisés (aires épidotisées).

Certaines failles ougartiennes sont injectées de dykes doléritiques et andésitiques. De même, par endroits, le système NE (ksiksou) est injecté de dolérites, ainsi que par des remplissages quartzeux et quartzo- barytiques.

Les affleurements de basaltes bréchiques le long de l'oued Damrane constituent des îlots alignés, laissant supposer l'existence d'une faille émissive.

La faille du Saheb el Ghassal est d'une envergure régionale, elle recoupe latéralement cette structure et est jalonnée de dômes rhyolitiques. Cette faille présente un rejet de 2000m, couplé à une composante senestre (Khakhlov, 1981, EREM et Preidel, 1985, EREM, inédit).

Les mesures des diaclases dans les roches basiques à intermédiaires (**Fig.IV-19 A**) suggèrent une direction majeure de $190^{\circ} - 200^{\circ}$, ce qui correspond probablement au prolongement du système méridional du Hoggar.

La seconde famille de diaclases est celle de la direction $N250^{\circ} - 260^{\circ}$, correspondant aux fracturations majeurs observées dans l'Anti Atlas. Par contre, les diaclases mesurées dans l'assise volcanique acide montrent, en général, une direction majeure de $110^{\circ} - 130^{\circ}$ (**Fig.IV-19 B**).

Au niveau de la couverture cambro-ordovicienne, en plus de la direction $N130^{\circ}$, une seconde génération $N35^{\circ} - 50^{\circ}$ est distinguée (**Fig.IV-19 C**).

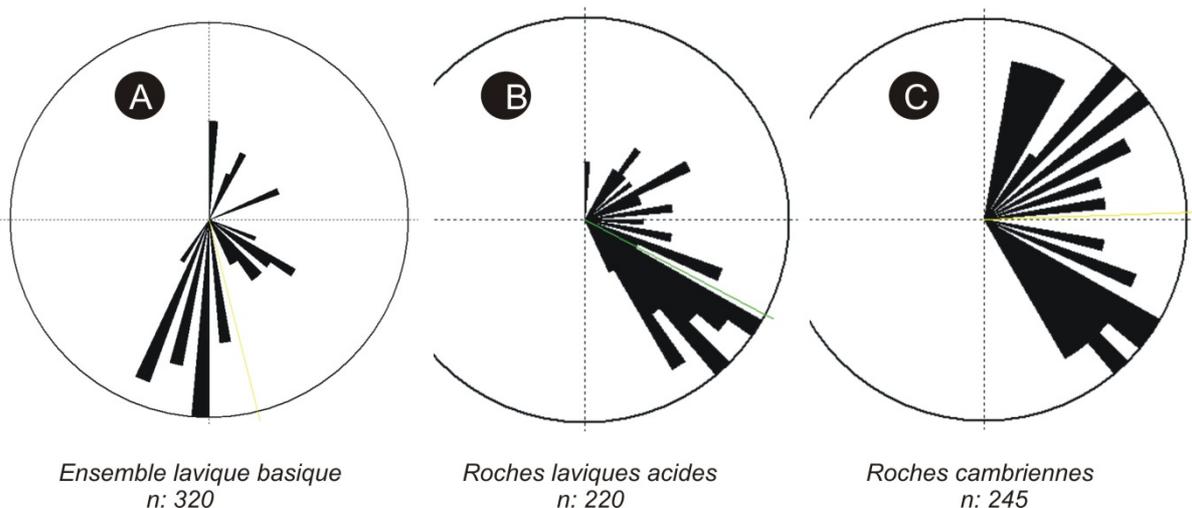


Figure IV-19: Rosaces de fracturations dans les différentes assises rocheuses

IV-5- Les zones d'altération et les minéralisations

Le massif volcanique du Damrane a été le siège d'une activité hydrothermale. Les circulations de solutions hydrothermales empruntent les cassures et les failles qui représentent, en quelque sorte, le dispositif de la «*tuyauterie en plomberie*».

En effet, ce phénomène engendre des altérations hydrothermales nettement exprimées dans les roches volcaniques, sous forme des bandes discontinues de direction N120° à N140° (**Fig. IV-20**).

En observant de près ces bandes d'altération, nous constatons une zonalité transversale, la partie axiale fortement épidotisée se manifeste par le développement de poches de tailles décimétriques à submétriques riches en épidote et calcite, puis une zone médiane ferruginisée et une bande fortement silicifiée.

Les fluides réagissent préférentiellement avec le plagioclase et les pyroxènes des roches basiques pour favoriser le développement d'épidote. L'interaction continue entre le fluide et ces roches conduit à la formation de poches et de nodules d'épidote et éventuellement de concentrations métalliques. Ce phénomène n'est pas développé. A titre indicatif, nous nous contenterons d'une illustration graphique.

Les travaux de prospections (Preidel M., 1985, EREM, et Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit) ont permis la mise à jour de deux types de minéralisation (**fig. IV-20**) :

- La première est à **cuivre natif**, associée aux basaltes vacuolaires, amygdalaires à olivine.
- La seconde est **polymétallique** (Cu – Pb – Zn - Ag), observée vers le Sud-Est. Il s'agit de minéralisations en cuivre (assez insignifiantes) apparaissant au sein des aires basaltiques altérées (en veinules de malachite dans les basaltes).

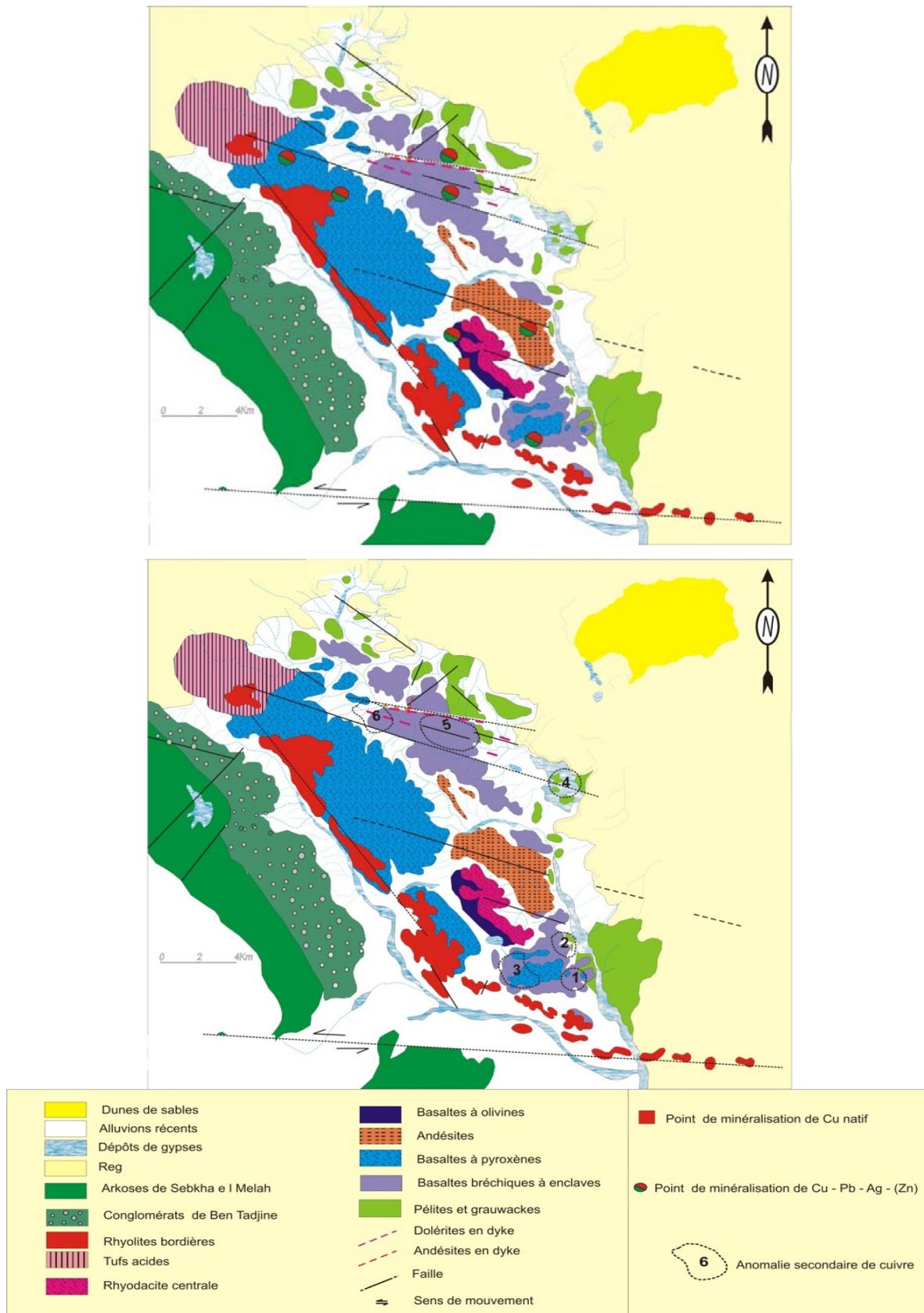


Figure IV-20 : Esquisses des minéralisations (Mekkaoui, 2001, ORGM, inédit).

IV-6- Conclusion

Le massif du Damrane est constitué de trois formations distinctes :

-Un ensemble de base de nature sédimentaire et volcano-sédimentaire. Il s'agit d'une puissante formation volcano-sédimentaire, connue au pied du Djebel Ben Tadjine et à Damrane. Certains termes montrent d'abondantes microrides et des slumps vers le Nord. Cet ensemble s'apparente à une séquence flyschoides avec des sédiments détritiques (quartzites, grès et conglomérats) à intercalations carbonatées.

-Un ensemble volcanique constituant la quasi-totalité du massif magmatique. Il est composé de coulées souvent vacuolaires et bréchiques suggérant une mise en place aérienne. Les volcanites acides sont représentées par des rhyolites et des ignimbrites. Au sud-est de la structure et à l'aplomb de la grande faille du Saheb El Ghassal s'alignent des petites protrusions rhyolitiques tardives. Les basaltes affleurent de façon continue sous forme d'importants reliefs de roches sombres, selon une direction moyenne N120° à N140°. Cette direction est conforme aux fluidalités frustrées observables dans les structures des laves basaltiques du Damrane. Ces basaltes sont souvent affectés par des couloirs de cisaillement et de nombreuses fractures qui favorisent un encroûtement d'oxydes de fer.

- Un ensemble intrusif et hypovolcanique comprenant un laccolite dioritique et un réseau filonien doléritique. Ce dernier est encaissé tantôt dans les formations volcanogènes, tantôt dans les pélites. L'épaisseur de ces filons varie de 1m à 12m, les directions sont N045° à N060° et N120° à N140°. Les plus importants sont les filons de type ougartien, et les filons de type ksiksou.

TROISIEME PARTIE

***PETROGRAPHIE-MINERALOGIE-GEOCHIMIE DU MAGMATISME
BASIQUE DE DAMRANE - KAHAL TABELBALA***

CHAPITRE V**PETROGRAPHIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL
TABELBALA****V-1- Introduction**

Il est de coutume de compléter les observations de terrains d'un examen plus approfondi des échantillons à l'aide du microscope polarisant. Certes, les travaux de terrain sont d'une extrême importance en géologie, mais le monde de la microscopie des roches magmatiques occupe une place prépondérante dans l'étude pétrographique.

En effet, l'étude microscopique permet la détermination des espèces minérales présentes dans la roche ainsi que la texture, ce qui permet de remonter aux modalités de mise en place des magmas à origine de ces roches.

L'étude pétrographique permet aussi d'apporter de nombreuses informations, tant du point de vue pétrologique que de celui du cadre géodynamique. Autrement dit, l'étude des roches basiques en filons et coulées permettrait donc d'avoir une idée directe de la nature du manteau sous-jacent et éventuellement des effets de la contamination crustale, qui pourrait avoir lieu lors de la remontée. Au plan géodynamique, il est admis que les réseaux de filons sont en général des marqueurs d'une distension dans la croûte continentale.

Le présent chapitre aborde donc la pétrographie des roches magmatiques présentes dans l'axe *Damrane - Kahal Tabelbala*, notamment les basiques. Il est basé sur des observations macroscopiques et microscopiques d'innombrables échantillons. Seuls les échantillons suffisamment frais (l'altération hydrothermale a joué un rôle important) ont fait l'objet de cette étude.

Il est à rappeler que dans le massif de Damrane, nous retrouvons le complexe volcanique et un corps dioritique d'une part et un complexe filonien doléritique d'autre part. Ce dernier, composé de deux types de dyke, selon les directions :

- Les dykes doléritiques de direction ougartienne,
- Les dykes doléritiques de direction Ksiksou.

Dans la région de Kahal Tabelbala, le réseau filonien est largement développé et est composé essentiellement de deux types de dolérites totalement différents :

- Les dolérites de Guelb Berrezouk,
- Le dyke axial et ses sills satellites.

Ces roches ont déjà fait l'objet d'une étude pétrographique (Mekkaoui A., et al, 2009).

V-2- La structure de Damrane

V-2-1- Les basaltes

Ces volcanites affleurent de façon continue dans la région du Damrane, sous forme de coulées superposées, formant des reliefs de roches sombres et des bandes suivant une direction moyenne N120°. Cette direction est conforme à la fluidalité frustrée observable dans la structure des laves basaltiques.

D'une façon générale, ces roches sont affectées par des couloirs de cisaillement et de nombreuses fractures qui favorisent des encroûtements d'oxydes de fer et des zones d'altération.

Les basaltes sont, soit en laves aphanitiques à structure massive, soit à tendance porphyrique.

Les coulées les plus basiques (échantillons Dam 43 et 44), présentant une prismation grossière, sont localement fortement épidotisées. La présence de cuivre natif est étroitement liée à ce faciès (Preidel, 1985 et Remichi, 1987).

L'étude microscopique confirme la texture microlitique porphyrique avec une paragenèse minérale composée d'olivine, de pyroxène, de plagioclase et d'opagues.

Dans la lave la plus basique (lame Dam 43), de la mésostase, se détachent des phénocristaux d'olivine, de clinopyroxène et d'opagues :

L'olivine est présente sous forme de gros fantômes craquelés et remplacés essentiellement par de la chlorite.

Le clinopyroxène est phase minérale prépondérante, en volume, qui a été préservée par l'altération. De taille millimétrique à plurimillimétrique, les cristaux sont fréquemment regroupés en agrégats. Ils sont souvent maclés (macle h¹) et peuvent présenter une belle

zonation, avec les anneaux concentriques bien visibles (**Photo 1**). La zonation peut se traduire par un cœur à composition de diopside et une bordure augitique.

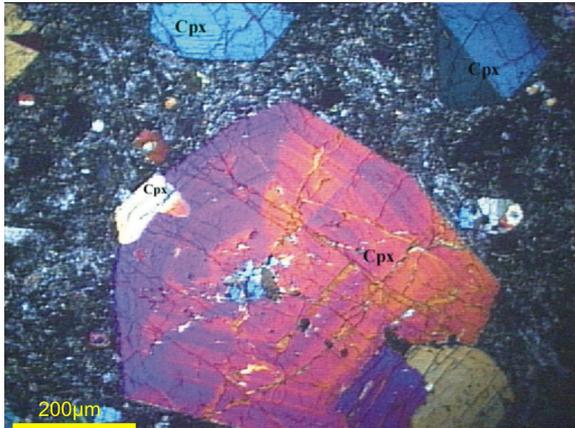


Photo 1 : Phénocristaux de clinopyroxène maclé et zoné. Lame Dam 43. LPA. 50x.

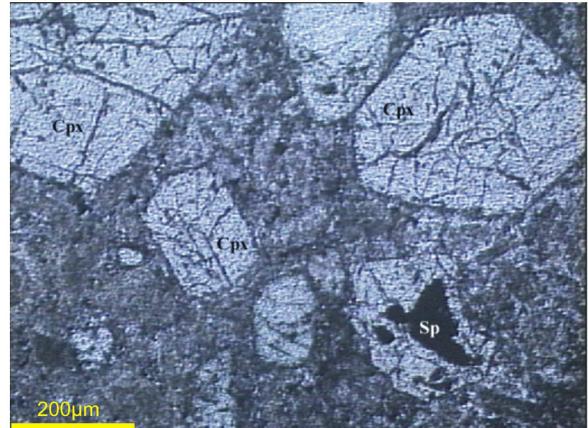


Photo 2 : Inclusion de spinelle dans un phénocristal de Cpx. Lame Dam 43. LN. 50x.

L'opaque, le plus souvent en inclusion dans le clinopyroxène (**photo 2**), est un spinelle sombre dont la composition chimique se rapproche d'une chromite magnésienne et alumineuse.

Il est à noter que dans ce faciès, **le plagioclase** n'est pas présent en phénocristaux.

Dans les basaltes évolués (Lame Dam 13), l'olivine est absente, par contre le plagioclase devient abondant en microphénocristaux et microlites (**Photo 3**). La paragenèse minérale est donc constituée de clinopyroxène, de plagioclase et d'opaque.

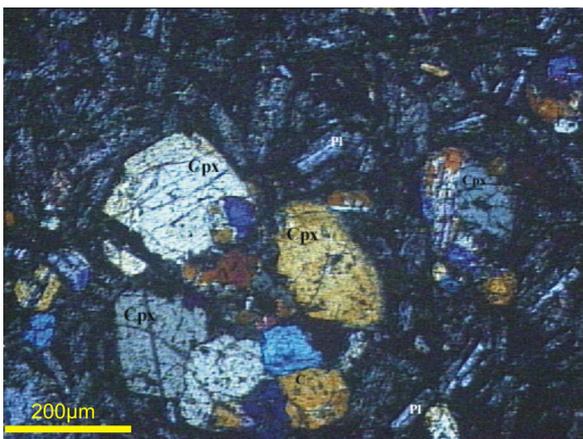


Photo 3 : Agrégat de cristaux de clinopyroxène et apparition de microphénocristaux dans ce basalte évolué. Lame Dam 13. LPA. 50x.

Le clinopyroxène est toujours en gros cristaux maclés et zonés avec une composition augitique. Il est souvent regroupé en agrégat.

Le plagioclase occupe un volume non négligeable (**Photo 3**). Par rapport aux phénocristaux de clinopyroxène, il se présente en plus petits cristaux (microphénocristaux) avec la macle de l'albite. La zonation, très peu visible optiquement, se caractérise par un cœur à composition An_{69} et une bordure à composition An_{60} .

Les opaques sont des oxydes ferro-titanés, le plus souvent en inclusion dans le clinopyroxène. L'analyse chimique montre une composition de titanomagnétite.

La séquence de cristallisation mise en évidence dans ces volcanites comprend deux étapes, celle des phénocristaux et celle de la mésostase. Dans la lave Dam 43, le spinelle a cristallisé en premier, suivi de l'olivine complètement pseudomorphosée, puis du clinopyroxène.

Par contre, dans le basalte évolué (Dam 13 et Dam 56), nous avons l'étape des phénocristaux dans laquelle les inclusions de titanomagnétite ont cristallisé en premier, suivies du clinopyroxène puis du plagioclase.

V-2-2- Le corps dioritique

Grâce aux travaux géophysique de prospection, des anomalies magnétiques ont mené à la réalisation de forages permettant de mettre à jour un corps dioritique.

La roche est mésocrate montrant une texture grenue où se détachent des cristaux tabulaires de plagioclases et des sections sombres plus ou moins aciculaires d'amphibole.

L'analyse microscopique montre une texture grenue, parfois à tendance porphyroïde.

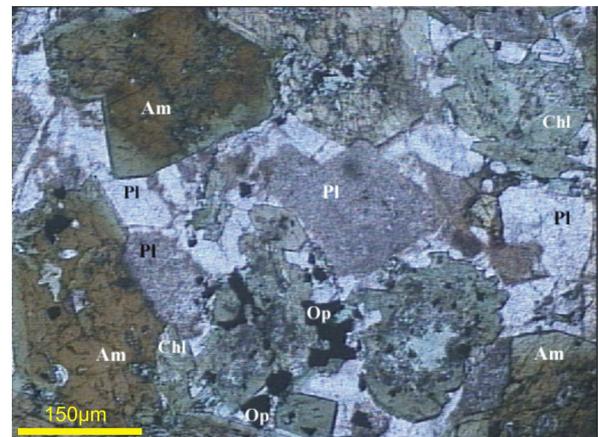
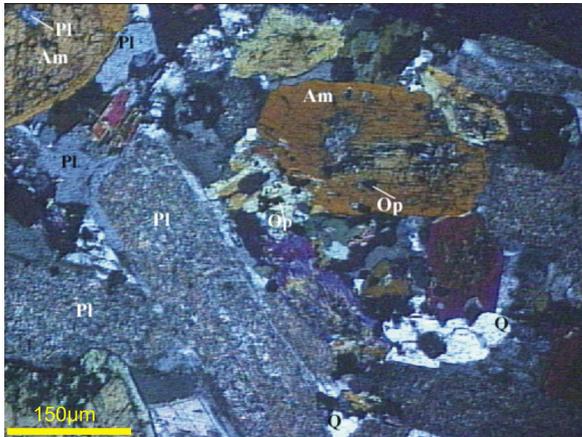
Le plagioclase et l'amphibole sont automorphes à subautomorphes ; quelques plages de quartz et de plagioclase tardives occupent les interstices (**Photo 4**).

Le plagioclase est l'un des constituants prédominants. Il se présente en individus plurimillimétriques automorphes à subautomorphes indiquant une cristallisation précoce par rapport aux autres minéraux. Les grandes lattes de plagioclase sont presque totalement altérées, voire opacifiées, seule la bordure externe, plus limpide, est épargnée (**Photos 4 et 5**). Les compositions chimiques de ces plagioclases seront détaillées en minéralogie.

L'amphibole est commune dans les faciès dioritiques où elle est très abondante. Elle apparaît en grands cristaux prismatiques subautomorphes à automorphes, fréquemment maclés h^1 . Des inclusions d'opaque et de plagioclase peuvent apparaître sur certains individus. C'est une hornblende commune, fortement pléochroïque dans les tons verts, de composition magnésio-hastingsite à magnésio-hornblende. Cette amphibole peut être remplacée en partie par de la chlorite (**Photo 5**).

Le quartz, très peu abondant, occupe un habitus de minéral tardif, en sites interstitiels.

Les minéraux opaques, assez abondants dans ce faciès, peuvent être disséminés dans la roche ou en inclusions dans le plagioclase et l'amphibole (**Photo 5**). Ce sont des grains de magnétite.



Photos 4 et 5 : Faciès dioritique avec une paragenèse à plagioclase, amphibole, opaques et quartz. Lame Dam 56. LPA et LN. 50x.

Abréviations : Pl : plagioclase, Cpx : clinopyroxène, Am : amphibole, Q : quartz, Sp : spinelle, Op : opaque, Chl : chlorite.

La séquence de cristallisation des minéraux dans la diorite de Damrane débute par la cristallisation des opaques, puis des grands cristaux de plagioclase que nous retrouvons en inclusion dans l'amphibole. Cette dernière cristallise ensuite, suivie par un plagioclase xénomorphe plus acide que le premier. Tout comme ce plagioclase tardif, quelques plages xénomorphes de quartz viennent combler les interstices.

V-2-3- Le réseau filonien doléritique

Dans le complexe de Damrane, selon les directions, deux types de dyke doléritique ont été distingués :

- Des dykes doléritiques de direction ougartienne (allongement de N 120° à 140°), encaissés dans le Néoprotérozoïque pélicitique,
- Des dykes doléritiques de direction Ksiksou (KSO1, DLK12...), sécants sur le complexe volcanique et affectant également la couverture paléozoïque (secteur de Rahmani, formation de Sebkhata el Melah où le complexe volcan-plutonique a été étudié par Cherfouh (2001).

V-2-3-1- Les dolérites de direction ougartienne

Ces dykes se caractérisent d'une direction qui varie de N120° à N130°. Elles sont sécants sur les complexe de base pélitique et sur les basales aussi. Leur épaisseur varie de 0.8m à plus de 10m.

L'étude microscopique montre une texture intersertale (intergranulaire) à subophitique. Elle se caractérise par l'agencement de lattes de plagioclase, dont les espaces interstitiels sont comblés essentiellement par des cristaux de pyroxène (**Photos 6 et 7**).

La paragenèse minérale de ces dykes est dominée par les plagioclases, les pyroxènes et les opaques. L'altération post-magmatique est présente, elle se traduit par une saussuritisation et chloritisation des minéraux précoces.

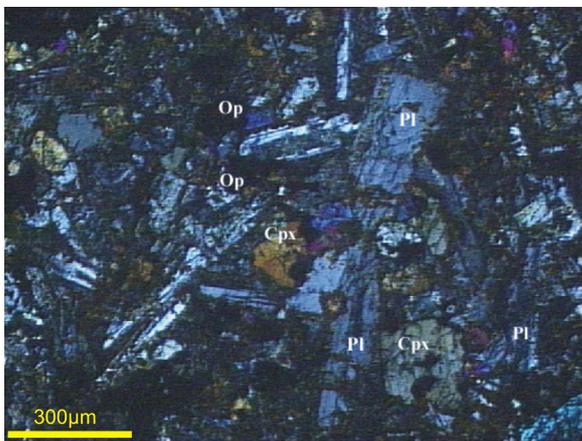


Photo 6 : Dolérite à texture intergranulaire avec une paragenèse à plagioclase, clinopyroxène et opaque. Lame Dam 41. LPA. 25x.

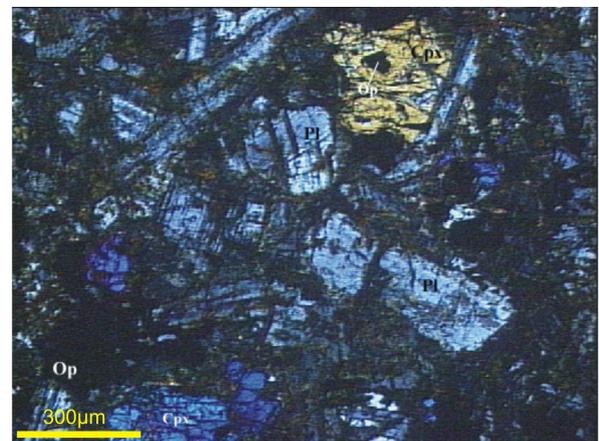


Photo 7 : Lame Dam 41. LPA. 50x.

Le plagioclase occupe un volume important. Il se présente, le plus souvent, en grandes tablettes automorphes à subautomorphes, parfois imbriquées, à macle polysynthétique. Il a une composition d'andésine. Les cristaux sont relativement bien conservés, l'altération peut se traduire par une légère saussuritisation.

Le clinopyroxène est un minéral assez abondant. Les cristaux forment des prismes trapus à contours parfois irréguliers. Il a une composition essentiellement augitique. Certains individus peuvent être partiellement altérés en chlorite, épidote ou calcite.

Les oxydes ferro-titanés, suffisamment abondants (jusqu'à 5%) se présentent en grains arrondis épars ou en inclusions dans le clinopyroxène (**Photos 6 et 7**).

L'ordre d'apparition des minéraux est déterminé à partir de l'agencement des différentes phases minérales. La texture intergranulaire doléritique permet de proposer que

le plagioclase, phase la plus précoce, constitue la charpente. Il délimite des espaces qui sont occupés par le clinopyroxène. Viennent après les oxydes ferro-titanés qui sont souvent en inclusions dans le clinopyroxène.

La phase tardive tardi-magmatique est caractérisée par l'apparition de minéraux secondaires (saussurite, chlorite et calcite) provenant de la transformation des minéraux principaux.

V-2-3-2- Les dolérites de direction "Ksiksou"

Les constituants sont agencés en texture intersertale à subophitique. Elle se caractérise par l'agencement de lattes de plagioclase, dont les espaces interstitiels sont comblés essentiellement par des cristaux de pyroxène. La présence de cristaux de pyroxène englobant entièrement ou partiellement des tablettes de plagioclase traduit ce caractère subophitique (**Photos 8 et 9**). La paragenèse est dominée par le plagioclase, le pyroxène et les opaques.



Photo 8: Dolérite type "Ksiksou". Lame KSO1.
LN. 50x.

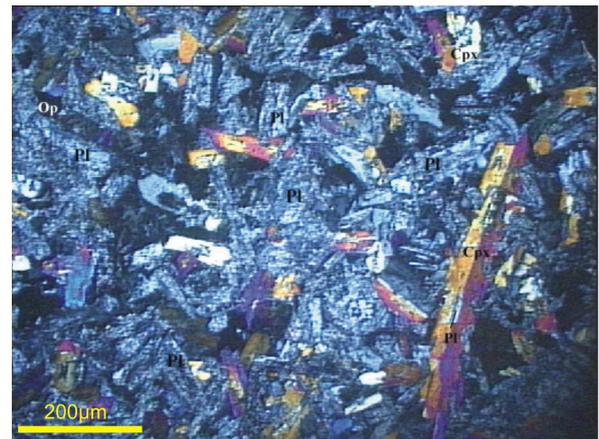


Photo 9: Texture subophitique. Lame KSO1.
LPA. 25x.

Le plagioclase est la phase minérale la plus abondante, il se présente surtout sous forme de grandes lattes inframillimétriques à millimétriques, constituant la charpente intersertale de la roche ou parfois partiellement ou totalement inclus dans le clinopyroxène. Ce minéral montre la macle polysynthétique. Optiquement, la zonation n'est pas décelée. Les individus peu altérés indiquent une composition d'andésine, mais certains cœurs sont complètement remplacés par du feldspath potassique.

Le clinopyroxène apparaît sous forme de prismes trapus et grandes tablettes maclées h¹. De couleur verdâtre, il présente une zonation détectée à la microsonde, à savoir un cœur à composition de pigeonite et une bordure à composition d'augite. Certains cristaux sont envahis par de la calcite et de la chlorite.

Les opaques occupent un volume non négligeable. Ce sont des oxydes ferro-titanés sous forme plages interstitielles ou en gros grains venant se plaquer sur les minéraux précoces (**Photo 8**).

L'agencement des différentes phases minérales permet de proposer la cristallisation précoce du plagioclase, puis du clinopyroxène. Les oxydes ferro-titanés arrivent tardivement en remplissant les vides ou se plaquant sur les deux premières phases.

La phase tardi-magmatique est caractérisée par l'apparition de feldspath potassique envahissant les cristaux de plagioclase, de chlorite et de calcite.

V-3- La structure de Kahal Tabelbala

Aux limites du Kahal Tabelbala, les dolérites sont remarquablement abondantes, avec une absence totale de coulées basaltiques.

Ces dolérites s'expriment sous forme de sills et de dykes, encaissés dans le Néoprotérozoïque et la couverture cambro-ordovicienne. Ces corps hôtes acquièrent un zoning textural lorsque leur épaisseur dépasse 3 mètres.

Ce réseau filonien se répartit en deux types :

- Les dolérites de Guelb Berrezouk,
- Le dyke axial et ses sills satellites doléritiques.

V-3-1- Les dolérites de Guelb Berrezouk

De direction ougartienne, ce type de dolérites s'exprime en dykes et en sills aux alentours du Guelb Berrezouk. D'une densité relativement élevée et une susceptibilité magnétique élevée, l'altération en boules ou en pelures d'oignon est très commune pour ces roches. Leur encaissant est Cambrien, avec un contact franc. Ces corps hôtes montrent toujours des bordures figées de quelques centimètres d'épaisseur.

Ces dolérites révèlent une paragenèse à olivine, pyroxène, plagioclase et opaques. Elles se distinguent des autres dolérites par la présence d'olivine.

L'échelle microscopique permet de mettre en évidence une texture intersertale à tendance porphyrique avec des phénocristaux d'olivine et de Cpx.

L'olivine se présente en grandes sections automorphes à subautomorphes, craquelées et iddingsitisées (**Photo 10**). Dans certains faciès, il ne reste plus que des fantômes d'olivine remplis de chlorite et de serpentine (**photo 11**).

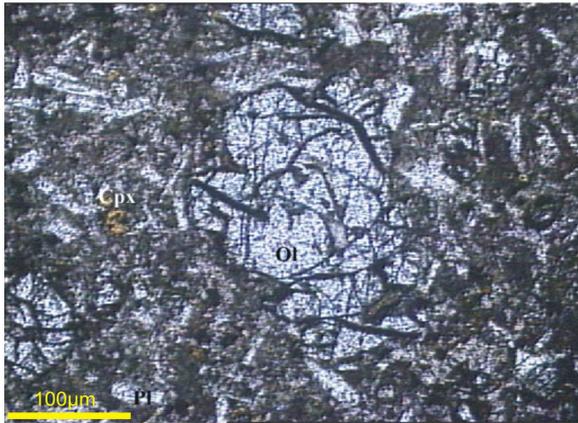


Photo 10: Dolérite à tendance porphyrique avec phénocristaux d'olivine saine. Lame KT36. LN. 50x.

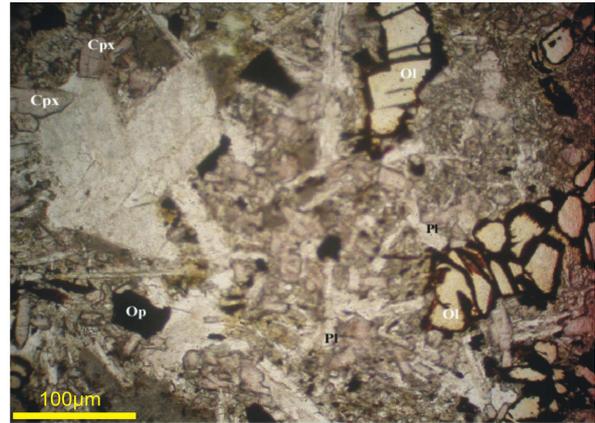


Photo 11: Les fantômes d'olivine remplacée par la serpentine et à bordure iddingsitisée. Lame KT26. LN. 50x.

La composition des cristaux d'olivine fraîche s'étale de FO_{90} à FO_{77} .

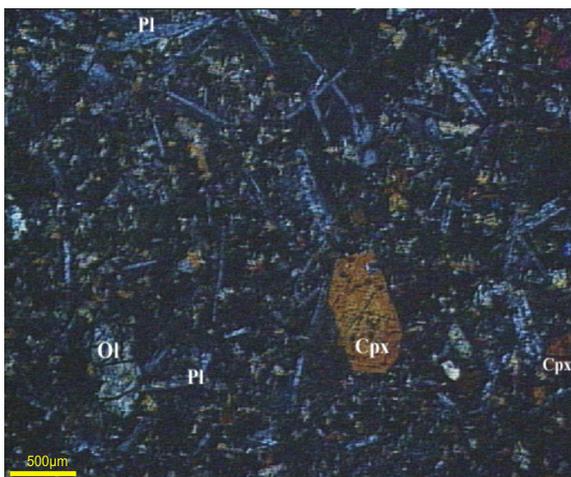


Photo 12: Phénocristal de clinopyroxène dans une mésostase riche en baguettes de plagioclase. Lame KT36. LPA. 25x.

Le clinopyroxène est relativement abondant, il se présente soit sous forme de grands prismes automorphes (**Photo 12**), parfois présentant la macle en sablier, soit de petites sections ou grains subarrondis dispersés dans la mésostase (**Photos 10 et 11**). La composition chimique montre essentiellement du diopside.

Le plagioclase est en petites tablettes et en microlites non orientés. Ces cristaux présentent la macle de l'albite et sont

parfois saussuritisés. Les individus sains indiquent une composition de labrador.

Les opaques sont soit en inclusions dans l'olivine ou épars dans la mésostase. Leurs compositions chimiques (cf minéralogie) les rapprochent du pôle ulvospinelle.

Dans certains échantillons, l'altération est importante et s'exprime par un envahissement de carbonates.

La séquence de cristallisation se traduit par la cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés, puis de l'olivine et du clinopyroxène. Le plagioclase, en petits cristaux et en microlites, arrive plus tardivement.

V-3-2- Les dolérites du dyke axial et ses sills satellites

Sa direction est ougartienne (N130°), il représente manifestement un trait majeur de la géologie du Kahal Tabelbala. Son épaisseur est importante, elle atteint plus de 250 mètres d'épaisseur et il s'étale en longueur sur plusieurs dizaines kilomètres.

Un échantillonnage systématique fait apparaître des variations de faciès liées à la puissance, mais, il ne révèle pas d'évolution longitudinale.

Dans ses sections les plus épaisses, il ressort des variations texturales importantes du cœur grenu verdâtre aux bordures fines sombres, avec un passage progressif d'un faciès à un autre.

L'étude microscopique confirme une texture grenue doléritique à gros grains plurimillimétriques au cœur et à grains fins inframillimétriques en bordure de ces filons.

Au cœur de ce dyke, la pétrographie est relativement homogène, avec une texture intergranulaire. La paragenèse primaire, typique de tholéiites continentales, est essentiellement constituée de plagioclase, de clinopyroxène et d'oxydes ferro-titanés (**Photos 13 et 14**).

Le plagioclase, comme dans toutes les roches doléritiques, correspond à l'une des phases les plus abondantes. Il se présente en grandes tablettes automorphes à subautomorphes, à macle polysynthétique et parfois Carlsbad. Les cristaux sont souvent séricitisés ou damouritisés. Les compositions chimiques donnent des compositions de labrador au cœur et jusqu'à oligoclase vers la périphérie des cristaux.

Le clinopyroxène bien développé, forme des grands cristaux se disposant entre les lattes de plagioclases. Le plus souvent maclés h¹ et de composition augitique à pigeonitique,

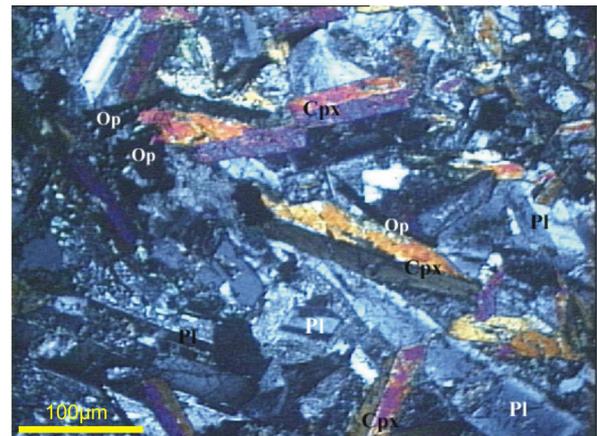
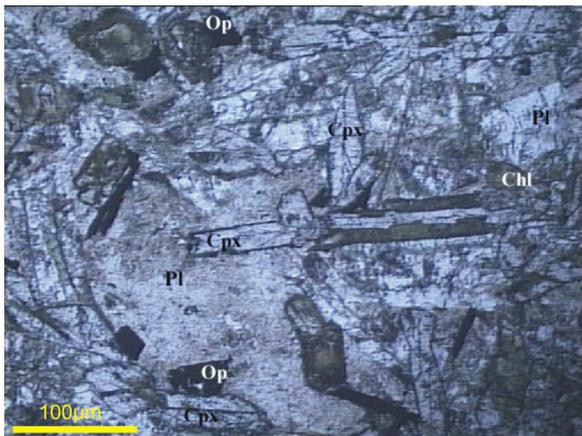
ces cristaux présentent une zonation avec un cœur incolore et une bordure colorée plus riche en calcium (**Photo 13**). Cette augite peut être chloritisée à ses bordures.

Les opaques sont nombreux dans la roche sous forme de sections plus ou moins carrées et de baguettes. Ils comportent souvent des inclusions de plagioclase et ont une composition d'ilménite.

Le quartz, rare, se développe soit d'une manière interstitielle, soit en association granophyrique lorsqu'il y a syn-cristallisation avec le feldspath potassique.

L'altération tardi-magmatique se traduit par l'apparition de séricites, damourite, de chlorite et pas mal de carbonate.

L'agencement des différentes phases minérales permet de proposer la cristallisation précoce du plagioclase, puis du clinopyroxène. Les oxydes ferro-titanés arrivent tardivement en remplissant les vides ou se plaquant sur les deux premières phases, suivis par la syn-cristallisation du quartz avec le feldspath potassique.



Photos 13 et 14 : faciès central du dyke axial. Lame KT14. LN et LPA. 50x.

Dans les faciès intermédiaires et de bordure, le grain devient plus fin, les phénomènes d'altération sont moins importants. L'étude microscopique révèle une texture très fine avec une paragenèse minérale qui rejoint celle du cœur du dyke ; toutefois, le clinopyroxène paraît plus abondant (**Photo 16**). La texture intersertale à subophitique avec une paragenèse minérale toujours dominée par le plagioclase, le clinopyroxène et les opaques.

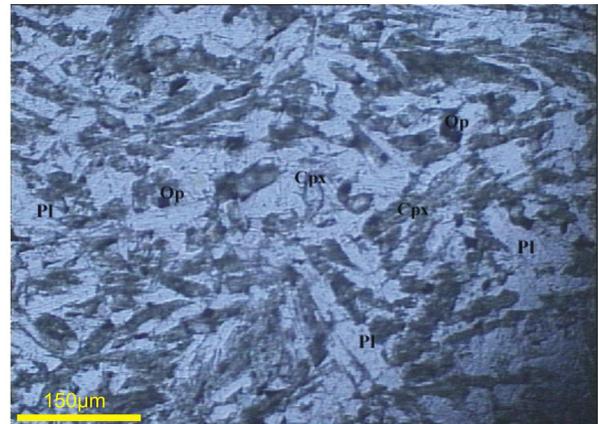
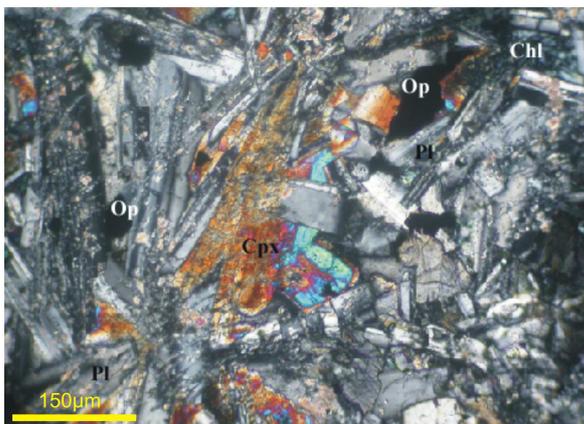
Le plagioclase se présente en tablettes automorphes à subautomorphes, à macle polysynthétique et parfois Carlsbad. Les cristaux sont souvent séricitisés ou

damouritisés. Dans ces faciès intermédiaires et de bordure, le plagioclase est plus calcique avec des compositions atteignant An₇₁ et An₆₈ (bytownite-labrador).

Le clinopyroxène bien développé, de couleur brunâtre, forme des tablettes ou prismes se disposant entre les lattes de plagioclases. Il est souvent maclé h¹ et présente une composition augitique.

Les opaques sont nombreux et occupent les interstices (**Photo 15**). Ils ont une composition d'ilménite.

La chlorite est un minéral secondaire assez présent.



Photos 15 et 16 : Faciès intermédiaire et de bordure du dyke axial. Lame KT10 et KT12. LN et LPA. 100x.

6. Conclusion

L'étude pétrographique des roches basiques dans l'axe Kahal Tabelbala Damrane a permis de mettre en évidence de faciès dans le dyke axial. Les autres dykes et sills sont sous forme de dolérites, qui se caractérisent par des textures fines ophitiques à intersertales, en relation avec la faible puissance de leur gisement. Ces dolérites sont subdivisées en deux faciès grâce à leur association minéralogique :

Des dolérites à olivines à tendance porphyriques, constituées principalement de clinopyroxènes, des plagioclases et des phénocristaux d'olivines, dont certaines sont transformées en iddingsite et chlorite.

Des dolérites à clinopyroxènes, certaines évoquent des textures doléritiques classique, d'autres sont grenues. Leur minéralogie primaire est assez constante, elle comprend des plagioclases, des augites et des opaques.

Le dyke axial est caractérisé par une association de 4 faciès déposés symétriquement par rapport à l'axe de dyke. En général ce sont des dolérites à clinopyroxènes, présentant une évolution texturale progressive.

Au niveau du Damrane, les dolérites sont omniprésentes, de direction ougartienne et ksiksou. Ce sont des dolérites à pyroxènes. Les basaltes sont de deux types, à olivine et à pyroxènes.

CHAPITRE VI

MINERALOGIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA

VI-1- Introduction

La caractérisation pétrologique de ce magmatisme basique passe obligatoirement par une étude minéralogique détaillée qui a pour but de déterminer la composition chimique des principales phases minérales (olivine, pyroxène, plagioclase, amphibole, oxydes ferro-titanés) de ces différents termes pétrographiques et de préciser les variations de compositions de chaque phase minérale.

Par ailleurs, nous tenterons d'approcher les conditions thermodynamiques de leur cristallisation (P , T , P_{H_2O} , f_{O_2} ...)

Les analyses ont été réalisées à la microsonde électronique **CAMECA SX 100** de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand. Les conditions analytiques ont été fixées à 15 nA, 15 kV de tension d'accélération et 10s de temps de comptage. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés. La précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Une quinzaine d'échantillons ont été sélectionnés sur la base de leur homogénéité et leur représentativité sur les aires d'affleurement des deux domaines géologiques étudiés, la région de Damrane et celle de Kahal Tabelbala.

VI-2- La structure de Damrane

Les minéraux étudiés sont l'olivine, le pyroxène, l'amphibole, les feldspaths et les opaques. Les compositions chimiques et les formules structurales sont consignées dans les **annexes 3, 4, et 5, tableaux 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 et 9.**

VI-2-1- Etude chimique des différentes phases minérales du complexe volcanique

Constitué d'importants affleurements basaltiques, les laves de Damrane révèlent des paragenèses à olivine, pyroxène, feldspaths et opaques (**Annexe 3, tableaux 1, 2 & 3**).

VI-2-1-1- Les olivines

Dans les laves les plus basiques (Dam 43 et Dam 44), où la texture est microlitique porphyrique, se détachent de gros fantômes d'olivine remplacés essentiellement par la chlorite.

VI-2-1-2- Les clinopyroxènes

C'est une phase minérale prépondérante qui a été suffisamment préservée par l'altération.

Les analyses et les formules structurales sont portées dans l'Annexe 3, tableau 1.

Dans les faciès les plus basiques (Dam 43), la position des analyses dans le diagramme de Morimoto (1988) (Fig.VI-1) montre que ces basaltes se caractérisent par la présence de phénocristaux d'augite magnésienne dont les pourcentages sont de ($\text{En}_{49.09-39.65}\text{Fs}_{16.57-7.45}\text{Wo}_{43.84-39.65}$). Certains d'entre eux montrent une zonation se traduisant par un cœur à composition de diopside ($\text{En}_{48.22-45.11}\text{Fs}_{9.62-5.50}\text{Wo}_{46.28-45.28}$) et une bordure augitique ($\text{En}_{47.01-45.13}\text{Fs}_{11.59-9.62}\text{Wo}_{43.84-43.36}$).

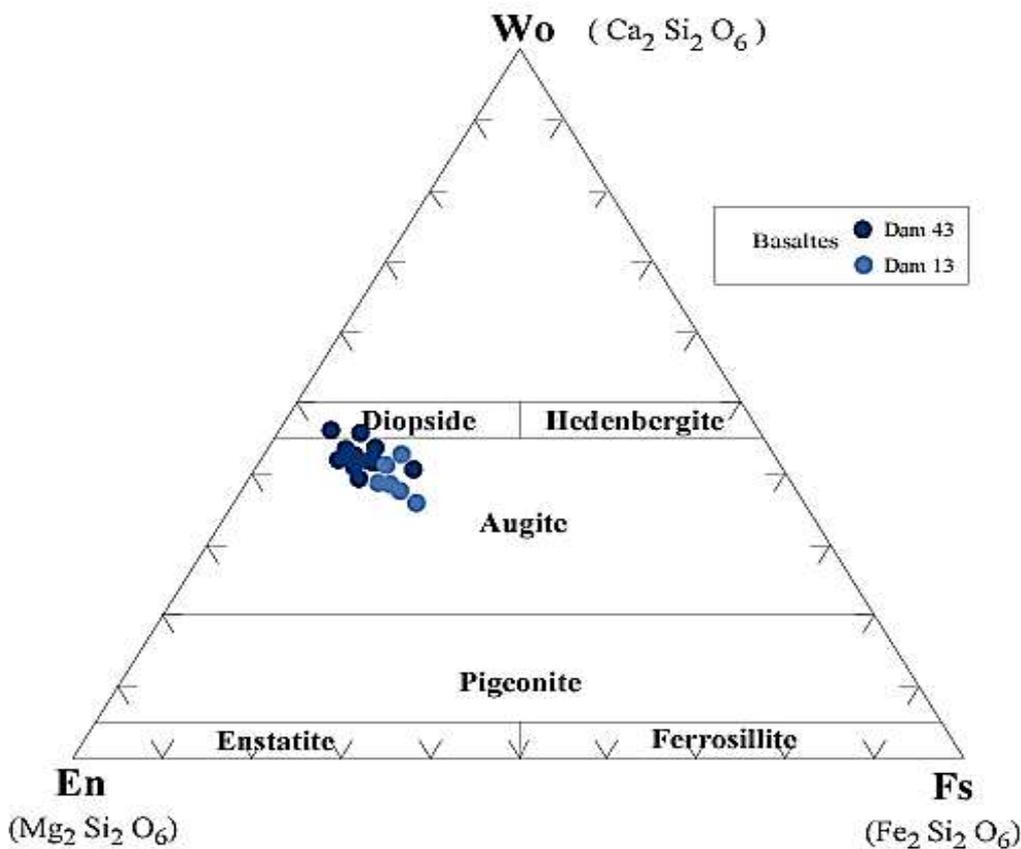


Figure VI-1: Position des clinopyroxènes du complexe volcanique de Damrane dans le diagramme de Morimoto (1988).

Les rapports Mg\# ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$) de ces clinopyroxènes sont assez étalés (92-74).

Les teneurs, faibles, sont comprises entre 0,14 et 0,7% pour TiO_2 , entre 1,87 et 5,46% pour Al_2O_3 , entre 0,18 et 0,30% pour Na_2O et entre 0,04 et 1,05% pour Cr_2O_3 .

Dans les basaltes plus évolués (Dam 13 & Dam 53 bis), les clinopyroxènes, également zonés, sont des augites légèrement moins riches en calcium et plus riches en fer ($\text{En}_{46.42-42.22}\text{Fs}_{18.41-13.23}\text{Wo}_{42.83-37.62}$) que les précédentes. Leurs rapports Mg\# sont plus faibles (82-73).

Les teneurs en TiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O et Cr_2O_3 sont également faibles dans les clinopyroxènes de ces basaltes évolués.

VI-2-1-3- Les feldspaths

Dans les laves les plus basiques, le plagioclase n'est pas présent en phénocristaux, ni en microcristaux. Grâce à la microsonde, nous avons pu déceler une plage de feldspath avec un composant orthose à 98%.

Le plagioclase est présent dans les basaltes évolués sous la forme de microphénocristaux subautomorphes et de taille inframillimétrique.

Les formules structurales calculées sur la base de 8 oxygènes (**Annexe 3, tableau 2**) sont reportées dans le diagramme triangulaire Or-Ab-An (**Fig.VI-2**).

Dans ces volcanites, les plagioclases ont des teneurs en anorthite allant d' An_{69} à An_{60} . Les compositions chimiques montrent une zonation normale qui est très peu visible optiquement. Cette zonation se caractérise par un cœur à composition An_{69} et une bordure à composition An_{60} . Il est à noter que la teneur en K est de 3% ; le composant orthose n'est donc pas négligeable.

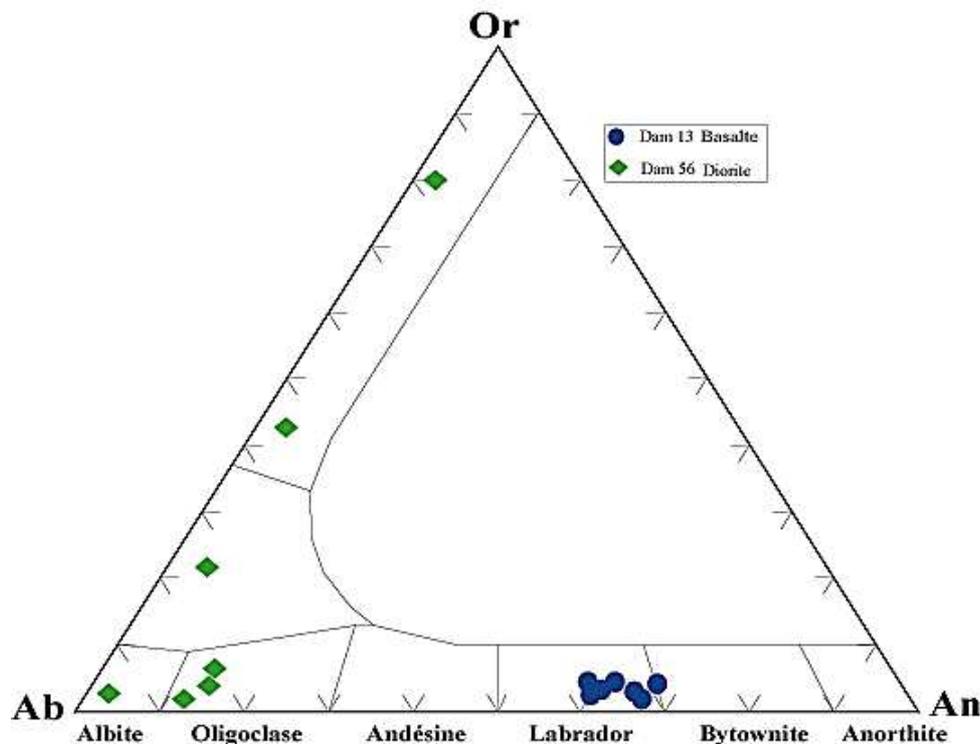


Figure VI-2 : Projection des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.

VI-2-1-4- Les opaques

Dans les faciès les plus basiques (Dam 43), l'analyse chimique à la microsonde a permis de déceler des cristaux de spinelle en inclusion dans le clinopyroxène (**Fig. VI-3**).

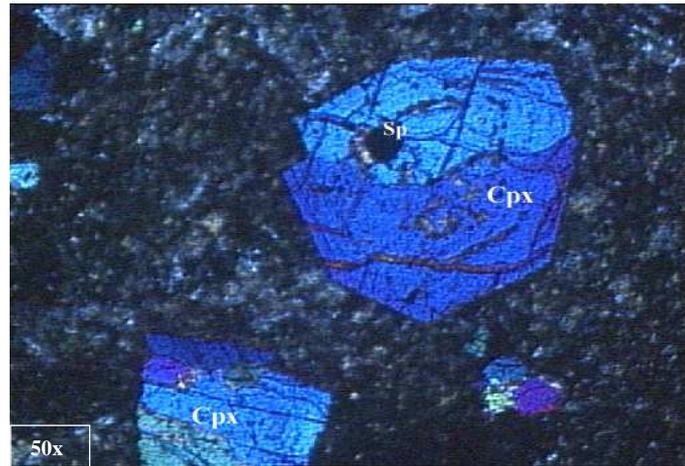


Figure VI-3 : Inclusion de spinelle dans un clinopyroxène.
Lame Dam 43. LPA. 50x.

Les compositions chimiques et les formules structurales sont consignées dans l'Annexe 3, tableau 3.

Elles montrent des compositions très riches en chrome ($37.51 < Cr_2O_3 < 50.25$) et peu alumineuses ($11.55 < Al_2O_3 < 13.81$).

Selon la nomenclature de Haggerty (1981), les rapports mg^* $[(Mg/Mg+Fe)_100]$ compris entre 40 - 46 et cr^* $[Cr/Cr+Al]100$ compris entre 65-74 situent ce minéral dans le domaine proche de Mg-Al chromite (**Fig.VI-4**).

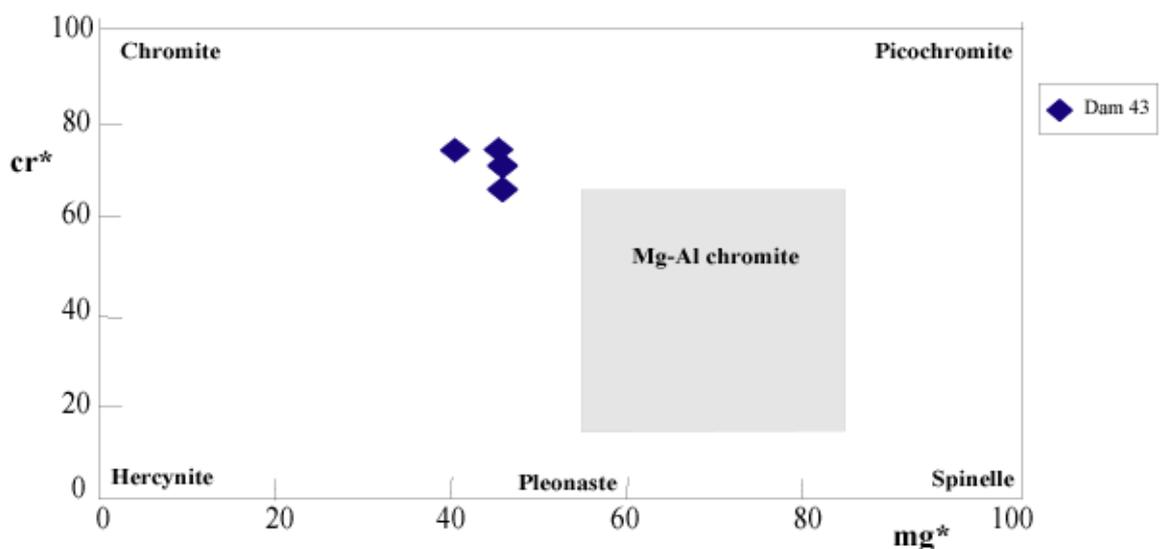


Figure VI-4 : Diagramme cr^* $(Cr/Cr+Al)100$ versus mg^* $(Mg/Mg+Fe)100$ du spinelle, à partir de la nomenclature de Haggerty (1981).

Dans les basaltes évolués (Dam 13 & Dam 53bis), les opaques sont des oxydes ferro-titanés (**Fig. VI-5**).

Les analyses chimiques et les formules structurales dans l'Annexe 3, tableau 3 montrent des compositions de titanomagnétite, avec des teneurs élevées en fer total atteignant 79% et celles de titane comprises entre 10 et 12%.

Les teneurs en MgO et MnO sont inférieures à 0,5% traduisant des composants geikielite et pyrophanite négligeables. Par contre, le pourcentage en chromite n'est pas négligeable (jusqu'à 3.81%).

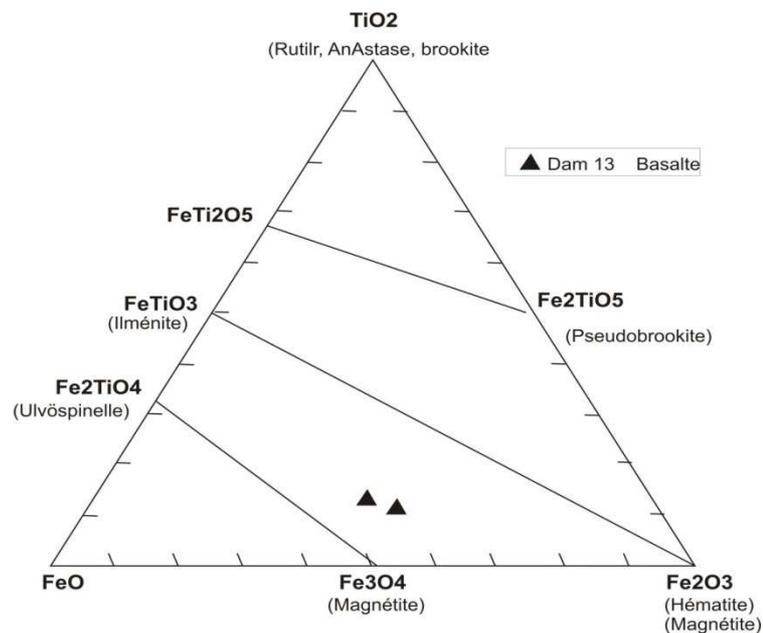


Figure VI-5 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme de Deer et al. (1992).

VI-2-2- Etude chimique des différentes phases minérales des dolérites de Damrane

Les analyses et les formules structurales des principales phases minéralogiques sont portées dans l'annexe 4, tableaux 4, 5 et 6.

Dans le complexe de Damrane, selon les directions, deux types de dyke doléritique ont été distingués :

- Des dykes doléritiques de direction ougartienne (Dam41, Dam32.....), encaissés dans le Néoprotérozoïque pélicitique, leur paragenèse minérale est dominée par les plagioclases, les pyroxènes et les opaques.

- Des dykes doléritiques de direction Ksiksou (KS01, DLK12), sécants à la fois sur le complexe volcanique et les pélites de base et affectant également la couverture paléozoïque.

VI-2-2-1- Les pyroxènes

Les analyses et les formules structurales sont mentionnées sur l'annexe 4, tableau 4.

Dans les dykes doléritiques "ougartiens", les clinopyroxènes occupent le champ de l'augite, en empiétant légèrement sur le domaine du diopside ($\text{En}_{43.37-40.51} \text{Fs}_{19.87-11.51} \text{Wo}_{45.12-37.79}$) (Fig. VI-6).

Les rapports Mg# ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$) sont assez homogènes (75-70), les teneurs en TiO_2 (<1.66), en Al_2O_3 (1.7 à 3.28), en Na_2O (<0.42) et en Cr_2O_3 (<0.03) sont faibles.

Dans les dykes de direction "Ksiksou", la lecture du tableau d'analyses montre clairement les compositions chimiques des deux types de clinopyroxènes, contrairement aux premiers :

- Un clinopyroxène riche en CaO type augite ($\text{En}_{39.86-28.12} \text{Fs}_{42.96-26.35} \text{Wo}_{37.78-28.92}$) dont les concentrations en Al_2O_3 (1,40 à 2,5%), en TiO_2 (0,45 à 0,72%) et Na_2O (0,16 à 0,24%) sont faibles. Les teneurs en Cr sont pratiquement nulles.

- Un clinopyroxène pauvre en CaO de type pigeonite ($\text{En}_{66.30-47.98} \text{Fs}_{41.50-24.79} \text{Wo}_{12.67-8.91}$), dont les teneurs en SiO_2 sont plus élevées (52.45 à 53.74%) et en Al_2O_3 , TiO_2 et Na_2O plus faibles.

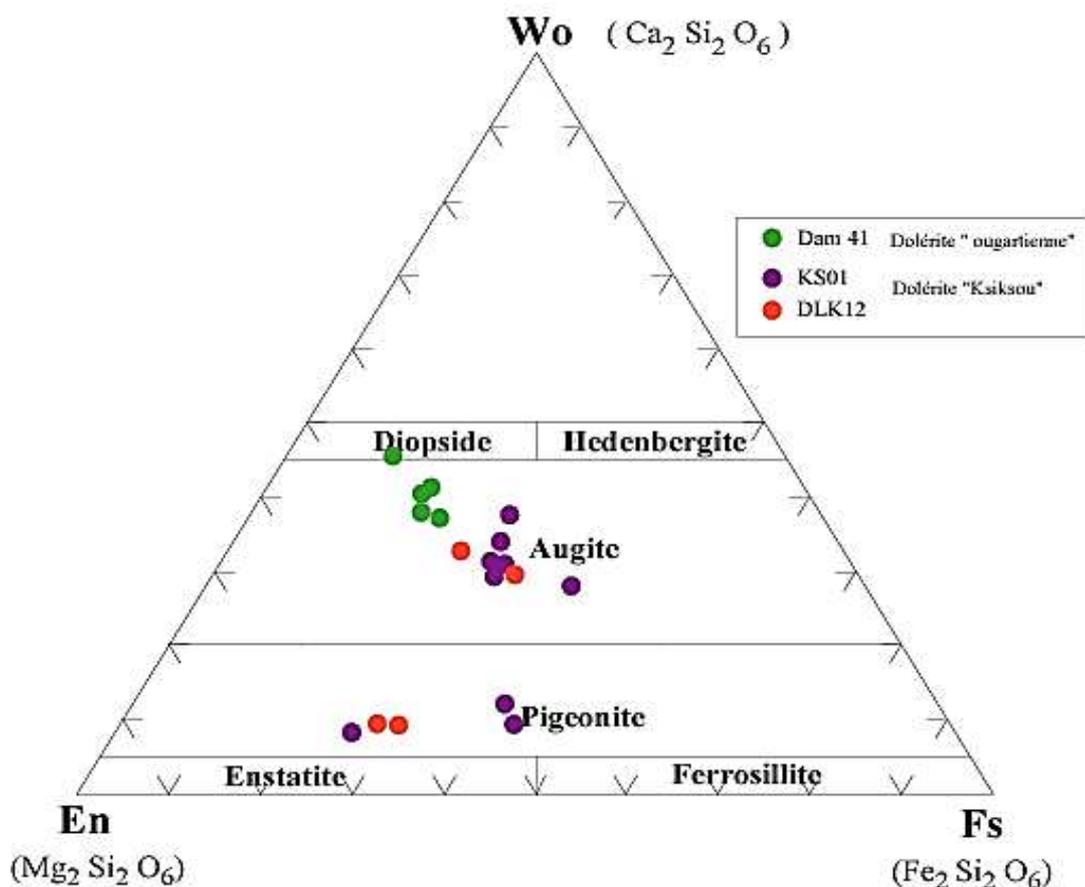


Figure VI-6 : Position des clinopyroxènes des dolérites de Damrane dans le diagramme de Morimoto (1988).

VI-2-2-2- Les feldspaths

Les analyses et les formules structurales des feldspaths sont portées dans l'annexe 4, tableau 5.

Le plagioclase est la phase minérale prépondérante dans les dolérites. Placées dans le diagramme Or-Ab-An (Fig. VI-7), les analyses des deux types de dolérite montrent :

- Des compositions homogènes se situant dans le champ de l'andésine (jusqu'à An_{47}) dans le cas des dolérites "ougartiennes". La zonation est insignifiante et le composant orthose n'est pas négligeable ($3.5\% < Or < 3.6\%$).

- Des compositions plus étalées allant de l'andésine à la bytownite dans le cas des dolérites "Ksiksou". Les teneurs en anorthite peuvent atteindre An_{83} avec un composant orthose faible compris entre 0,53 et 1,40%.

Il est à noter que les cœurs des cristaux de plagioclase sont souvent altérés et complètement remplacés par du feldspath potassique.

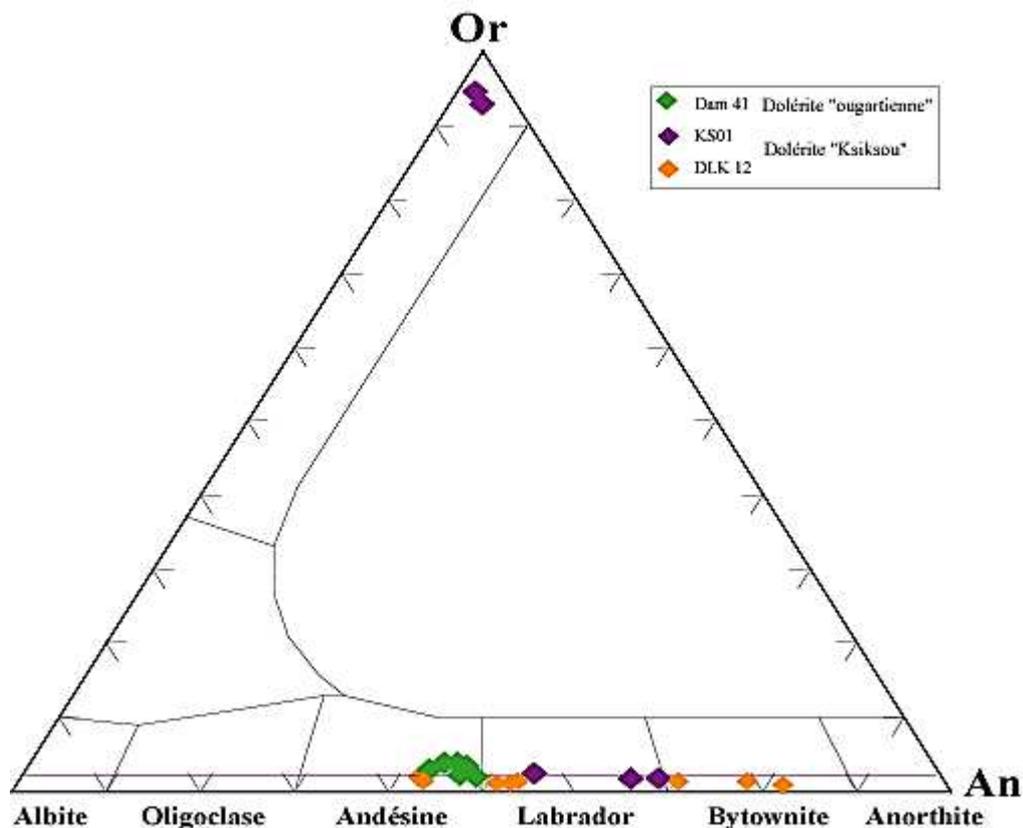


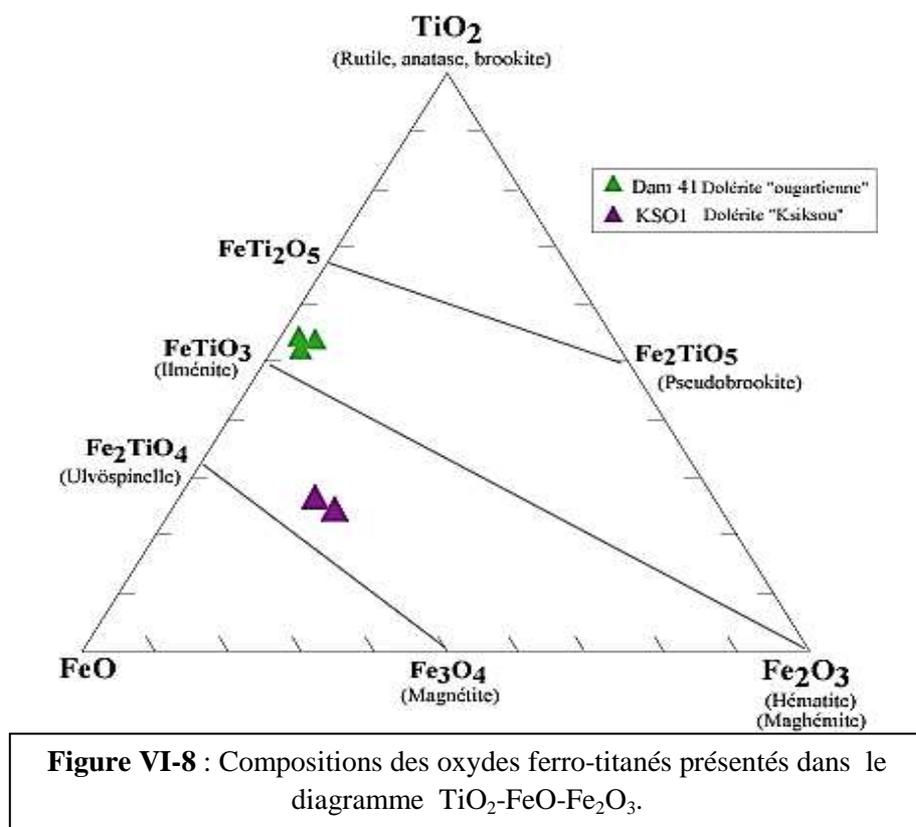
Figure VI-7 : Les feldspaths des dolérites de Damrane dans le diagramme An-Ab-Or.

VI-2-2-3- Les opaques

Bien qu'apparaissant après le plagioclase et le clinopyroxène, ils constituent une des phases importantes de la paragenèse primaire. Les analyses chimiques et les formules structurales sont consignées dans l'annexe 4, tableau 6.

Dans les dolérites "ougartiennes", l'oxyde ferro-titané est une ilménite (**Fig. VI-8**) pauvre en composant hématite avec des teneurs en Fe_2O_3 ne dépassant pas 4 %. Le composant geikielite est insignifiant ($\text{MgO} < 0.03\%$) et les teneurs en MnO sont également faibles ($< 2\%$).

Dans les dolérites "Ksiksou", les analyses chimiques montrent des compositions de titanomagnétite au sens large, avec des teneurs en fer total d'une moyenne de 68% et celles de titane comprises entre 22 et 24%. Ces concentrations situent ces opaques sur la droite Magnétite-Ulvospinelle. Les concentrations en MgO et en Cr_2O_3 sont quasiment nulles. Les teneurs en Al_2O_3 ne sont pas négligeables (1.30%).



VI-2-3- Etude chimique des différentes phases minérales du corps dioritique

L'étude microscopique de ce corps dioritique (Dam56) révèle une paragenèse à plagioclase, amphibole, quartz et oxydes ferro-titanés.

Les analyses et les formules structurales sont notées sur l'annexe 5, tableaux 7, 8 et 9.

VI-2-3-1-Les feldspaths

Comme nous l'avons évoqué au chapitre pétrographie, les cristaux de plagioclase sont presque totalement altérés, seule la bordure externe est épargnée (**Fig. VI-9**).

Quelques bordures de ces minéraux ont été analysées à la microsonde, dont les analyses et les formules structurales sont portées dans l'**annexe 5, tableaux 7**.

L'altération particulière affectant presque la totalité du minéral permet de montrer des compositions très pauvres en anorthite (An_{6-3}) avec un composant orthose très élevé, atteignant 45% (**Fig. VI-2**). Les bordures de ces plagioclases se caractérisent par des compositions An_{16-12} , ce qui laisserait présager des teneurs en anorthite plus élevées au cœur.

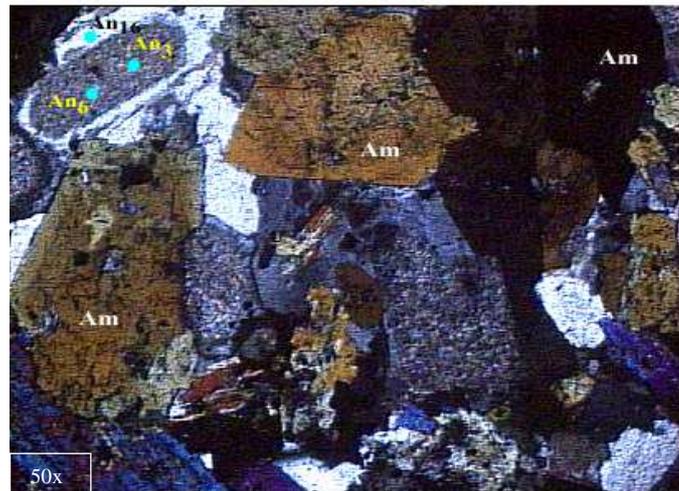


Figure VI-9 : Détail sur un plagioclase dans la diorite. Lame Dam56. LPA

VI-2-3-2- Les amphiboles

Cette phase hydroxylée est commune dans les faciès dioritiques où elle est très abondante. Elle se présente en cristaux prismatiques subautomorphes de taille submillimétrique à millimétrique. Les analyses et les formules structurales sont portées dans l'**annexe 5, tableau 8**.

Pour cette étude, nous avons adopté la nomenclature de l' I.M.A (Leake, 1978 ; Leake et al., 1997).

La formule structurale d'une amphibole est calculée sur la base de 23 oxygènes:



Le remplissage des sites structuraux suivant la méthode de Leake (1978) et Leake et al. (1997) est le suivant:

A = Na, K

X = Fe^{2+} , Mg, Mn, Ca, Na

Y = Al, Ti, Cr, Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mg, Mn

Z = Si, Al

Le rapport Fe^{2+}/Fe^{3+} a été calculé selon la méthode préconisée par Droop (1987).

Les analyses correspondent au groupe des amphiboles calciques avec $(Ca+Na)_X > 1.34$, $(Na+K)_A < 0.50$, $Ti < 0.50$ et $(Na+K)_A > 0.50$ et $Ti < 0.50$.

Dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997), elles se projettent dans les domaines des magnésio-hastingsites et des magnésio-hornblendes (**Fig. VI-10**).

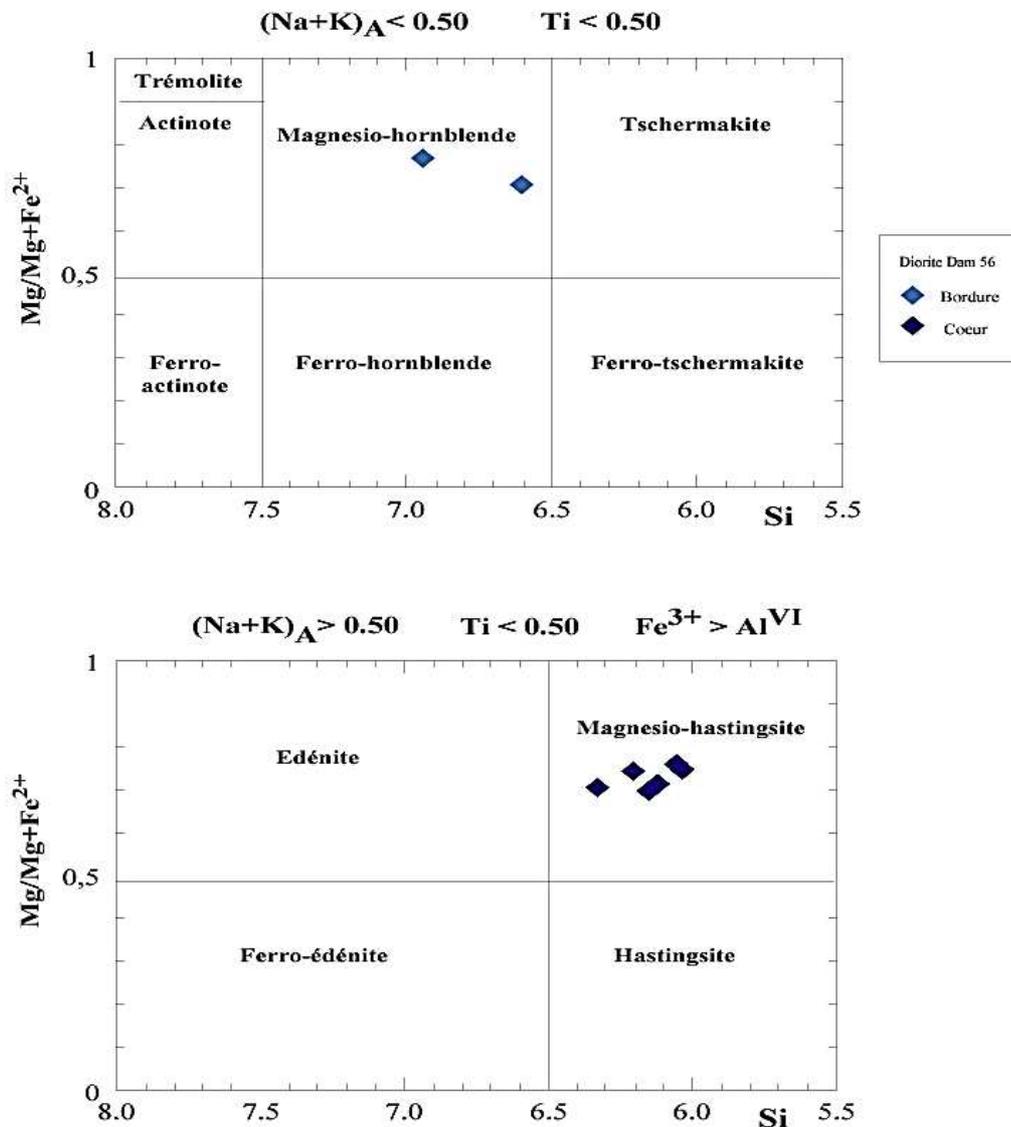


Figure VI-10 : Nomenclature des amphiboles du faciès dioritique, selon la nomenclature de Leake et al. (1997).

Nous pouvons constater que toutes les analyses présentent un rapport XMg supérieur à 0,5, affichant un net caractère magnésien. Elles semblent montrer une zonation avec un appauvrissement en Al_2O_3 , TiO_2 et Na_2O du cœur (Mg-Hastingsite) à la périphérie (Mg-Hornblende). Ces cœurs de Mg-Hastingsite se caractérisent par les teneurs élevées en Al (1.81 à 2.14 atomes dans la formule structurale (a. /f.u.), en Ti (0.28 à 0.42 a./f.u.) et Na (0.62 à

0.68 a./f.u.). Elles sont donc compatibles avec une origine profonde que nous verrons, plus tard, dans les conditions de cristallisation.

VI-2-3-2- Les oxydes ferro-titanés

Ces minéraux sont précoces, ils sont, la plupart du temps, inclus dans le plagioclase et l'amphibole (**Fig. VI-9**). Les analyses à la microsonde (**Annexe 5, tableau 9**) ont permis d'identifier de la magnétite où les teneurs en titane et en chrome sont négligeables (**Fig. VI-11**).

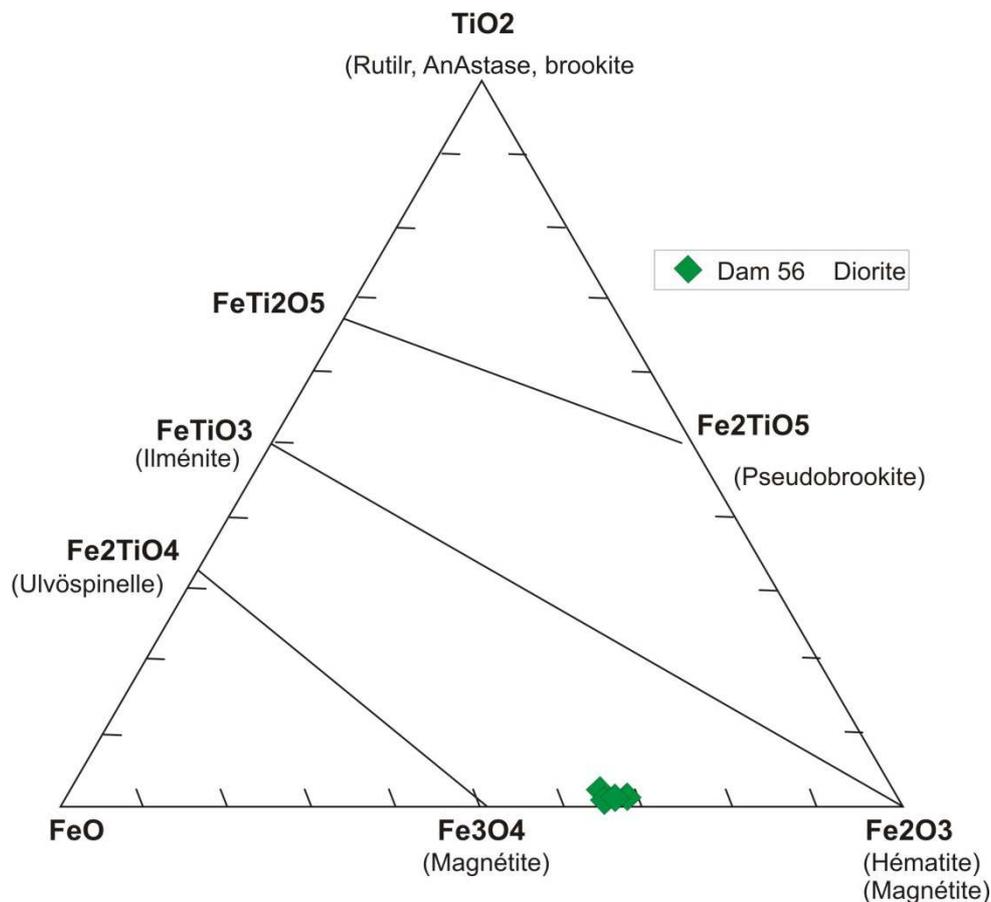


Figure VI-11 : Compositions des oxydes ferro-titanés présentés dans le diagramme $TiO_2-FeO-Fe_2O_3$

VI-3- La structure de Kahal Tabelbala

Le réseau filonien est largement développé et est composé essentiellement de dolérites qui peuvent se répartir en deux types :

- Les dolérites de Guelb Berrezouk (KT26, KT36) ;
- Le dyke axial et ses sills satellites doléritiques (KT21, KT14, KT10, KT12.....).

Les minéraux étudiés sont l'olivine, le pyroxène, les feldspaths et les opaques. Les compositions chimiques et les formules structurales sont consignées dans l'**annexe 6, tableaux 10, 11, 12 et 13.**

VI-3-1- Etude chimique des différentes phases minérales

De direction ougartienne, les dolérites de Guelb Berrezouk révèlent une paragenèse à olivine, pyroxène, plagioclase et opaques, alors que dans le dyke axial, l'olivine est absente.

VI-3-1-1- Les olivines

Les analyses et les formules structurales sont portées dans l'**annexe 6, tableau 10.**

Dans ces dolérites à texture intersertale à tendance porphyrique, se détachent des phénocristaux d'olivine, souvent à bordures iddingsitisées et altérés en chlorite.

Certaines sections d'olivine sont fraîches et couvrent une assez large gamme de compositions. Les pourcentages molaires de forstérite (Fo) varient de Fo_{89.62} à Fo₇₇ ; elles sont donc très magnésiennes. Elles présentent une zonation, du cœur à la périphérie, correspondant à une augmentation des teneurs en fer (10 à 20%) et une diminution en MgO (49 à 39%). Les cœurs de certains cristaux sont si élevés en forstérite (jusqu'à Fo₉₀) qu'ils pourraient être considérés soit (i) comme des cristaux d'olivine ayant cristallisé à partir d'un magma primitif, (ii) ou comme des xénocristaux d'olivine ayant servi de support de cristallisation pour les olivines générées (Fo₈₃ à Fo₇₇) par le liquide basique à l'origine de ces dolérites. Nous verrons cela en géochimie.

VI-3-1-2- les clinopyroxènes

Les analyses à la microsonde réservées aux pyroxènes des dolérites de Kahal Tabelbala sont citées dans l'**annexe 6, tableau 11.**

Dans les dolérites de Guelb Berrezouk, les clinopyroxènes occupent le champ du diopside et au-delà avec 52% wollastonite (En_{29.36-40.91} Fs_{5.35-18.34} Wo_{47.56-54.09}) (**Fig. VI-12**), avec des rapports Mg# (Mg/Mg+Fe²⁺) assez étalés (87-70).

Certaines sections montrent une zonation se traduisant par un cœur plus magnésien (Mg# atteignant 86) que la bordure (70).

Il est à noter les teneurs élevées en TiO₂ (2-5.61%), en Al₂O₃ (4-10%) et en Na₂O (0.39-0.81%) de ces clinopyroxènes.

Le dyke axial doléritique qui présente des différences de texture (voir pétrographie) semble montrer également des variations de composition, du cœur à sa bordure.

Alors que les analyses des faciès de bordure et intermédiaires (KT 12, KT10) donnent des clinopyroxènes de type augite, dans les faciès du cœur (KT14, KT21), les analyses font distinguer deux types de clinopyroxène (**Fig. VI-12**) :

- Un clinopyroxène riche en CaO essentiellement type augite,
- Un clinopyroxène pauvre en CaO de type pigeonite.

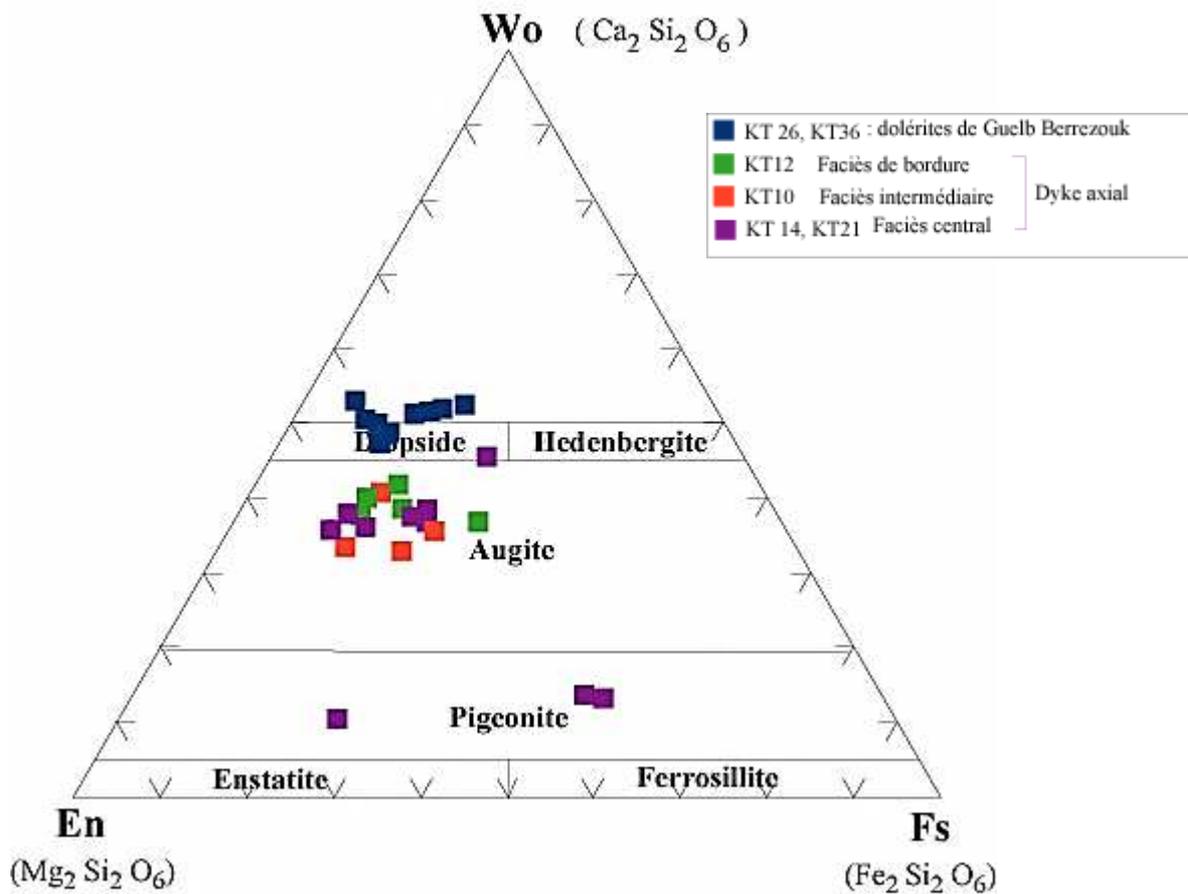


Figure VI-12 : Nomenclature des pyroxènes des dolérites de Kahal Tabelbala dans le diagramme de Morimoto (1988).

VI-3-1-3- Les feldspaths

Les analyses à la microsonde des feldspaths des dolérites de Kahal Tabelbala sont notées sur l'**annexe 6, tableau 12**.

Dans les dolérites de Guelb Berrezouk, les plagioclases, le plus souvent en microlites, ont des teneurs en anorthite allant d' An_{68} à An_{46} (**Fig.VI-13**). Les compositions chimiques montrent une zonation normale qui se caractérise par un cœur à composition An_{68-63} et une bordure à composition An_{60-46} . Comme l'altération n'est pas négligeable dans ces faciès, le composant orthose peut être élevé et atteindre jusqu'à 7%.

Dans le dyke axial, entre son cœur et sa bordure, se détectent des différences de composition avec une augmentation du composant anorthite :

- Dans les faciès centraux, des compositions modérées en anorthite se traduisant par une zonation normale allant de An_{53} au cœur jusqu'à An_{27} vers la périphérie des cristaux,
- Dans les faciès intermédiaires, des compositions allant du labrador ($An_{68.5}$) au cœur à l'oligoclase (An_{23}) à la périphérie,
- Enfin, dans les faciès de bordure, des compositions plus élevées en anorthite atteignant la bytownite (An_{71}) au cœur et An_{46} en bordure.

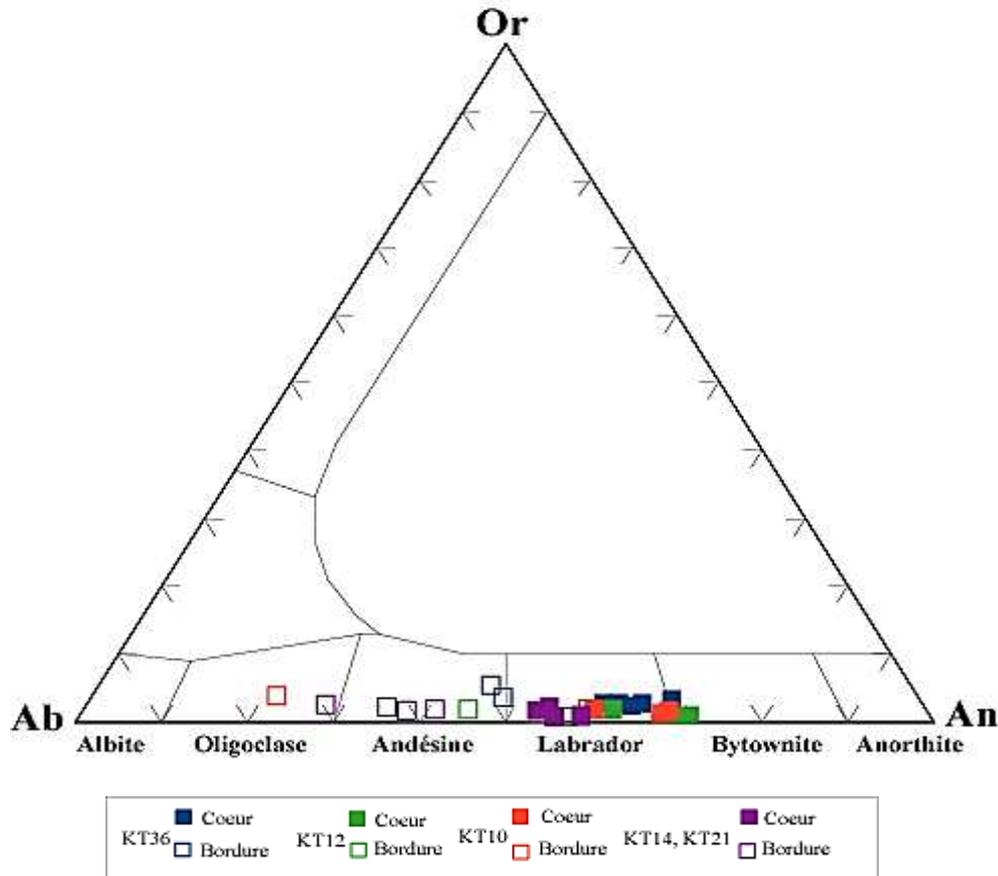


Figure VI-13 : Projection des plagioclases dans le diagramme Ab-An-Or.

VI-3-1-4- Les opaques

Quelques opaques ont été analysés à la microsonde, dont les résultats sont portées dans l'**annexe 6, tableau 13**.

Dans les dolérites de Guelb Berrezouk, l'opaque est soit en inclusion dans l'olivine ou épars dans la matrice. Ses teneurs en FeO et TiO₂ le rapprochent du pôle ulvospinelle (**Fig. VI-14**). Les teneurs en Al₂O₃ ne sont pas négligeables (jusqu'à 3.44%).

Dans le dyke axial, du cœur à la bordure, les analyses chimiques de l'oxyde ferrotitané montrent des compositions d'ilménite. Cette dernière est pauvre en composant hématite

avec des teneurs en Fe_2O_3 ne dépassant pas 8 %. Le composant geikielite est également faible ($\text{MgO} < 0.06\%$). Par contre, le composant pyrophanite n'est pas négligeable avec des teneurs en MnO jusqu'à 4.5%.

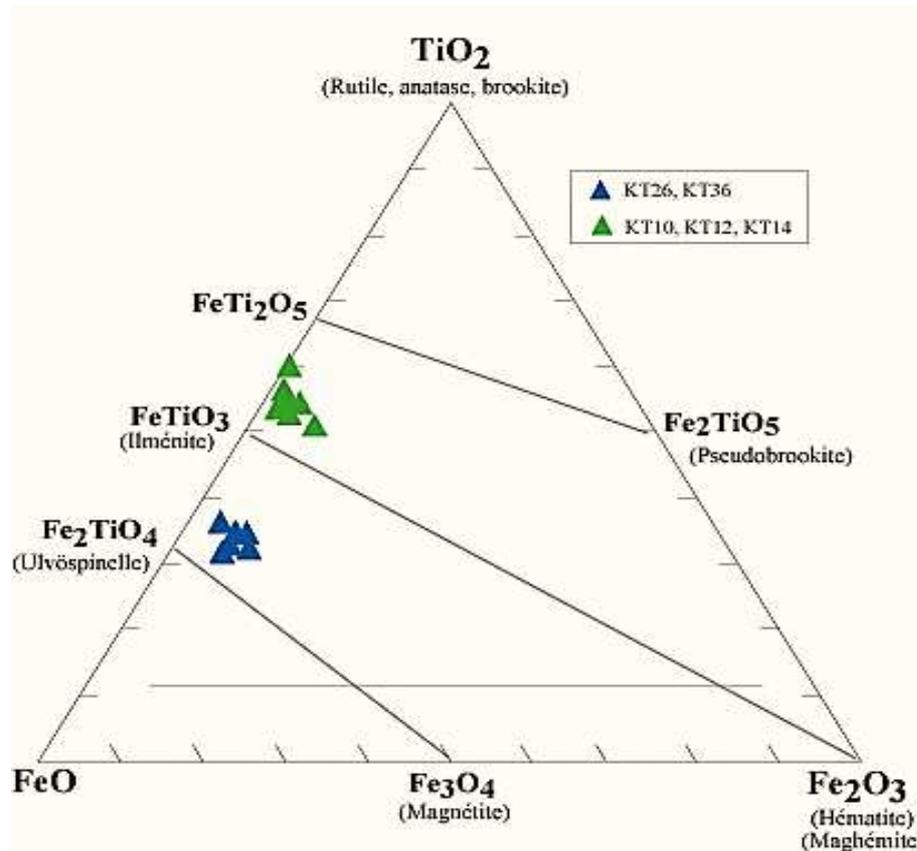


Figure VI-14 : Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme de [Deer et al. \(1992\)](#).

VI-4- Affinité géochimique et géotectonique à partir du chimisme du clinopyroxène

L'étude chimique du pyroxène est importante dans la mesure où, même en relique, il peut préserver la signature géochimique du magma originel (Nisbet et Pearce, 1977 ; Johan Z., 1979 ; Leterrier *et al.*, 1982).

Les travaux de Kushiro (1960) et de Lebas (1962) ont montré la relation entre la composition des clinopyroxènes et la nature du magma à partir duquel ils prennent naissance.

Ils ont montré que les teneurs en TiO_2 et Al_2O_3 des Cpx augmentent depuis les concentrations des magmas tholéiitiques vers celles des magmas alcalins.

Pour Kushiro (1960), les magmas tholéiitiques sursaturés en silice ont des Cpx riches en SiO_2 et pauvres en Al_2O_3 .

Par ailleurs, à partir de diagrammes binaires, Leterrier *et al.* (1982) ont proposé des affinités géochimiques et des sites géotectoniques. Pour l'utilisation de ces représentations

graphiques, il faut un minimum de dix analyses et ne sont prises en compte que les analyses des Cpx ayant les cations Ca supérieurs à 0.5 (Leterrier et *al.* (1982).

VI-4-1- La structure de Damrane

Dans les affleurements basaltiques, une majorité de Cpx présentent des cations Si supérieurs à 1.90 et Al inférieurs à 0.11 (cf **tableaux 1 et 4**), ce qui traduit un caractère sursaturé en silice.

Dans le diagramme de Lebas (1962), mettant en relation la teneur en alumine et le degré d'alcalinité, les Cpx des basaltes de Damrane se situent dans le domaine des roches subalcalines (**Fig. VI-15**).

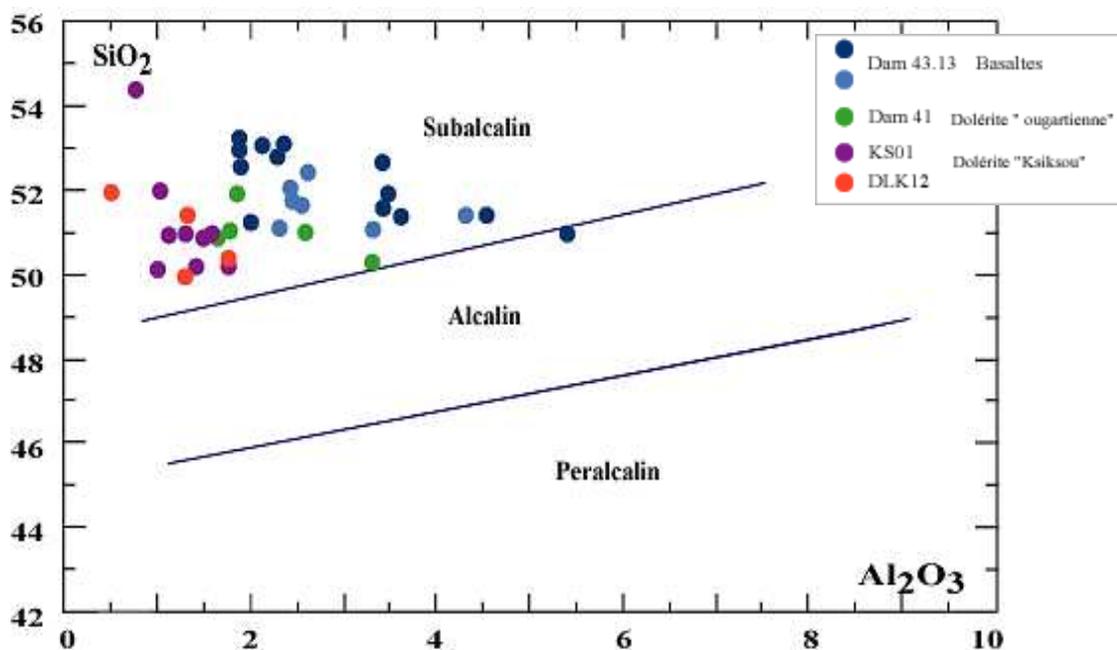


Figure VI-15 : Diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962) pour les clinopyroxènes des roches de Damrane.

Par ailleurs, dans les diagrammes Ti+Cr versus Ca et Ti versus Ca+Na de Leterrier et *al.* (1982) (**Fig. VI-16**), les Cpx de ces volcanites tombent majoritairement dans le domaine des séries orogéniques et confirment leur position dans le champ des basaltes tholéitiques et calco-alcalins.

En ce qui concerne les dolérites, dans les deux types "ougartien" et "ksiksou", tous les Cpx présentent des cations Si supérieurs à 1.90 et Al inférieurs à 0.11 (cf **tableaux 1 & 4**), ce qui traduit un caractère sursaturé en silice. Ils se situent tous dans le domaine non orogénique et subalcalin (**Fig. VI-15 et 16**).

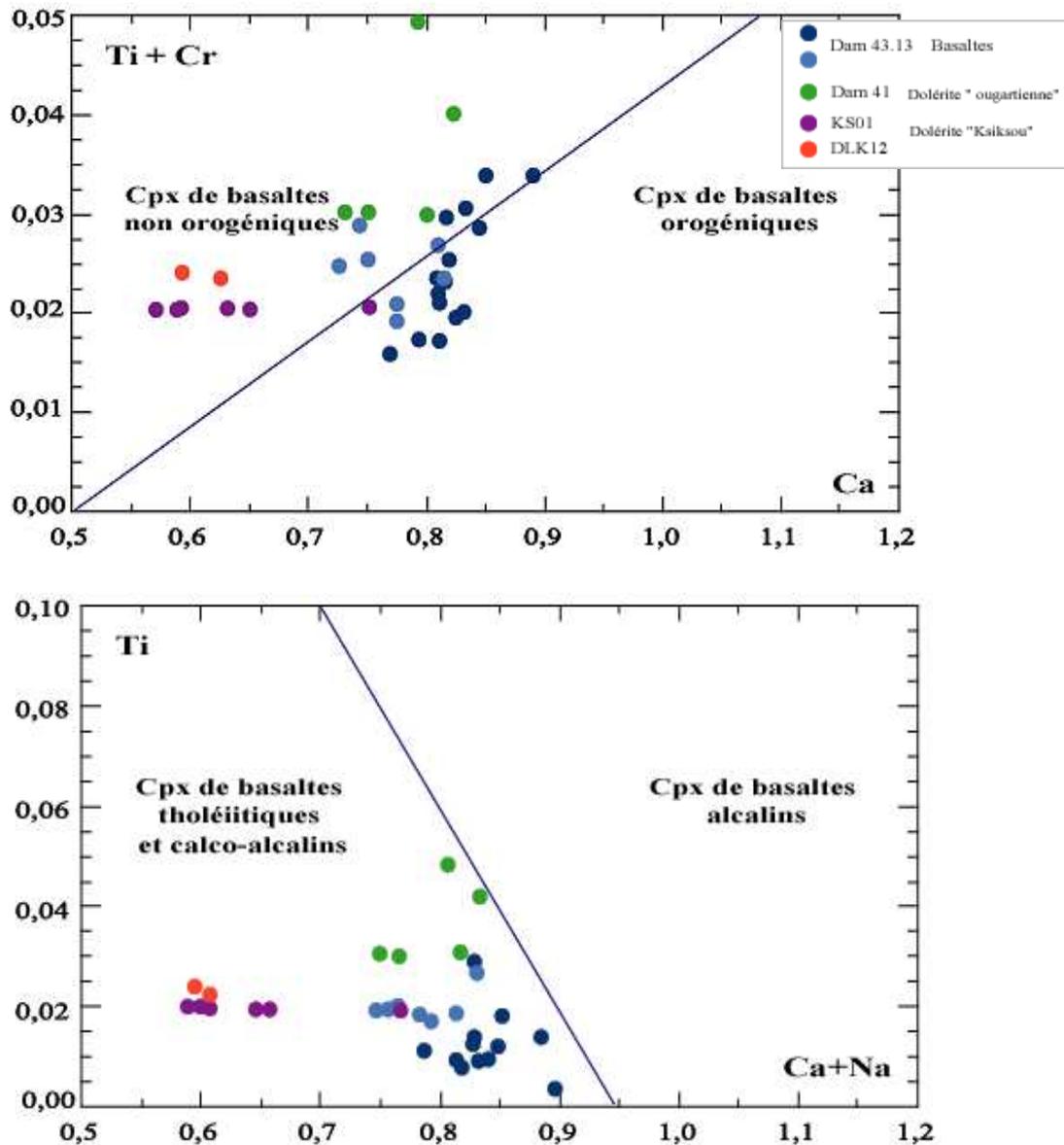


Figure VI-16 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes de Leterrier et al. (1982).

IV-4-2- La structure de Kahal Tabelbala

Les dolérites de Guelb Berrezouk montrent leur particularité par rapport aux autres dolérites. Leurs Cpx traduisent des différences avec des cations Si compris entre 1.60 et 1.83 et Al compris entre 0.18 et 0.45, ainsi que des teneurs en TiO_2 élevées (jusqu'à 5.60%) reflétant des caractères de magmas alcalins. Les diagrammes de Lebas (1962) et de Leterrier et al. (1982) viennent corroborer ce caractère (**Fig. VI-17**).

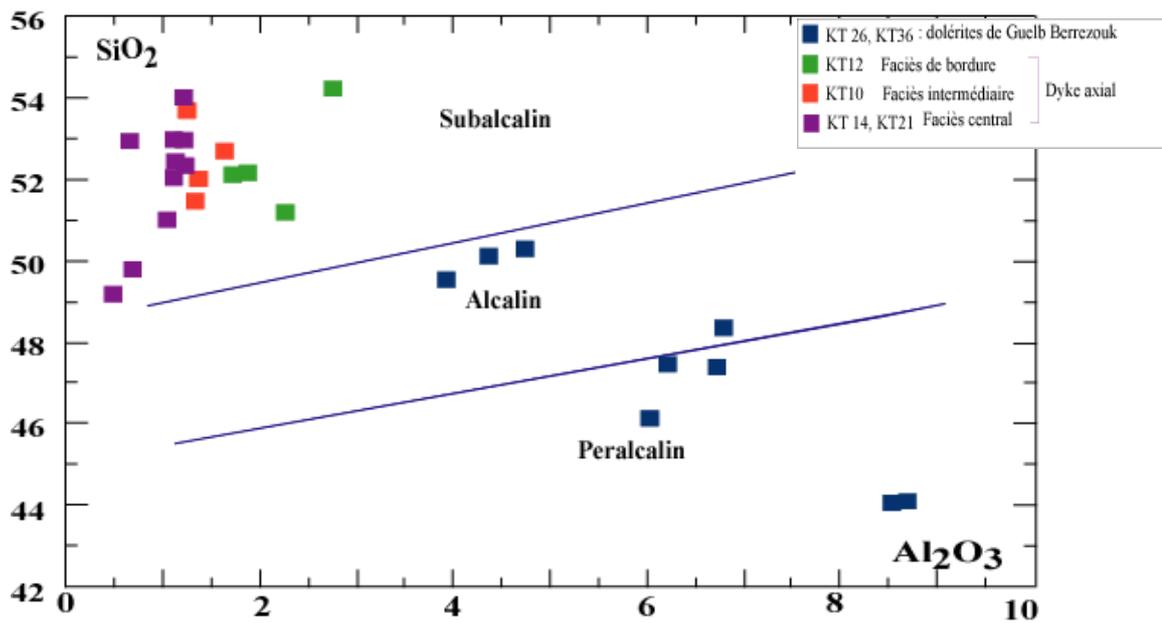
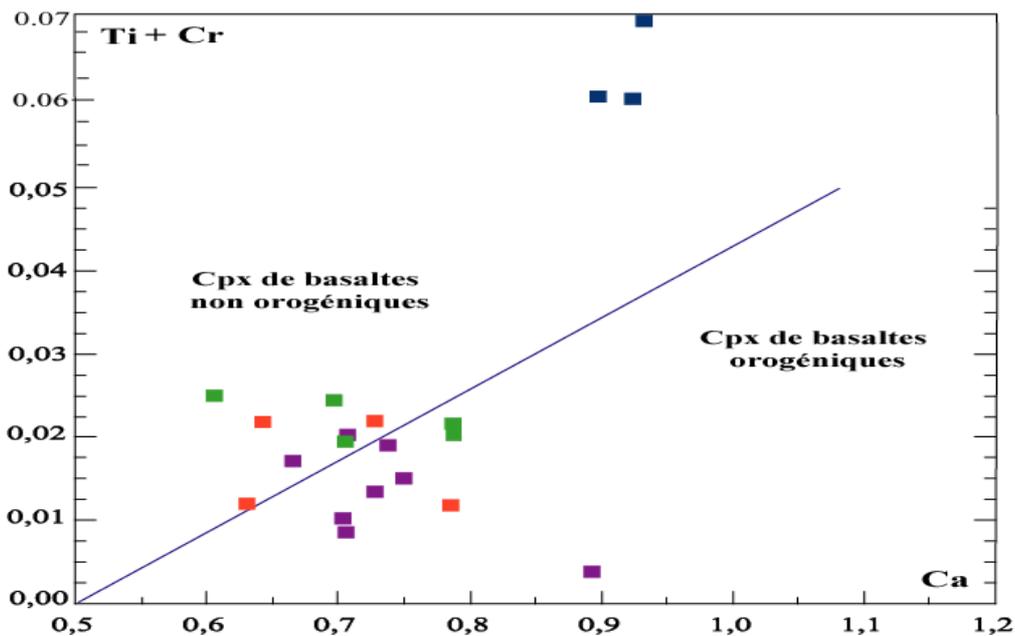


Figure VI-17 : Position des clinopyroxènes des dolérites de Kahal Tabelbala dans le diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962).

Par contre, la composition des Cpx du dyke axial rejoint celle des dolérites de Damrane. Les diagrammes (**Fig. VI-18**) traduisent un caractère sursaturé en silice, subalcalin et tholeiitique.

Excepté donc les dolérites de Guelb Berrezouk, toutes les dolérites de Damrane et de Kahal Tabelbala montrent une affinité tholéiitique (**Fig. VI-19**).



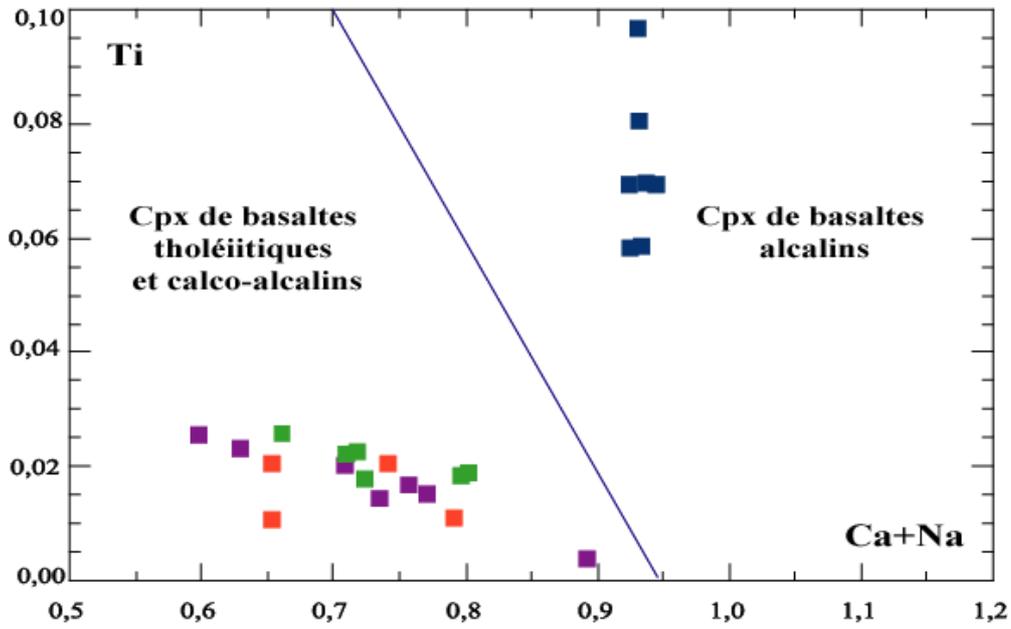


Figure VI-18 : Position des clinopyroxènes dans les diagrammes de Letierrier et al. (1982).

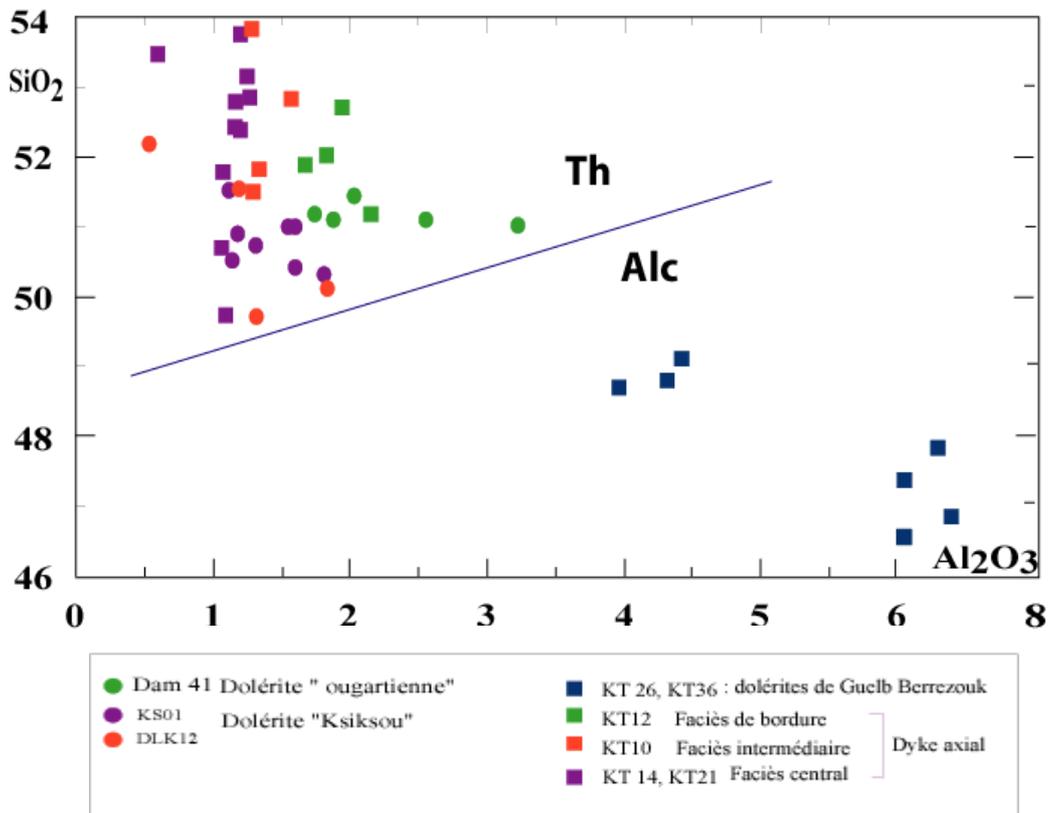


Figure VI-19 : Position des clinopyroxènes des dolérites dans le diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962).

VI-5- Conditions thermodynamiques de cristallisation des magmas

La composition chimique des phases minérales cristallisant dans un liquide magmatique est non seulement fonction de la composition chimique du magma, mais aussi des différentes variables telles que la pression, la température, l'activité de la silice, la teneur en eau, la fO_2 ... De ce fait, l'étude du chimisme des minéraux nous permettra d'appréhender ces paramètres thermodynamiques.

VI-5-1-les pyroxènes

L'activité de la silice joue un rôle important dans les clinopyroxènes, elle conditionne leur teneur en Al^{IV} (Kushiro, 1960 ; Johan, 1979). Un magma sous-saturé en silice cristallisera des clinopyroxènes riches en Al^{IV} (magma alcalin) ; par contre, un magma saturé à sursaturé en silice cristallisera des clinopyroxènes pauvres en Al^{IV} (magma subalcalin).

Excepté les clinopyroxènes des dolérites de Guelb Berrezouk à affinité alcaline (**Fig. VI-19**) où Al^{IV} est très élevé ($0.18 < Al^{IV} < 0.40$), l'ensemble des clinopyroxènes des basaltes et de toutes les autres dolérites de Damrane et de Kahal Tabelbala auraient donc cristallisé dans des conditions de forte activité de silice.

Par ailleurs, les concentrations Al^{IV} et Al^{VI} dans le clinopyroxène contrôlent également les teneurs en eau des magmas. Sur la base de données expérimentales de Green et Ringwood (1968), (Green, 1972) et Helz (1973), le diagramme Al^{IV}/Al^{VI} établi par Graviou (1984) montre la répartition de l'aluminium entre les sites tétraédriques et octaédriques en fonction de la teneur en eau du magma et de la pression ; la teneur en Al^{IV} du clinopyroxène diminuant avec l'augmentation de la teneur en H_2O (**Fig. VI-20**).

Les clinopyroxènes des dolérites à affinité tholéiitique de Damrane et Kahal Tabelbala, tout comme les basaltes subalcalins de Damrane semblent avoir cristallisé dans des magmas relativement hydratés ($< 10\% H_2O$). Par contre, le magma à l'origine des dolérites de Guelb Berrezouk serait appauvri en eau, voire anhydre.

Pour Kushiro (1969), la teneur en Al^{VI} des clinopyroxènes est également fonction de la pression et un rapport Al^{IV}/Al^{VI} supérieur à 1 caractériserait une cristallisation sous des pressions inférieures à 10 kbar (Green, 1972 ; Marcelot et al., 1983).

Dans le cas des dolérites et basaltes étudiés, les rapports Al^{IV}/Al^{VI} des clinopyroxènes étant nettement supérieurs à 1, semblent avoir cristallisé à des pressions inférieures à 10 kbar.

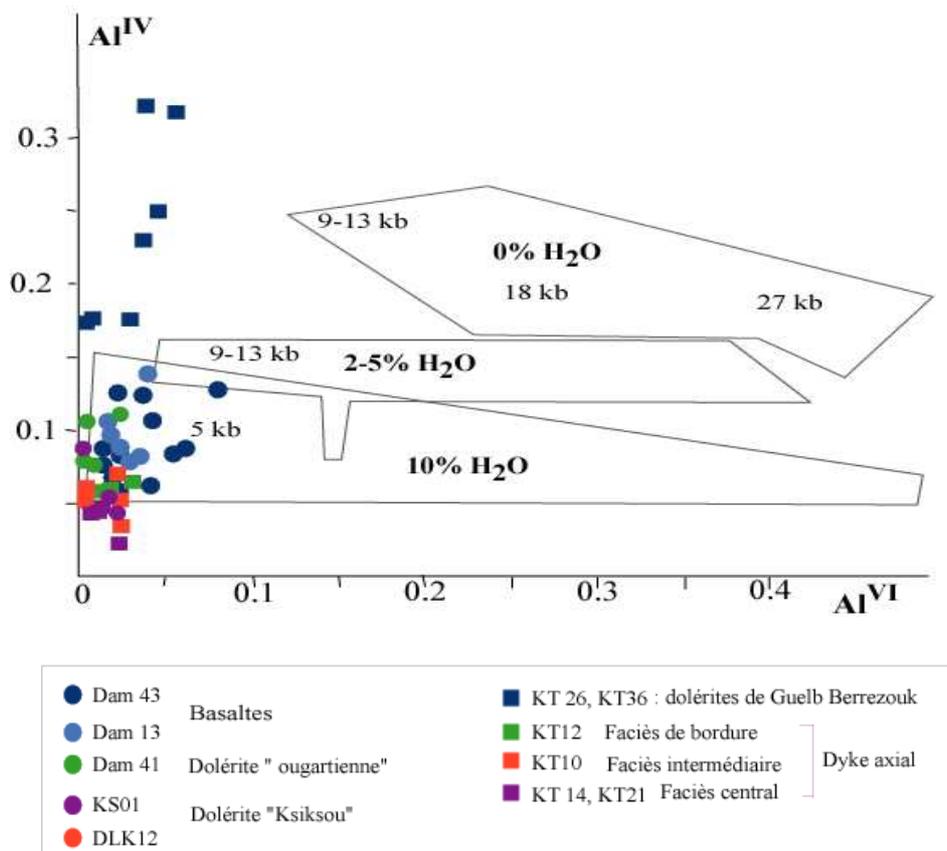


Figure VI-20 : Répartition de l'aluminium entre les sites tétrédriques et octaédriques du clinopyroxène en fonction de la teneur en H₂O et de la pression totale (d'après Graviou, 1984). Travaux expérimentaux sur clinopyroxène de Green et Ringwood (1968), (Green, 1972) et Helz (1973) à des pressions de 5kb, 9-13 kb, 18 kb et 27 kb.

Nous savons qu'une cristallisation sous une fugacité d'oxygène (fO_2) élevée entraîne le fractionnement précoce de la magnétite, le fer restant étant insuffisant à un enrichissement en fer du clinopyroxène et donc du fer ferrique Fe^{3+} .

Les estimations de la teneur en Fe^{3+} dans le clinopyroxène peuvent nous apporter donc des informations sur la fO_2 et peuvent être effectuées par la méthode de Papike et al. (1974). Cette méthode se base sur l'équilibre des charges entre les différents sites du clinopyroxène se traduisant alors par l'équation : $Al^{IV} + Na = Al^{VI} + 2Ti + Cr + Fe^{3+}$.

Dans le diagramme $Al^{IV} + Na$ versus $Al^{VI} + 2Ti + Cr$ (**Fig. VI-21**), deux droites sont matérialisées, l'une où le cation Fe^{3+} est absent ($Fe^{3+}=0$) et l'autre où $Fe^{3+} = 0.07$.

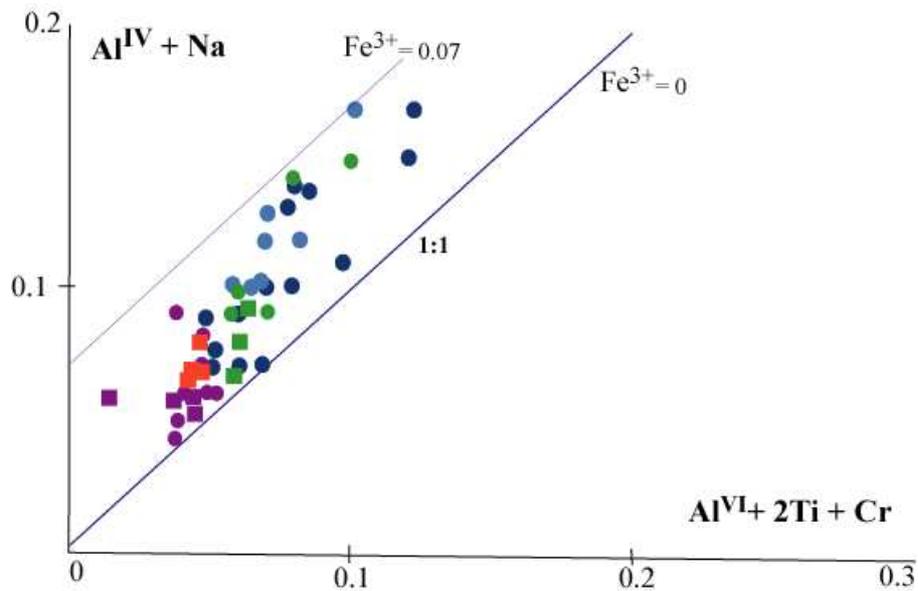


Figure VI-21 : Estimation de la teneur en Fe^{3+} des clinopyroxènes selon la méthode de Papike et al. (1974). La droite 1 : 1 matérialise l'absence de Fe^{3+} .

Nous constatons que la majorité des analyses des clinopyroxènes étudiés se répartissent entre ces deux droites, ce qui traduit alors de teneurs faibles en Fe^{3+} . Ces faibles teneurs militent en faveur d'une cristallisation sous de faibles fugacités d'oxygène. Par contre, les clinopyroxènes des dolérites de Guelb Berrezouk présentent les teneurs en Fe^{3+} importantes (non représentées sur le diagramme) et les plus élevées (jusqu'à 0.11 a.f.u), ce qui traduirait une évolution de ces minéraux dans des conditions oxydantes.

La teneur en Ca dans les clinopyroxènes diminue avec l'augmentation de la température alors que pour les orthopyroxènes, voire même pour les pigeonites, Ca croît avec la température (Wood et Banno, 1973 ; Wells, 1977 ; Lindsley, 1983).

Dans les paragenèses minérales de toutes les roches étudiées à Damrane et Kahal Tabelbala, l'orthopyroxène est absent. Les geothermomètres prenant en considération les couples Opx-Cpx (Wood et banno, 1973 ; Wells, 1977 et Brey et Kohler, 1990) ne peuvent malheureusement être utilisés. Seul le thermomètre de Lindsley (1983) permet l'application à un seul pyroxène.

Dans ce quadrilatère Di-Hd-En-Fs établi par cet auteur qui a tracé les isothermes déterminées expérimentalement pour les différents équilibres minéralogiques (**Fig. VI-22**), les points d'analyses montrent des températures de cristallisation suivantes :

- Dans les basaltes de Damrane, les clinopyroxènes auraient cristallisé entre 1100-1000°C,

- Dans les dolérites de Damrane, il y a eu une évolution de la pigeonite à l'augite avec des températures allant de 1200-1100 à 1150-900°C,

- Dans les dolérites à affinité tholéitique de Kahal Tabelbala, les températures de cristallisation s'échelonnaient entre 1100-1000 °C pour les augites et 1200-1000°C pour les clinopyroxènes pauvres en Ca (pigeonite). Les clinopyroxènes très riches en Ca des dolérites à affinité alcaline auraient cristallisé à des températures les moins élevées.

Il est à rappeler que Green (1982) propose une limite supérieure de stabilité du clinopyroxène à 1100°C dans un basalte tholéitique dans des conditions de saturation en eau et une pression de 5 à 10 kbar. Ces températures sont à prendre donc avec prudence.

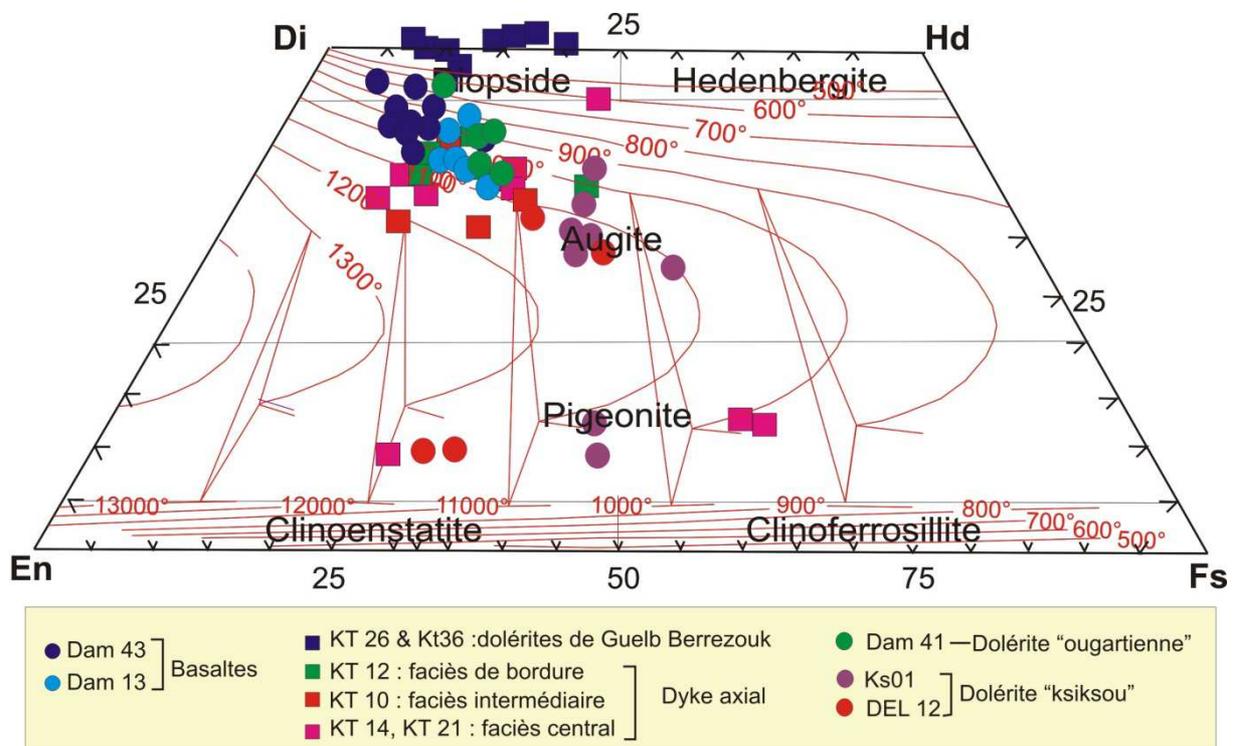


Figure VI-22 : Estimation des conditions de cristallisation des clinopyroxènes des basaltes et des dolérites dans l'axe Damrane – Kahal Tabelbala à partir du diagramme de Lindsley (1983).

VI-5-2-Les amphiboles

L'amphibole est une des phases principales dans le corps dioritique, son chimisme peut nous renseigner sur la température, la pression, la fugacité d'oxygène, ainsi que sur l'évolution chimique du liquide résiduel pendant son développement (Helz, 1973, 1982; Czamanske et Wones, 1973; Cawthorn, 1976; Spear, 1981; Hammarström et Zen, 1986; Hollister et al., 1987; Johnson et Rutherford, 1987; Blundy et Holland, 1990, Holland, T. J. B. & Blundy, J. D., 1994 et Schmidt, 1992).

L'aluminium total présente un intérêt géobarométrique (Hammarström et Zen, 1986 ; Hollister et al., 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 et Schmidt, 1992).

Hammarström et Zen (1986) montrent de façon empirique que la teneur en aluminium total (Al_t) des amphiboles sert de baromètre fiable pour étudier la mise en place de plutons calco-alcalins. Ils ont proposé l'équation suivante pour déterminer la pression de cristallisation de ces minéraux :

$$P_{\text{totale}} (\pm 3\text{Kb}) = -3.92 + 5.03 Al_t$$

Hollister et al. (1987) confirment la corrélation de Al_t avec la pression dans les amphiboles de plutons calco-alcalins de Colombie britannique. Dans l'intervalle de P entre 2 et 8Kb, ils proposent l'équation suivante :

$$P_{\text{totale}} (\pm 1\text{Kb}) = -4.76 + 5.64 Al_t$$

Johnson et Rutherford (1989) proposent une calibration expérimentale du baromètre "aluminium dans les hornblendes" pour un intervalle de 2 à 8Kb et pour une température de 740 à 780°C. L'équation proposée est la suivante:

$$P_{\text{totale}} (\pm 0.5\text{Kb}) = -3.46 + 4.23 Al_t$$

Schmidt (1992), à partir d'une étude expérimentale sur les amphiboles d'une tonalite et dans un intervalle de pression compris entre 3.5 et 24 Kb propose l'équation suivante:

$$P_{\text{totale}} (\pm 0.5\text{Kb}) = -3.01 + 4.76 Al_t$$

Les pressions ont été estimées à partir des valeurs extrêmes puis moyennes des teneurs en Al_{total} (**Tableau 3**). Il est à rappeler que du cœur à la périphérie, l'alumine diminue.

	Al_{total}	Moyenne
	1.11 à 2.14	1.63
Hammarström et Zen (1986)	1.66 à 6.84 kb	4.25 kb
Hollister et al. (1987)	1.50 à 7.31 kb	4.41 kb
Johnson et Rutherford (1989)	1.24 à 5.59 kb	3.42 kb
Schmidt (1992)	2.27 à 7.18 kb	4.73 kb

Tableau 3 : Pressions de cristallisation des amphiboles du corps dioritique de Damrane.

Les pressions obtenues à partir de la calibration de Johnson et Rutherford (1989) sont les plus faibles. Celles calculées à partir de la calibration des autres auteurs sont comparables.

En retenant les valeurs calculées à partir de la calibration de Schmidt (1992) (incertitudes les plus faibles), nous pouvons dire, qu'à une pression de 7.18 kb, le magma à l'origine du corps dioritique a permis la cristallisation d'une amphibole précoce de composition magnésio-hastingsite qui a évolué vers sa périphérie en une magnésio-hornblende lors de la baisse de la pression (2.27 kb). La cristallisation de cette amphibole riche en alumine s'est donc effectuée à une profondeur maximale de 25 km et s'est achevée par des bordures plus pauvres en alumine à une profondeur de 8 km, probablement la profondeur de mise en place du corps dioritique.

Par ailleurs, le chimisme des amphiboles est très sensible à la température de cristallisation, notamment en ce qui concerne le remplissage du site "A" (Na+K), les teneurs en Al_t et Ti (Helz, 1973, 1982 et Czamanske et Wones, 1982). Les faibles teneurs en TiO_2 seraient ainsi le résultat d'une température de cristallisation modérée et d'une fO_2 assez élevée. Dans le diagramme (Fig. VI-23) illustrant la substitution de type 5 Ti-tschermakitique ($Ti_Y + 2Al^IV_Z \leftrightarrow Mg^{2+} + 2Si$) et où sont reportées les données expérimentales sur les amphiboles des basaltes de Picture Gorge et les tholéites à olivine du Kilauea 1921 (Helz, 1973, 1982) (in Remaci-Bénaouda, 2005), les amphiboles étudiées, notamment les cœurs (magnésio-hastingsite), montrent des teneurs relativement élevées en Ti (0.28 à 0.48 a.f.u). Elles présentent donc des températures assez fortes de cristallisation supérieures à 930 °C. Les magnésio-hornblendes représentant les bordures ont des températures qui s'étalent entre 875 et 700°C.

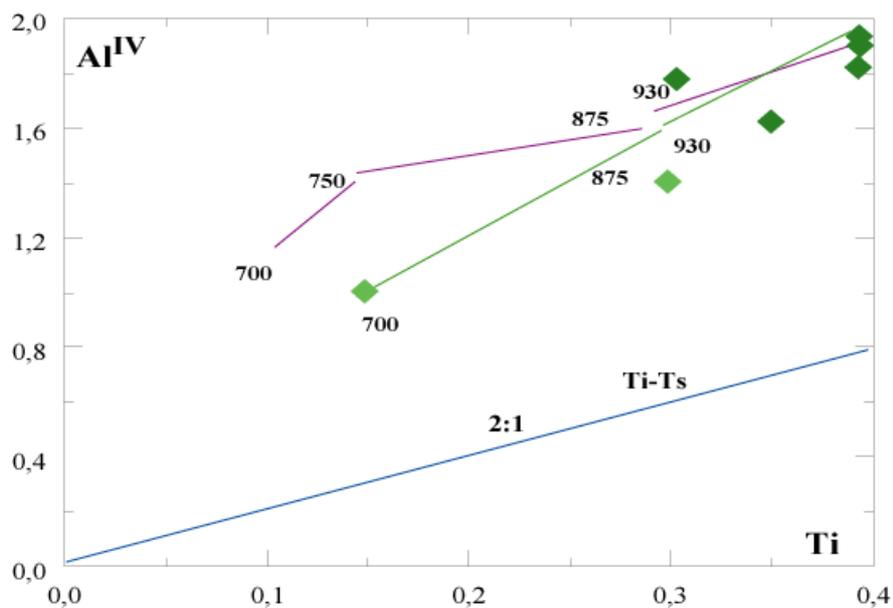


Figure VI-23 : Diagramme Al^{IV} -Ti illustrant les températures de cristallisation des amphiboles. Sont reportées les données expérimentales de Helz (1973, 1982) sur les basaltes de Picture Gorge (rouge) et les tholéites à olivine du Kilauea 1921 (vert).

Le géothermomètre d'Otten (1984) établit également la relation qui lie la température à la teneur en titane de l'amphibole coexistant avec l'ilménite. Dans notre étude, il ne peut être utilisé à cause de l'absence de l'ilménite dans la paragenèse minérale de la diorite.

N'impliquant que l'amphibole, le géothermomètre de Féménias et al. (2006) est également basé sur la teneur en titane dans les amphiboles (tableau 4). Ces auteurs ont proposé l'équation suivante pour les calculs de la température : $T = 2603 / [1.7 - \ln (Ti)]$.

	Cœur de l'amphibole (Mg-Hastingsite)	Bordure de l'amphibole (Mg-Hornblende)
T°C	1012 - 876	873-750

Tableau 4 : Intervalle des températures de cristallisation des amphiboles dans la diorite à partir du géothermomètre de Féménias et al. (2006).

Les températures obtenues rejoignent globalement celles calculées à partir des travaux de Helz (1973 ; 1982) à savoir des températures de cristallisation suffisamment élevées pouvant atteindre jusqu'à 1000°C pour les cœurs. Puis, au cours de la baisse de la température (jusqu'à 750-700°C), ont cristallisé ou se sont rééquilibrées les bordures de ces amphiboles.

VI-6-Conclusions : lieux possibles de cristallisation des différents magmas

La composition chimique des phases minérales telles que le pyroxène et l'amphibole permettent de proposer quelques estimations des conditions thermodynamiques de cristallisation et de mise en place des roches de Damrane- Kahal Tabelbala.

Les dykes à affinité tholéiitique de Damrane et Kahal Tabelbala seraient le résultat de la cristallisation de magmas saturés à sursaturés en silice et relativement riches en eau (moins de 10% H₂O). Les températures de cristallisation du clinopyroxène ne dépasseraient pas 1100°C pour une pression inférieure à 10 kb, soit moins 35 km de profondeur.

Par contre, les dykes doléritiques à affinité alcaline de Guelb Berrezouk semble traduire des conditions de genèse et de cristallisation différente. Le magma à l'origine de ces roches serait sous-saturé en silice, pauvre en H₂O, voire anhydre ; il a débuté sa cristallisation par des opaques et de l'olivine. La cristallisation des clinopyroxènes s'est faite sous des pressions supérieures à 10 kb, soit une profondeur supérieure à 35 km.

En ce qui concerne les volcanites, un magma basique mantellique cristallise en profondeur de la magnésio-chromite et de l'olivine. La fin de cette cristallisation marquée par l'apparition du clinopyroxène se fait sous des températures de 1100-1000°C et une pression inférieure à 10 Kb, soit une profondeur inférieure à 35 km.

Le corps dioritique, qui semble lié aux basaltes de Damrane (cf géochimie), montre des températures de cristallisation de l'amphibole précoce (magnésio-hastingsite) de l'ordre de 900°C sous des pressions de 7 kb, soit une profondeur maximale de 25 km. Cette cristallisation s'est achevée par une amphibole de type magnésio-hornblende à une température de 750-700°C et une profondeur de 8 km, probablement la profondeur de mise en place de ce corps dioritique.

Nous savons que les magmas stagnent à des niveaux variés de la lithosphère continentale durant leur ascension vers la surface.

Nous pouvons penser donc que la majorité des magmas à l'origine des roches de Damrane et Kahal Tabelbala ont évolué sous des pressions relativement modérées n'excédant pas 10 kb (profondeurs inférieures à 35 km). Une telle pression suggère l'existence d'une zone de stockage magmatique (chambre magmatique) au sein de la croûte continentale (base de croûte). C'est donc entre cette zone et la surface que se seraient en grande partie formés ces dykes par les processus de cristallisation fractionnée et de contamination par la croûte continentale.

CHAPITRE VII

GEOCHIMIE DU MAGMATISME BASIQUE DE DAMRANE-KAHAL TABELBALA

VII-1- Introduction

Les caractères pétrographiques et minéralogiques des roches de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala confirment l'existence de plusieurs ensembles.

La diversité des dykes basiques distingués par leur contexte géologique, leur direction et leur pétrologie se confirment par leur géochimie. Sur cette base et afin de faciliter la lecture de ce magmatisme basique fissural, nous les associerons en groupes.

Dans le massif de Damrane, nous retrouvons le complexe volcanique et un corps dioritique d'une part et un complexe filonien doléritique d'autre part. Ce dernier, composé de deux types de dyke, selon les directions :

- Groupe 1** formé de dykes doléritiques de direction ougartienne,
- Groupe 2** formé de dykes doléritiques de direction Ksiksou.

Dans la région de Kahal Tabelbala, le réseau filonien est largement développé et est composé essentiellement de deux types de dolérites totalement différents :

- Groupe 3** avec le dyke axial et ses sills satellites,
- Groupe 4** composé des dolérites de Guelb Berrezouk.

L'étude géochimique va nous permettre d'apporter les premiers éléments de discussions des éventuelles relations génétiques susceptibles d'exister entre les différents ensembles considérés, afin :

- de caractériser les spécificités et les affinités chimiques des différentes roches,
- d'évaluer le comportement des éléments majeurs et traces lors de la différenciation,
- d'aborder l'origine des magmas et les mécanismes intervenus lors de l'évolution magmatique,
- d'identifier les sources et le contexte géodynamique de la genèse des magmas.

Dans ce but, nous disposons d'analyses chimiques (majeurs, traces avec Terres Rares) ainsi que de quelques analyses isotopiques (Sr, Nd).

Les laboratoires et les méthodes d'analyses utilisées ainsi que toutes les analyses sont présentés en annexe 7.

VII-2-Classification et caractérisation géochimique

Nous savons que très souvent la caractérisation géochimique des roches magmatiques peut souffrir d'incertitudes en raison des altérations métamorphiques et hydrothermales qu'elles peuvent subir (chloritisation, séricitisation, épidotisation, carbonatation...). Ces altérations engendrent donc des modifications parfois importantes dans le chimisme global de la roche et s'expriment par une perte au feu conséquente.

Justement, certains faciès de Damrane-Kahal Tabelbala ont souffert de ces transformations tardi-magmatiques, de ce fait, leur caractérisation géochimique est plus difficile à appréhender. Nous insisterons alors sur l'utilisation des éléments réputés inertes lors des processus métamorphiques et hydrothermaux.

Toutes les données analytiques (éléments majeurs et traces) ont été reportées en annexe. Seules les analyses des roches les moins altérées (avec perte au feu faible) sont sélectionnées pour l'étude géochimique et figurent dans les différents tableaux inclus dans ce chapitre.

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par la commission IUGS pour les roches volcaniques (Lebas et al., 1986 in Le Maître et al., 2002); elle est basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS). Les analyses ont été recalculées en base anhydre et portés dans le diagramme (**Fig. VII-1**).

Il est à rappeler que notre étude porte essentiellement sur les faciès basiques à intermédiaires de Damrane et Kahal Tabelbala. Dans le cas des volcanites de Damrane, nous avons également porté quelques analyses d'andésites et de rhyolites afin de discuter de l'évolution, si elle existe, et du lien génétique avec les grands empilements basaltiques de Damrane.

Dans le massif de Damrane, les volcanites se répartissent entre les champs de basalte, andésito-basalte, andésite et rhyolite. Le corps dioritique montre une composition trachy-andésitique à andésitique. Quant aux dolérites (**groupes 1 et 2**), elles se cantonnent dans les domaines basaltiques et andésito-basaltiques, avec une tendance plus alcaline (teneurs élevées en K_2O) pour le type Ksiksou.

Dans la région de Kahal Tabelbala, les deux types de dolérites (groupes 3 et 4) se distinguent par une composition plus basique pour celles de Guelb Berrezouk qui se positionnent dans le champ des basaltes.

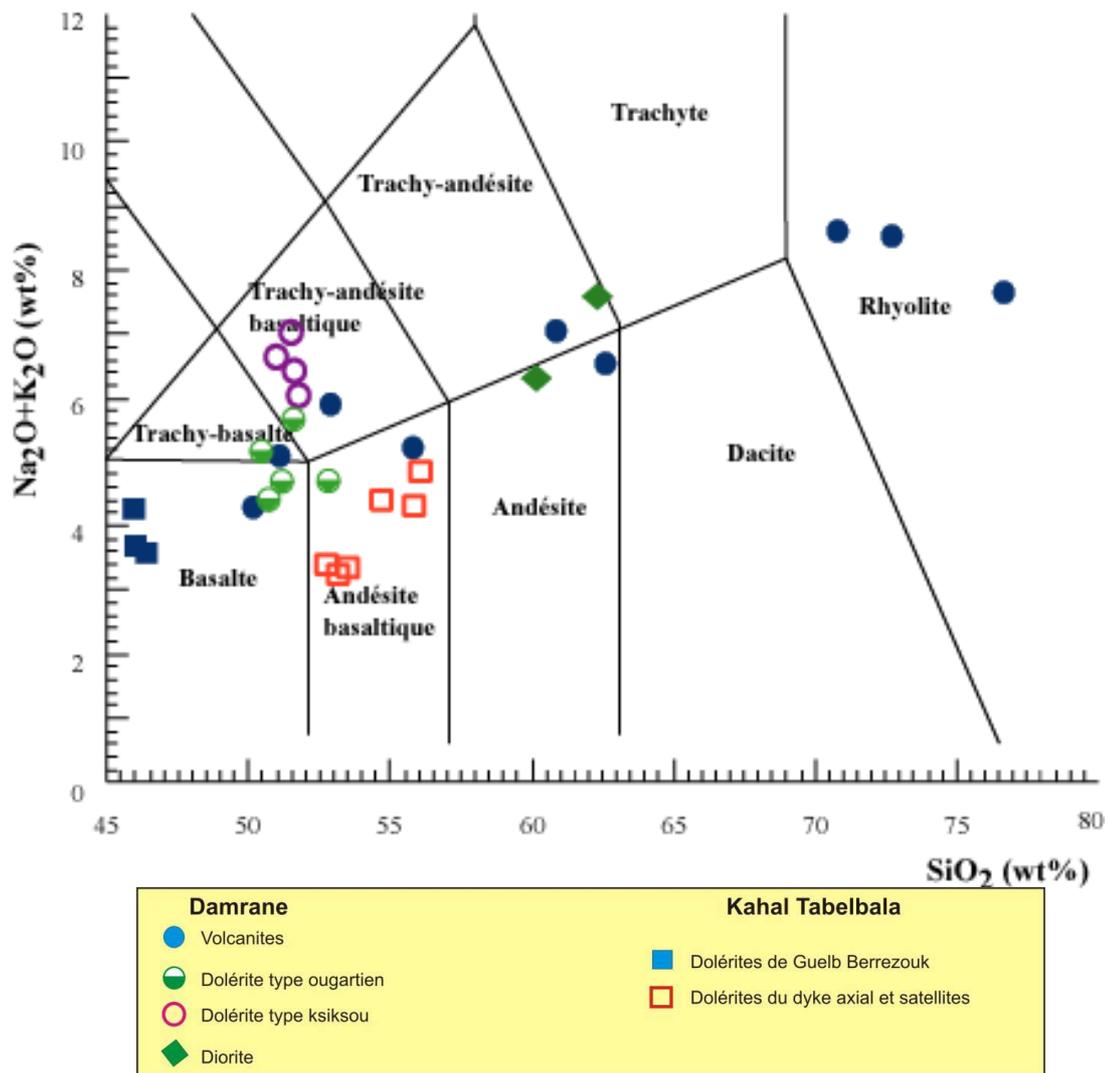


Figure VII-1 : Les roches de Damrane - Kahal Tablebala dans la classification chimique des roches volcaniques de Lebas et al., 1986 in Le Maître et al., 2002.

Comme nous l'avons déjà évoqué, l'utilisation des éléments chimiques dits immobiles, tels que le Ce, Zr, Nb, Y, Ti, P ... face à l'altération et le métamorphisme semble plus judicieuse pour la caractérisation de ces roches.

Le diagramme discriminant Zr/TiO_2 -Nb/Y de Winchester and Floyd (1976) montre que les roches basiques et intermédiaires de Damrane-Kahal Tabelbala se répartissent essentiellement entre les champs du basalte, andésito-basalte et andésite et confirment leur affinité subalcaline. Par contre, les deux types de dolérite de Kahal Tabelbala se situent dans le domaine des basaltes alcalins, avec un caractère bien marqué pour les filons de Guelb Berrezouk (groupe 4) qui montrent les rapports Nb/Y les plus élevés (jusqu'à 1.81) (Fig. VII-2).

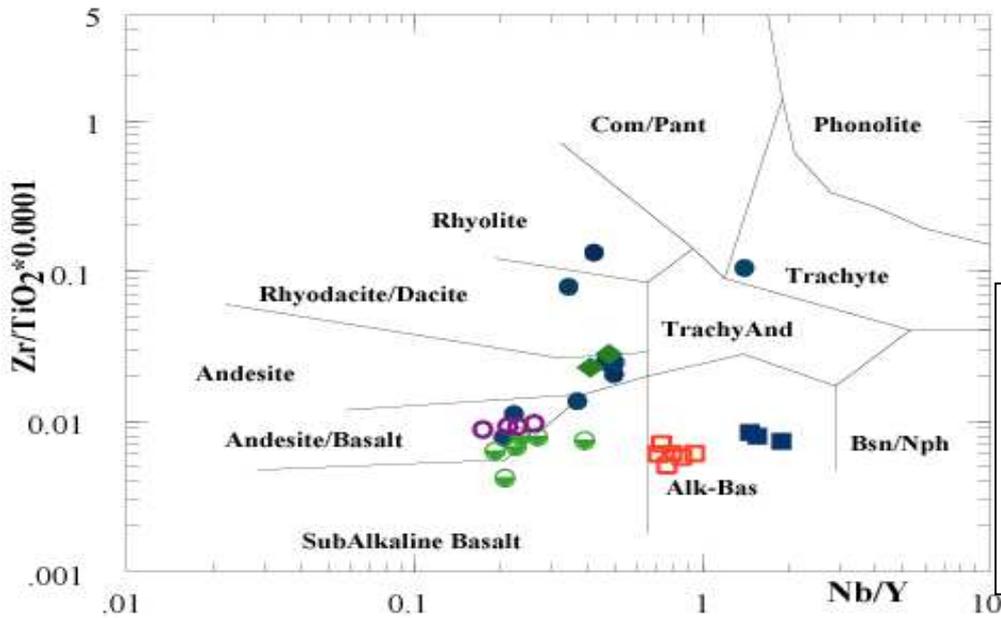
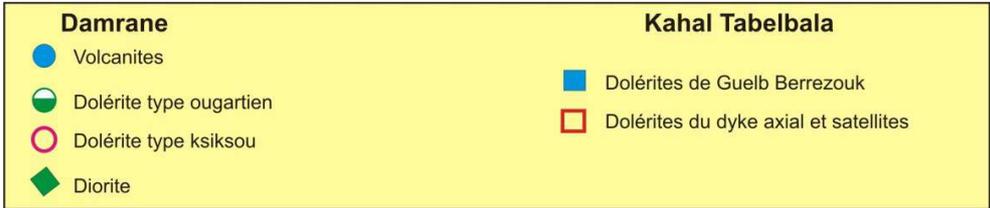


Figure VII-2 Position des roches de Damrane - Kahal Tabelbala dans le diagramme discriminant Zr/TiO₂-Nb/Y de Winchester et Floyd (1976).



Par ailleurs, le diagramme Nb/Y versus Zr/P₂O₅ (**Fig. VII-3**) met en exergue l'affinité tholéitiques des groupes 1, 2 et 3 de dolérite de Damrane - Kahal Tabelbala, tout en les discriminant à travers leurs compositions chimiques. Par contre, le groupe 4 de Guelb Berrezouk confirme son caractère alcalin.

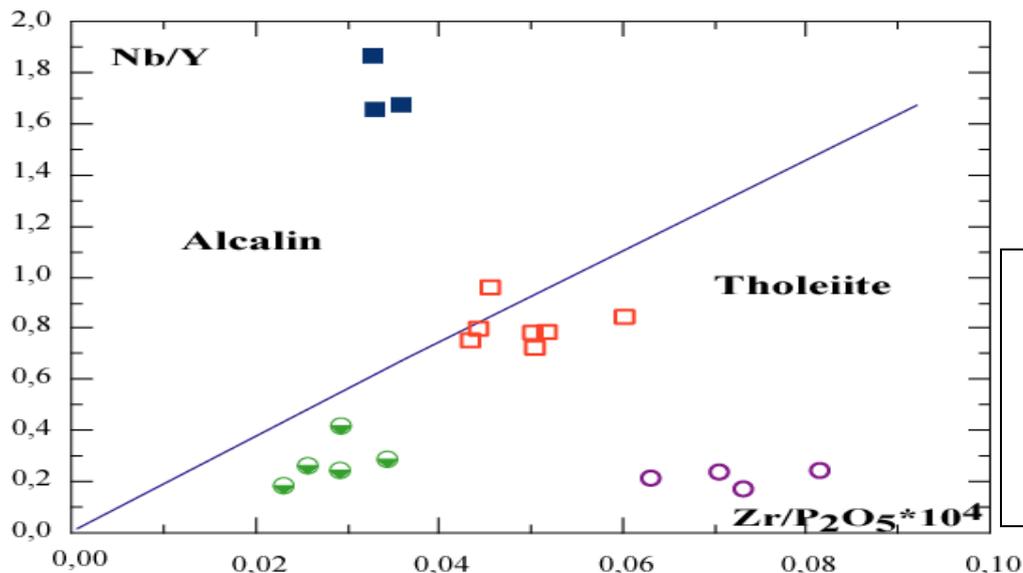


Figure VII-3 Diagramme Nb/Y versus Zr/P₂O₅ de Winchester et Floyd (1977).



De plus, dans le diagramme de Miyashiro (1974) discriminant entre les séries calco-alcalines et tholéitiques (**Fig. VII-4**), alors que les volcanites et les diorites de Damrane s'enracinent bien dans le domaine calco-alcalin, les dolérites montrent des différences liées au rapport FeO/MgO et des teneurs en TiO₂. Les dolérites du groupe 1 se détachent largement des groupes 2 et 3 en affichant des teneurs et rapports très élevés en TiO₂ et FeO/MgO respectivement.

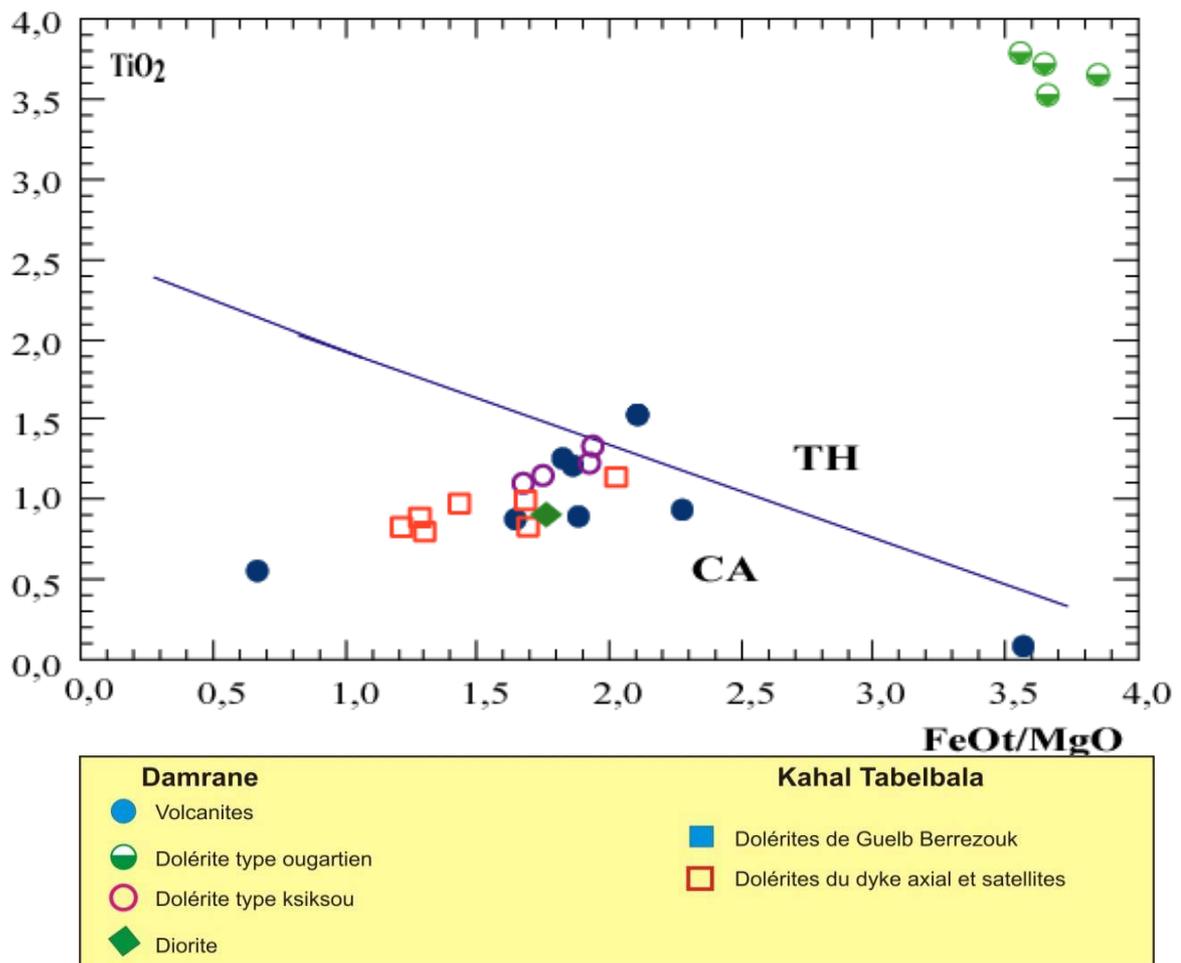


Figure VII-4 : Diagramme FeO/MgO en fonction de TiO₂ de Miyashiro (1974)

Afin d'établir une classification normative, la norme CIPW a été calculée à partir du programme Minpet (Mineralogy Petrology, L. R. Richard, 1996), avec un réajustement de 15% du fer total en Fe₂O₃. Les minéraux ont été calculés en pourcentages normatifs, puis recalculés pour 100% (**Tableau 5**).

Les compositions normatives et leur utilisation dans le diagramme normatif de Thompson (1984) (**Fig.VII-5**), montrent trois ensembles de roches filoniennes :

- Un ensemble situé dans le champ des basaltes alcalins, traduisant donc des magmas sous-saturés en silice. Il est représenté par le **groupe 4** de Guelb Berrezouk confirmant donc son caractère alcalin et sa nette différence avec les autres dolérites,

- Un deuxième ensemble situé dans le domaine de magmas sursaturés en silice avec des tholéiites à quartz. Il est représenté par les **groupes 1 et 3** de Damrane et Kahal Tabelbala respectivement.

-Enfin, un troisième ensemble situé dans le champ des tholéiites à olivine traduisant donc des magmas saturés en silice et dans lequel se positionnent les **basaltes et le groupe 2** de Damrane.

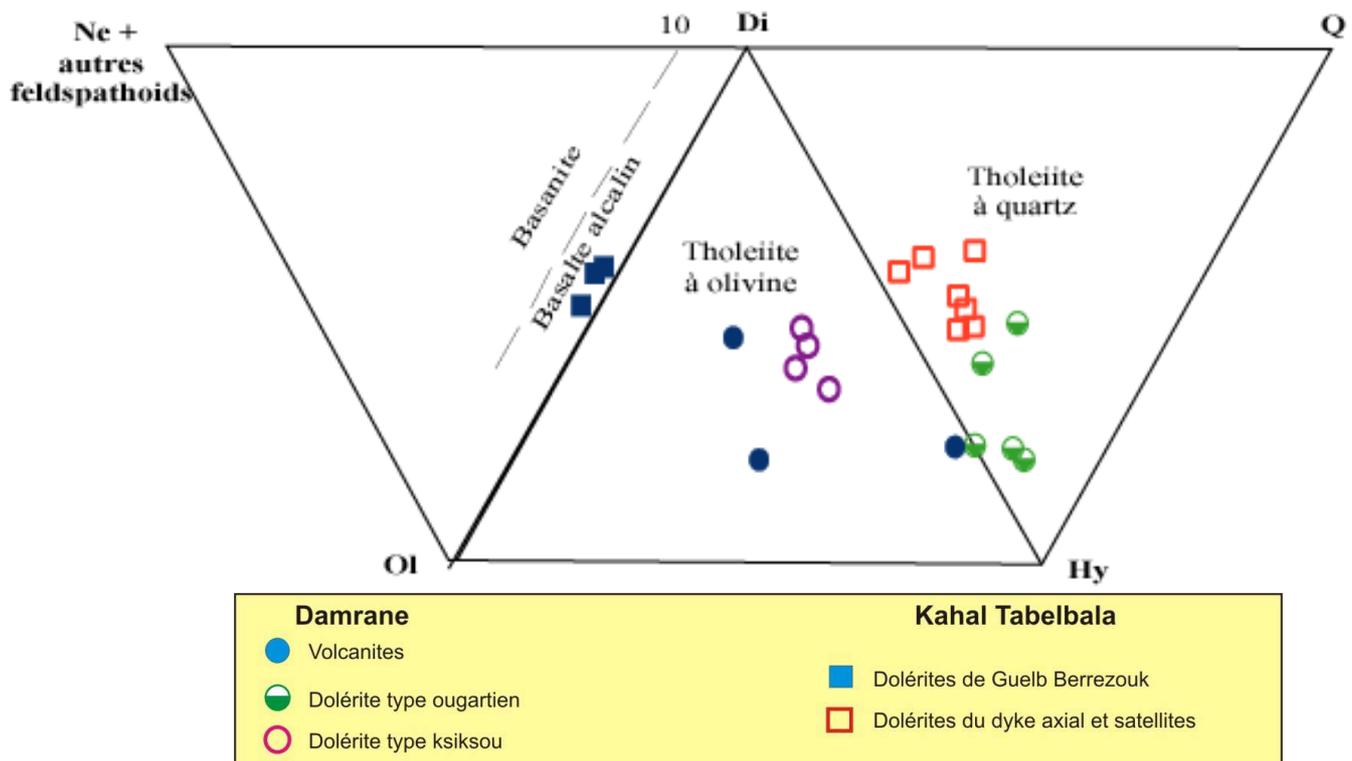


Figure VII-5 : Classification des roches basiques de Damrane - Kahal Tabelbala à partir de leurs compositions normatives, dans le diagramme de Thompson (1984), simplifié.

	DOLERITES DE KAHAL TABELBALA									
	Groupe 4			Groupe 3						
	KT36	KT26	KT24	KT8	KT4	KT15	KT28	KT5	KT10	KT14
Quartz	0,00	0,00	0,00	4,82	4,65	1,55	2,75	3,48	3,16	8,11
Orthose	12,92	14,64	13,16	5,67	10,52	2,93	2,47	2,94	5,03	4,77
Albite	13,13	12,45	9,81	30,22	28,43	26,93	26,63	25,66	24,51	29,70
Anorthite	22,60	23,21	24,21	21,74	20,05	30,46	31,84	32,15	31,65	21,56
Néphéline	0,35	1,63	1,53	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	19,50	19,80	22,73	16,53	16,12	20,16	16,87	10,21	8,96	14,06
Hypersthène	0,00	0,00	0,00	24,25	22,99	20,12	15,81	21,84	23,04	17,22
Olivine	22,58	18,86	19,52	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnétite	2,66	2,60	2,63	1,85	1,66	1,58	1,75	1,74	1,73	2,02
Ilménite	4,92	5,35	5,04	1,96	1,88	1,62	1,65	1,72	1,65	2,21
Apatite	1,32	1,45	1,39	0,29	0,22	0,21	0,25	0,27	0,27	0,36
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

	DOLERITES TYPE OUGARTIEN ET KSIKSOU DE DAMRANE								
	Groupe1					Groupe 2			
	DAM32	DAM41	DAM36	DAM33	DAM37	KS01	KS02	KS03	KS04
Quartz	2,13	3,29	0,00	7,74	2,92	0,00	0,00	0,00	0,00
Orthose	1,17	16,53	1,72	5,55	1,44	36,13	25,52	38,73	31,57
Albite	40,42	27,34	42,44	31,37	36,37	6,94	16,84	7,84	12,53
Anorthite	15,62	15,23	13,58	19,83	18,37	17,84	17,19	15,75	16,45
Néphéline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindon	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Diopside	7,02	9,29	9,62	8,46	3,89	15,87	17,19	10,41	12,59
Hypersthène	33,87	25,64	32,64	23,68	38,57	12,94	12,57	20,02	16,46
Olivine	0,00	0,00	0,03	0,00	0,00	9,39	9,89	8,17	10,59
Magnétite	2,97	2,64	3,08	2,66	3,13	2,33	2,25	2,42	2,36
Ilménite	7,10	6,86	7,09	7,22	7,27	2,38	2,10	2,64	2,16
Apatite	2,21	2,42	2,02	2,53	2,22	0,31	0,29	0,43	0,32
Total	100,01	100,00	100,01	100,00	100,01	100,00	100,00	100,00	100,00

	VOLCANITES ET DIORITE DE DAMRANE											
	DAM39	DAM40	DAM49	DAM43	DAM21	DAM13	DAM20	DAM22	DAM23	DAM24	DAM51	DAM57
Quartz	37,08	24,26	6,63	0,00	0,00	0,00	11,45	15,30	28,50	40,01	12,94	10,01
Orthose	19,61	26,07	9,26	17,20	19,87	14,98	18,83	19,36	22,11	21,49	19,15	16,23
Albite	36,86	37,34	30,51	12,20	22,91	24,80	33,01	28,80	41,64	30,37	38,82	31,34
Anorthite	3,42	3,80	27,00	25,96	25,92	24,13	16,71	15,60	2,06	4,49	13,67	19,01
Néphéline	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Corindon	0,00	0,00	1,23	0,00	0,00	0,00	0,00	1,03	2,38	0,73	0,00	0,00
Diopside	0,17	1,84	0,00	9,67	8,18	14,82	3,38	0,00	0,00	0,00	5,40	1,55
Hypersthène	4,11	8,48	31,97	17,27	25,42	7,40	18,94	23,04	4,61	4,28	12,20	25,88
Olivine	0,00	0,00	0,00	17,91	0,43	10,92	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Magnétite	0,28	0,73	1,83	1,68	1,72	2,16	1,19	1,21	0,28	0,29	1,24	1,42
Ilménite	0,21	0,88	1,90	1,08	2,31	2,34	1,69	1,72	0,13	0,19	1,32	1,79
Apatite	0,07	0,13	0,59	0,40	1,06	0,79	0,69	0,68	0,09	0,04	0,50	0,60
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

Tableau 5 : Normes CIPW des dolérites, volcanites et diorite de Damrane –Kahal Tabelbala

VII-3- Comportement des éléments majeurs et traces dans les différents faciès

VII-3-1- Les éléments majeurs et traces (alcalins-alcalino-terreux, HFSE, éléments de transition)

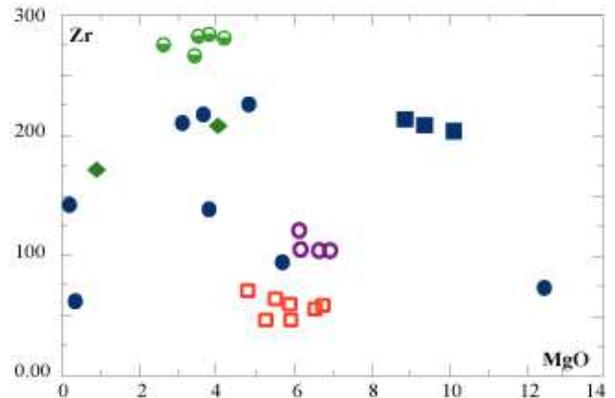
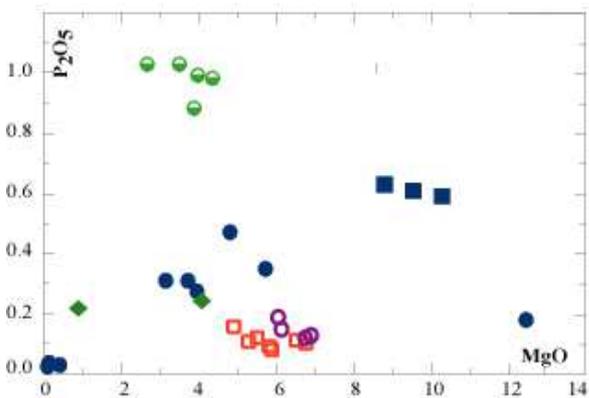
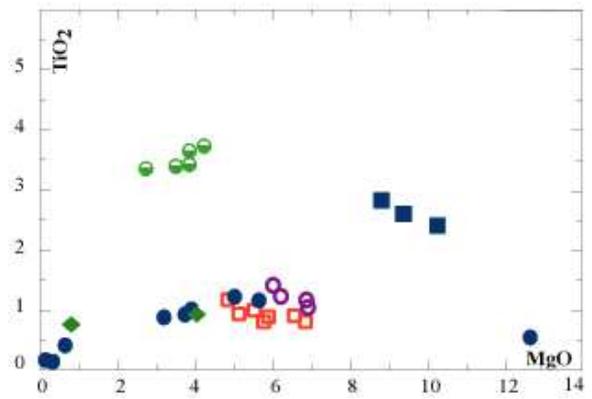
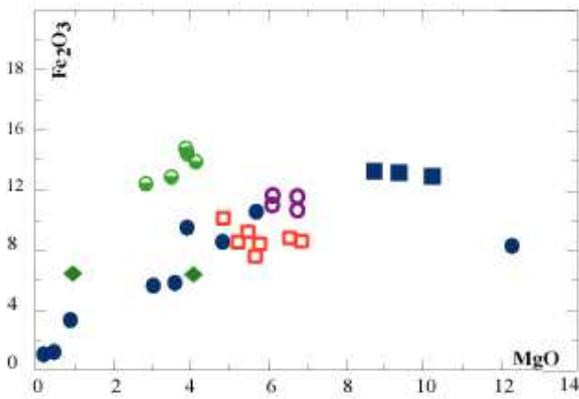
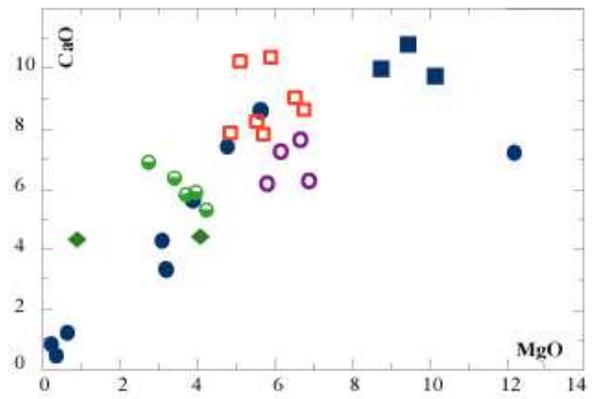
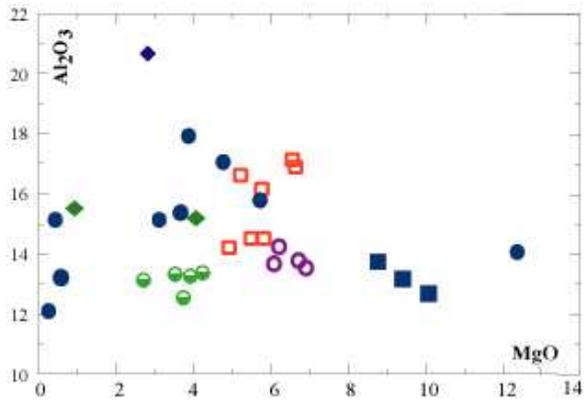
Dans le groupe 1, ces dykes dont la paragenèse est dominée par le clinopyroxène, le plagioclase et les oxydes ferro-titanés sont de composition basiques (SiO_2 compris entre 47.96 et 50.29%) avec des teneurs élevées en Fe_2O_3 (12.33-14.99%), TiO_2 (3.45-3.62%), P_2O_5 (0.86-1.06%), Y (32.5-59% ppm), Zr (262.1-287.1 ppm) et V (246.9-297.3 ppm) et des teneurs basses en Al_2O_3 (12.61-13.32%), CaO (5.52-6.77%), K_2O (0.19-0.87%) et modérées en Nb (11.4-15 ppm); l'échantillon Dam41 présentant des concentrations en K_2O anormalement élevées.

Nous avons choisi MgO comme indice de différenciation en raison de la nature surtout basique à intermédiaire des roches étudiées et de son caractère discriminant entre les différents types de dolérites. Les pourcentages en poids d'oxydes des éléments majeurs et traces sont reportés en fonction de MgO sur les diagrammes de variations.

Au premier abord, ces diagrammes de variations permettent aisément la distinction entre les différents groupes.

Dans le groupe 1, leur analyse dans ces diagrammes (**Fig. VII-6**) montre une légère évolution avec des corrélations positives en Fe_2O_3 et TiO_2 avec MgO indiquant que le fractionnement des oxydes ferro-titanés apparaît comme une des phases majeures de ces dolérites. Des corrélations négatives en CaO et Sr avec MgO (pas de covariation avec Al_2O_3) suggèrent plutôt une accumulation du plagioclase confirmée par la légère anomalie positive en Eu (cf terres rares).

Par ailleurs, leurs faibles teneurs en MgO (<5%), Mg# (<0.36) et éléments compatibles tels que le Ni (<10 ppm) et Cr (5-11 ppm) ((**annexe 7, tableaux 13, 14 et 15**)) suggèrent qu'ils sont loin de la composition d'un magma mantellique primaire et qu'ils ont donc subi une significative cristallisation fractionnée à partir d'un magma parental.



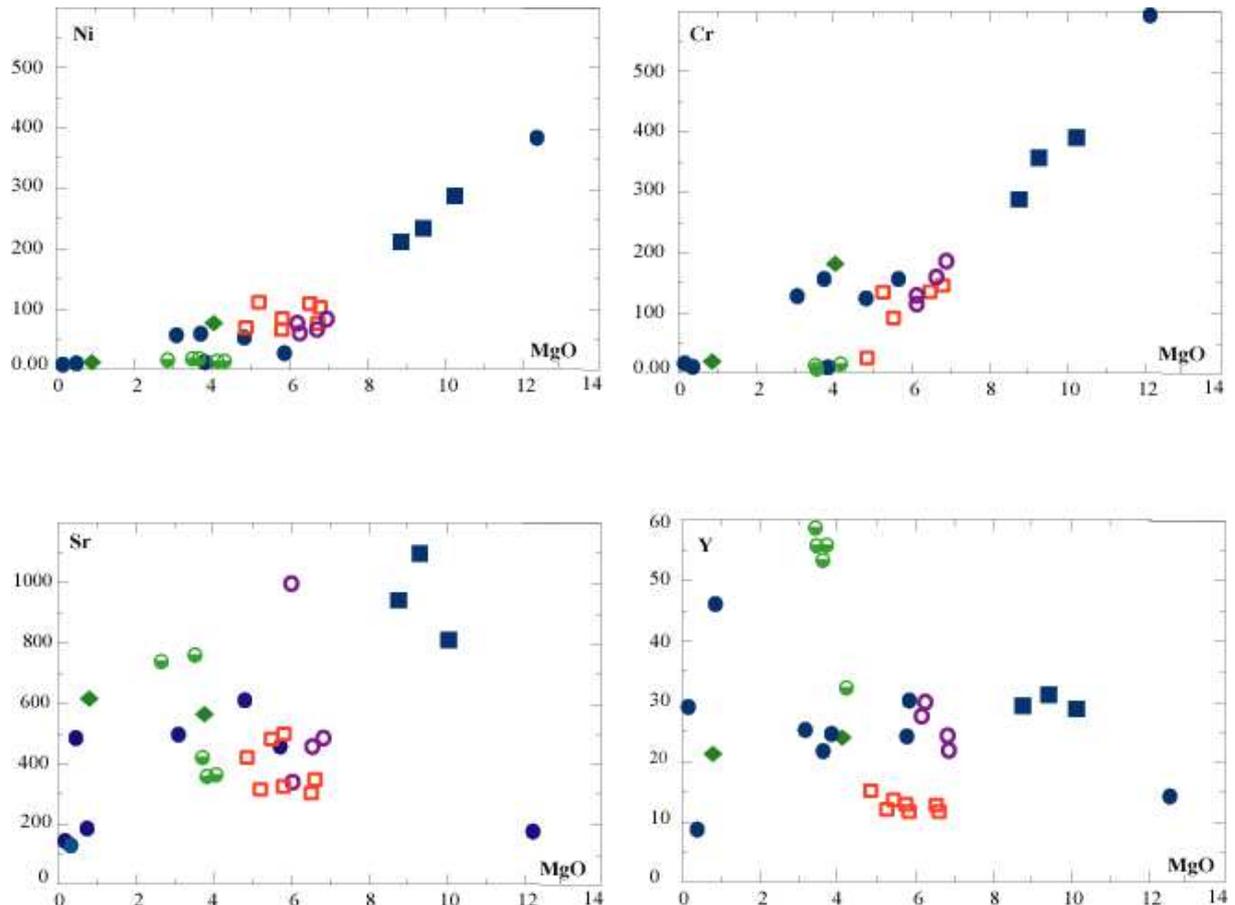


Figure VII-6 : Diagrammes de variations des oxydes en fonction de MgO dans les roches de Damrane - Kahal Tabelbala.

Le groupe 2 composé essentiellement de roches basiques (SiO_2 compris entre 50.54 et 51.22 %), se détache du groupe 1 avec des teneurs plus élevées en MgO (6.05-6.88%), Ni (56.9-68.4), Cr (126.5-198.5) et plus faibles en Fe_2O_3 (11.04-11.75%), TiO_2 (1.07-1.33%), P_2O_5 (0.13-0.19%), Y (22.6-29.9 ppm), Zr (100.42-121.9 ppm), Nb (4.2-6.7 ppm) et V (241.5-263.5 ppm).

Les diagrammes de variations (**Fig. VII-6**) font apparaître une très légère évolution pour certains éléments comme le Cr avec MgO (légère corrélation positive) et TiO_2 , Y avec MgO (légère corrélation négative). Ces constatations pourraient traduire le fractionnement du clinopyroxène à partir d'un magma parental.

Aucun des échantillons du groupe de Ksiksou ne présente les caractères de magmas primaires ; MgO (< 7%), Mg#(0.52 et 0.57) et les faibles teneurs en Cr (<200 ppm) et Ni (<70 ppm) montrent que ces roches ont subi un début de différenciation.

Le groupe 3 composé des dolérites du dyke axial de Kahal Tabelbala avec une paragenèse minérale à clinopyroxène dominant, se rapproche un peu du groupe 2. De

composition basique à intermédiaire (SiO_2 compris entre 50.91 et 56.17 %), il présente des teneurs faibles en Fe_2O_3 (7.59-10.04 %), TiO_2 (0.81-1.14 %), P_2O_5 (0.09-0.16 %), Zr (46.5-73.4 ppm), Y (11.3-16.3 ppm), Nb (8.4-15.4 ppm) et V (93.4-112.9 ppm), toutes ces concentrations sont plus basses que celles du groupe 2.

Une légère corrélation positive peut être détectée dans le cas du Cr en fonction de MgO qui pourrait traduire le fractionnement du pyroxène. Les corrélations négatives de Fe_2O_3 , TiO_2 avec MgO semblent montrer que les oxydes ferro-titanés ne sont pas une phase majeure. Par ailleurs, l'affinité tholéiitique est confirmée par la mise en évidence de l'enrichissement en Fe_2O_3 et TiO_2 au cours de la différenciation.

Tout comme le groupe 2, les faibles teneurs en MgO (4.86-6.66 ppm), Ni (61-105 ppm), Cr (22-149 ppm) ainsi que les rapports Mg# (0.50-0.61) indiquent qu'ils dérivent d'un magma évolué.

Enfin, le **groupe 4** de Kahal Tabelbala se détache complètement des autres groupes. De composition basique (SiO_2 compris entre 43.89-44.60 %), il montre des teneurs élevées en TiO_2 (2.48-2.71 %), $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ (3.56-4.14 %), P_2O_5 (0.58-0.64 %), Zr (201.9-213.1 ppm), Y (28-31.2 ppm) et Nb (47.5-53.8 ppm). Les teneurs élevées en alcalins confirment la tendance alcaline à caractère potassique de ces roches ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ supérieur à 1). Sur les diagrammes (**Fig. VII-6**), la plus belle et significative corrélation positive est celle entre Ni et Cr en fonction de MgO, ce qui traduirait un fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène à partir d'un magma parental et également leur présence comme phénocristaux dominants (cf photos).

De plus, ces dykes mafiques de composition basaltique, à teneurs élevées en MgO (8.70-10.27%), Ni (217-283.8 ppm) et Cr (299.4-396.9 ppm) ainsi que les rapports Mg# (0.59-0.63) pourraient résulter d'un faible degré de cristallisation d'un magma mantellique primaire.

Quant aux volcanites de Damrane, encaissant le réseau filonien doléritique, elles ont des compositions basiques à acides avec des concentrations en SiO_2 allant de 47.57 à 77.41%.

Les différents diagrammes de variation (**Fig. VII-6**) montrent que l'ensemble des échantillons se distribue selon une tendance cohérente compatible avec leur appartenance à une même série magmatique. L'évolution se traduit par des corrélations positives entre Ni, Cr et MgO montrant de toute évidence la cristallisation précoce de Mg-Al-chromite (voir minéralogie) et d'olivine puis avec la baisse des teneurs en MgO corrélée à la baisse de celles du CaO, Fe_2O_3 , TiO_2 , Al_2O_3 et Sr apparaît le clinopyroxène, le plagioclase et les oxydes ferro-titanés (ici titanomagnétite).

L'échantillon de composition basaltique Dam 43a des caractères de magma primaire avec un rapport Mg# équivalent à 76 et des concentrations élevées en Ni (384.3 ppm) et Cr (635 ppm) (**annexe 7, tableau 14**).

Les analyses du corps dioritique confirment leurs compositions intermédiaires (SiO₂ compris entre 51.37 et 61.92 %). Dans les diagrammes de variation, elles suivent souvent le trend des volcanites.

VII-3-2-Evolution des spectres des Terres Rares et des spectres multiélémentaires

Dans les spectres, l'ensemble des lanthanides a été normalisé aux chondrites de Boynton (1984) (**tableau 6**) ; dans les arachnogrammes, les éléments incompatibles ont été normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995).

Echantillon	Groupe 1		Groupe3			Groupe 4				Volcanites		
	Dam 32	Dam41	KT5	KT8	KT14	KT24	KT26	KT27	KT36	Dam 13	Dam 43	Dam 47
La	29,53	33,51	6,63	8,29	10,42	30,76	37,96	27,94	35,79	16,27	7,86	16,88
Ce	77,86	76,40	13,02	16,62	20,61	70,00	74,46	55,65	70,13	35,14	17,69	39,22
Nd	45,54	46,58	7,12	8,76	10,44	33,02	35,04	27,23	33,47	19,15	9,85	20,66
Sm	11,97	11,79	2,18	2,61	3,02	8,01	7,85	6,54	7,65	4,84	2,63	5,03
Eu	3,79	4,57	0,80	0,97	1,01	2,29	2,43	2,16	2,36	1,48	0,79	1,17
Gd	12,52	11,28	2,40	2,69	3,28	7,49	5,29	5,98	6,66	4,52	2,55	4,65
Tb		1,87		0,51			1,14	1,00	1,12	0,77	0,47	0,82
Dy	10,46	10,28	2,05	2,40	2,68	5,23	5,29	5,00	5,09	3,77	2,37	4,30
Er	4,99	5,65	0,98	1,26	1,21	2,14	2,40	2,44	2,42	2,19	1,42	2,64
Tm	0,85	0,78	0,18	0,19	0,22	0,36	0,32	0,33	0,32	0,32	0,22	0,40
Yb	4,92	4,63	0,92	1,02	1,14	1,68	1,66	1,84	1,65	1,85	1,26	2,44
Σ TR (ppm)	202,43	207,34	36,28	45,30	54,03	160,98	173,83	136,12	166,66	90,30	47,11	98,19
(La/Yb)N	4,05	4,88	4,86	5,48	5,45	12,34	15,42	10,24	14,63	5,93	4,20	4,74
Eu/Eu*	0,95	1,22	1,08	1,12	0,99	0,91	1,01	1,06	1,02	0,97	0,94	0,73

Tableau 6 : Teneurs en terres rares dans les roches de Damrane - Kahal Tabelbala

Dans le **groupe 1** (**Fig. VII-7**), l'analyse des spectres de terres rares permet de distinguer :

- Un enrichissement en terres rares légères LREE (100x chondrites),
- Un appauvrissement en terres rares lourdes HREE (20x chondrites),
- Une légère anomalie positive en Eu ($0.95 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.22$) qui pourrait être due

à une accumulation du plagioclase dans ces dolérites.

Ces spectres sont modérément fractionnés ($La/Yb_N \sim 5$).

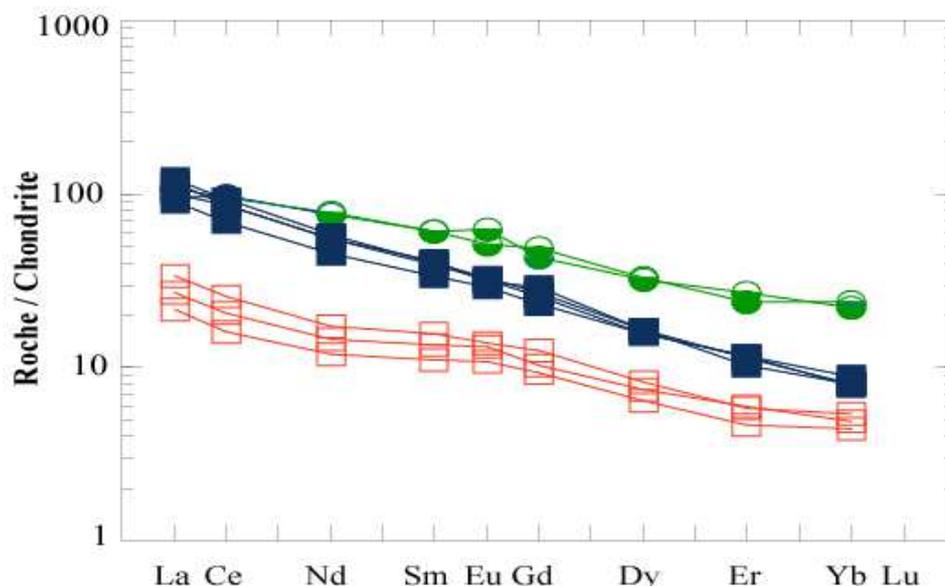
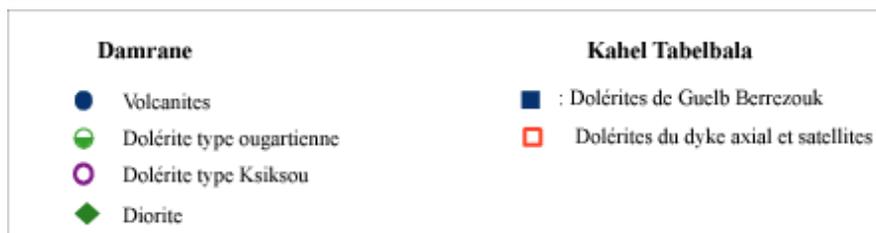


Figure VII-7 : Distribution des terres rares dans les dolérites de Damrane - Kahal Tabelbala (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).



Dans les spectres élargis (**Fig. VII-8**), les deux échantillons de dolérite du **groupe 1** (Dam 32 et Dam 41) montrent des différences de spectres au niveau des LILE (large ion lithophile elements), la Dam41 montre un enrichissement plus important en Rb, Ba, Sr et K et moins important en Pb que la dolérite 32. Nous constatons donc:

-Des anomalies négatives en Nb (Dam 41) et une forte anomalie positive en Pb (Dam 32) typiques des roches affectées par des interactions avec la croûte continentale.

- Une anomalie positive en Ba, Eu, P et une légère anomalie négative en Ti, cette dernière confirmant le fractionnement des oxydes ferro-titanés.

Ces caractéristiques géochimiques de ce groupe 1 traduisent bien leur caractère de tholéiites continentales. Les rapports $Ce/Yb > 10$ et $Y/Nb > 2$ confirment cette signature.

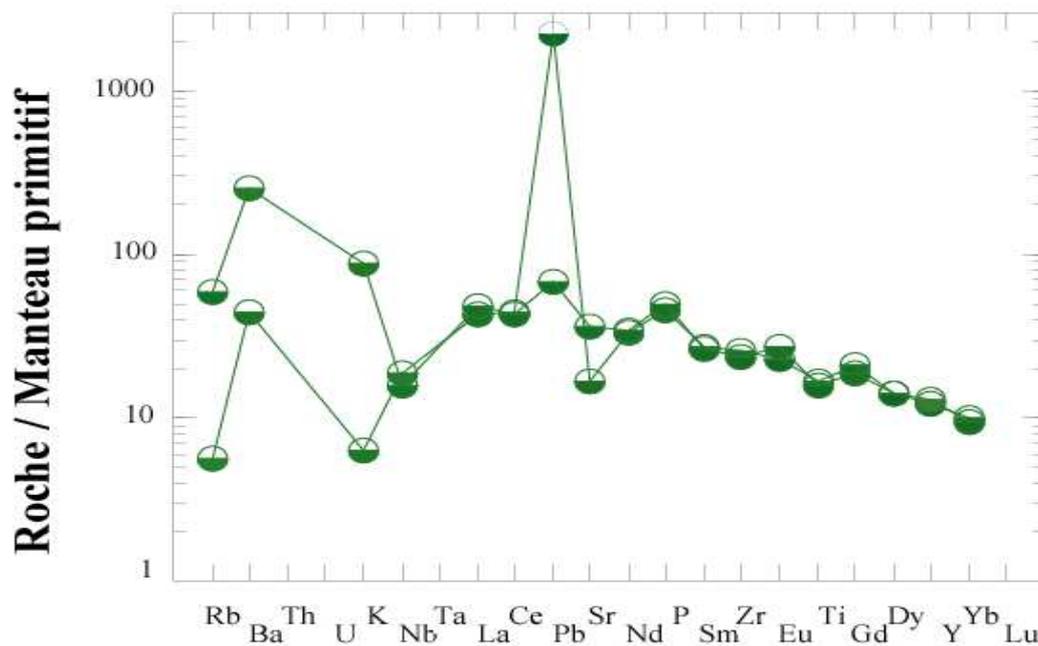


Figure VII-8 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites de type ougartien.

Dans **le groupe 2**, n'ayant pas d'analyses de terres rares sur les dolérites type Ksiksou, nous nous contenterons des autres éléments en traces incompatibles.

Les spectres multiélémentaires de ce groupe (**Fig. VII-9**) permettent de constater :

- Un enrichissement en LILE (jusqu'à 200 fois le manteau primitif pour le K) par rapport aux HFSE,
- Parmi les LILE, une anomalie négative en Ba et positive en Pb traduisant probablement le fractionnement du plagioclase et l'implication de composants crustaux respectivement.
- Une anomalie négative en Nb bien marquée confirmant le rôle joué par la croûte continentale dans la genèse de ces roches.

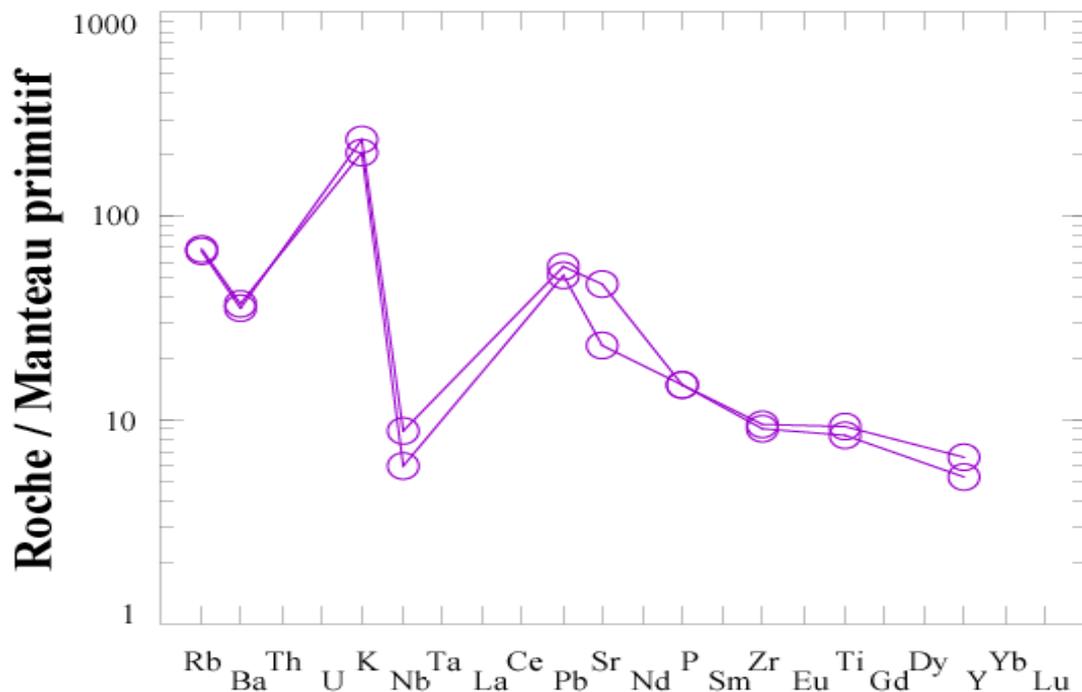


Figure VII-9 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites de type Ksiksou.

Le **groupe 3**, d'affinité tholéïitique comme le groupe 1, présente des teneurs en lanthanides plus faibles, tout comme les teneurs en TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , Y, Zr, Nb et V que le groupe 1. Il montre des spectres avec 20 à 40 fois les chondrites pour les LREE et 4 à 6 fois les chondrites pour les HREE. Ils sont modérément fractionnés ($4.86 < \text{La}/\text{Yb}_N < 5.48$) avec une anomalie positive peu apparente en Eu ($0.99 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 1.12$). Ce groupe présente également des spectres parallèles entre eux traduisant bien un cogénéisme.

Les spectres multiélémentaires du groupe 3 (**Fig. VII-10**) permettent de constater :

- Un enrichissement modéré en LILE, LREE par rapport aux HFSE,
- Des anomalies positives en Ba en Sr traduisant probablement l'accumulation de plagioclases. L'anomalie positive en Pb pourrait témoigner du rôle joué par la contamination crustale.

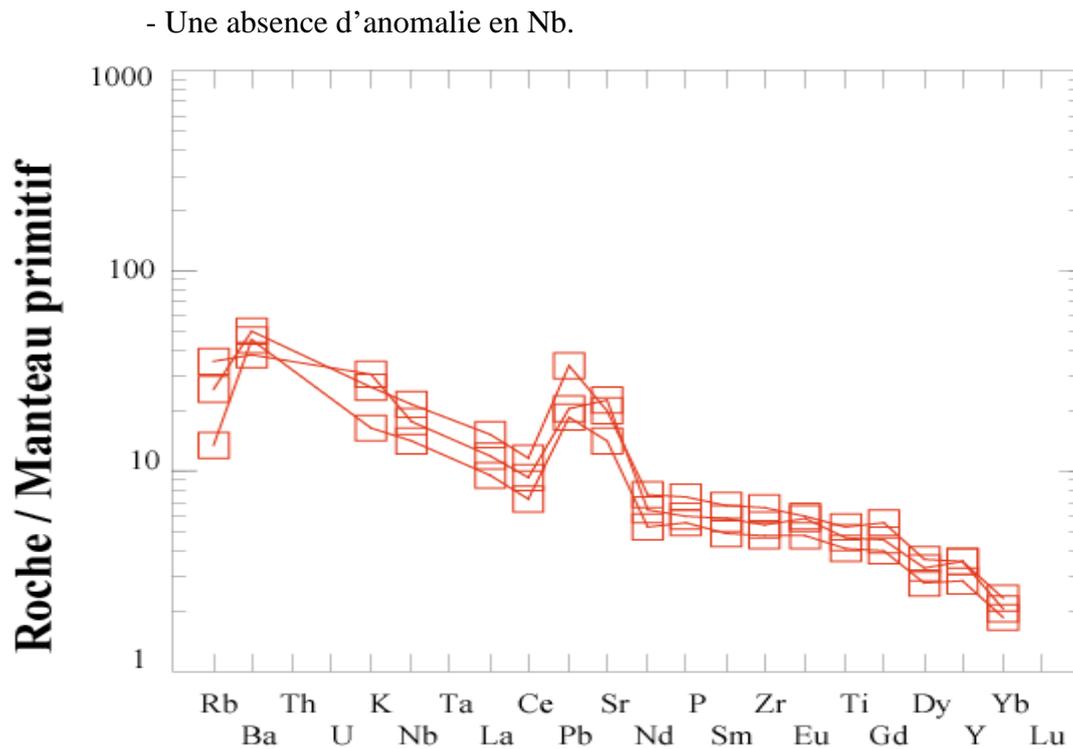


Figure VII-10 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites du dyke axial de Kahal Tabelbala.

Le groupe 4, à tendance alcaline, confirme sa différence par rapport aux autres groupes avec un enrichissement en LREE jusqu'à 120 fois les chondrites et un appauvrissement en HREE 8 à 9 fois les chondrites, ce qui traduit un fractionnement plus important (jusqu'à $La/Yb_N \sim 15$). L'anomalie en Eu est inexistante ($0.91 < Eu/Eu^* < 1.06$), ce qui tend à minimiser le rôle du plagioclase dans l'évolution de ces roches (confirmé dans les diagrammes de variations de la **figure VII-11**).

La lecture des spectres élargis (**Fig. VII-11**) montre :

-Un enrichissement en LILE (avec de légères anomalies positives en Ba et Sr), en LREE et HFSE (avec inexistence d'anomalie en Nb),

-Un fractionnement des HREE (3 à 4 fois le manteau primitif) pouvant impliquer la présence de grenat dans le résidu.

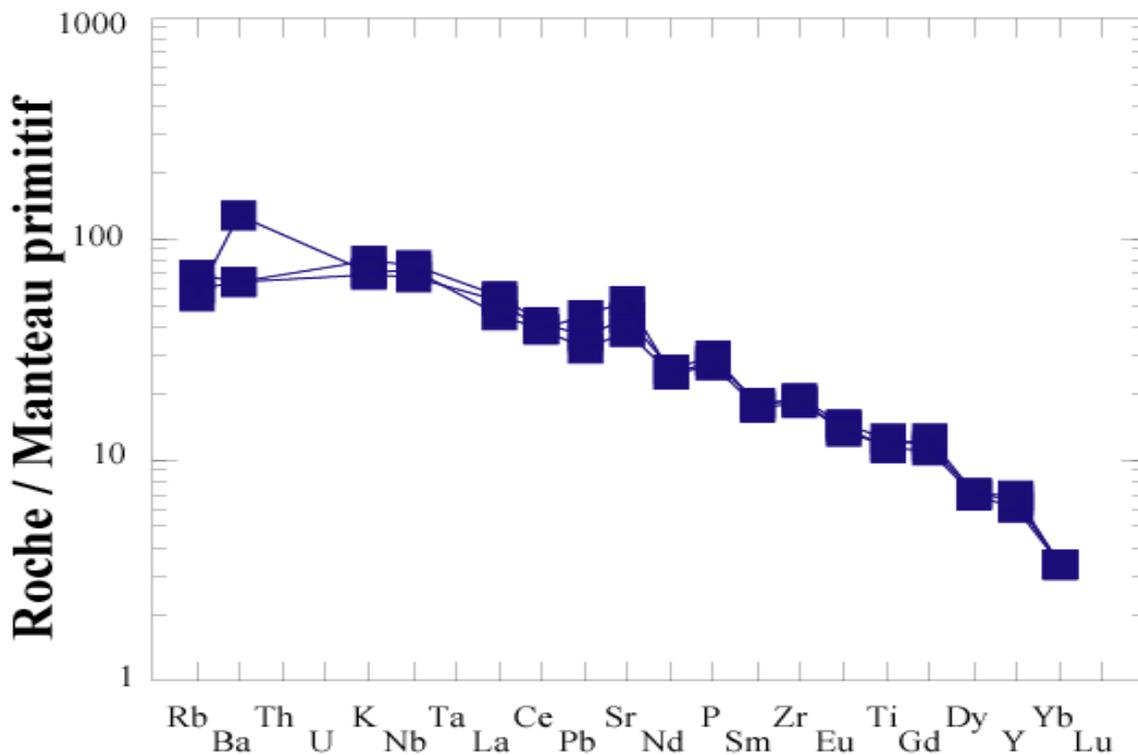


Figure VII-11 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les dolérites à tendance alcaline de Guelb Berrezouk (Kahal Tabelbala).

Ces caractéristiques géochimiques de ce groupe 4 traduisent bien une tendance alcaline avec des rapports Ti/V compris entre 65.68 et 70.85 typiques de roches alcalines (Shervais, 1982), tendance également appuyée par les fortes teneurs en Ti, Al et Ca de leurs clinopyroxènes et par des spectres de terres rares fractionnés. De plus, les rapports faibles en La/Nb (0.57-0.75) de ces dolérites sont typiques de magma intraplaque non contaminé.

Quant aux **volcanites** de Damrane (**Fig. VII-12**), l'enrichissement en LREE est peu important (25 à 50 fois les chondrites), notamment dans le basalte le moins évolué (Dam43). Les spectres de terres rares sont peu fractionnés ($4.20 < La/Yb_N < 5.93$). Dans un des échantillons, une légère anomalie négative en Eu peut être décelée ($0.73 < Eu/Eu^* < 0.97$) confirmant le fractionnement du plagioclase. Par ailleurs, les spectres de toutes ces volcanites sont parallèles entre eux suggérant des différents degrés de différenciation à partir d'un même magma.

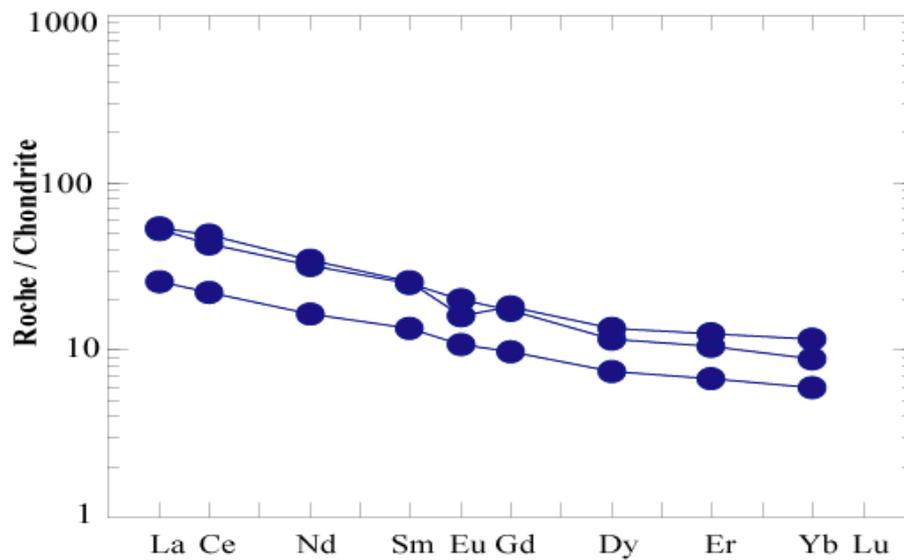


Figure. VII-12 : Distribution des terres rares dans les volcanites de Damrane (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton, 1984).

L'analyse de arachnogrammes de ces roches basiques montre une signature caractéristiques des magmas calco-alcalins orogéniques (Treuil et Joron, 1977 ; Gill, 1981) :

- Un enrichissement en LILE avec des anomalies positives en Ba et Pb,
- Un appauvrissement en HFSE avec des anomalies bien marquées en Nb et Ti.

Par ailleurs, les anomalies négatives en Nb et positives en Pb sont typiques des séries magmatiques en relation avec une zone de subduction ou affectées par des interactions avec la croûte continentale. Les rapports La/Nb élevés (jusqu'à 3.19) indiquent donc une participation significative de composants crustaux dans le magma à l'origine de ces volcanites.

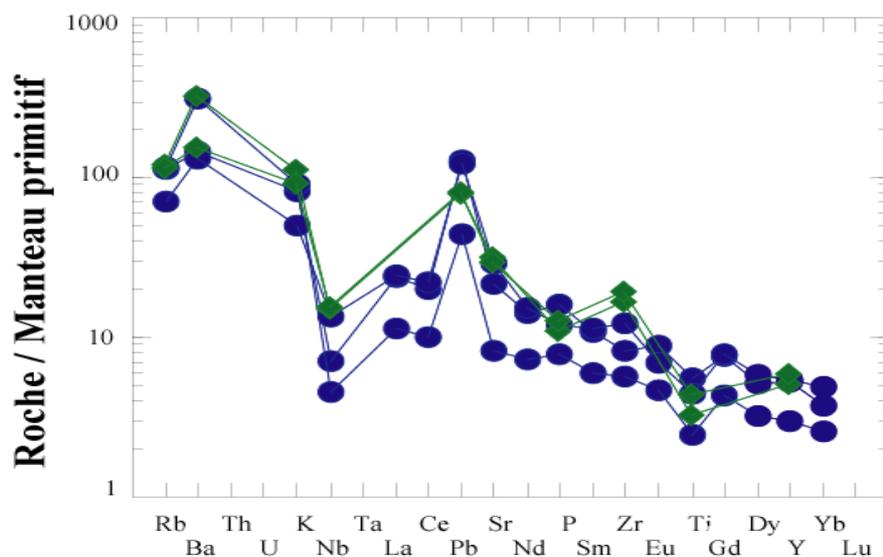


Figure VII-13 : Diagrammes multi-élémentaires des éléments incompatibles normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) dans les volcanites et diorites de Damrane

Dans le corps dioritique, nous ne disposons pas également d'analyses de terres rares. Les spectres élargis de ces faciès montrent une grande similitude avec ceux des volcanites, ils s'imbriquent complètement (**Fig. VII-13**). Cette similitude entre les volcanites et les plutonites traduit donc un lien génétique entre elles.

VII-4- Géochimie isotopique

Le développement de ce magmatisme basique fissural de nature tholéiitique et alcaline de Damrane - Kahal Tabelbala nécessite des données géochronologiques précises pour connaître les différents épisodes de mise en place des magmas à l'origine de ces dolérites.

L'acquisition de données isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd sur quelques échantillons représentatifs de ces roches basiques va donc permettre d'aborder : (i) l'aspect chronologique de mise en place des différents groupes de dolérites et des volcanites, mais avec beaucoup de prudence, (ii) l'aspect traceurs isotopiques afin de discuter des compositions isotopiques en Sr et Nd et appréhender l'origine mantellique des sources avec l'évaluation de la contribution de la croûte continentale dans la genèse de ces roches basiques.

VII-4-1- Géochimie des systèmes Rb/Sr et Sm/Nd

Les résultats analytiques Rb/Sr et Sm/Nd sont donnés dans le **tableau 7**.

Echantillons	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\sigma$	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\sigma$	ϵNd
Groupe 1									
Dam 32	3,60	355,60	0,03	0,708514	11,97	45,54	0,159	0,512498	-2,73
Dam 41	37,20	767,10	0,14	0,708675	11,79	46,58	0,153	0,512513	-2,44
Groupe 3									
KT5	8,60	302,50	0,08	0,704643	2,18	7,12	0,185	0,51262	-0,35
KT8	22,50	481,70	0,14	0,708638	2,61	8,76	0,18	0,512614	-0,47
KT14	16,30	419,60	0,11	0,707643	3,02	10,44	0,175	0,512622	-0,31
Groupe 4									
KT24	34,70	1100,10	0,09	0,707162	8,01	33,02	0,147	0,512705	1,31
KT26	44,20	921,50	0,14	0,704483	7,85	35,04	0,135	0,512707	1,35
KT36	37,80	810,40	0,14	0,704145	7,65	33,47	0,138	0,512711	1,46
Volcanites									
Dam 13	71,40	457,60	0,45	0,708615	4,84	19,15	0,153	0,512402	-4,6
Dam 43	73,40	171,50	1,24	0,713295	2,63	9,85	0,161	0,512379	-5,05
Dam 47	71,40	457,60	0,45	0,70974	5,03	20,66	0,147	0,512247	-7,63

Tableau 7 : Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des roches basiques de Damrane-Kahal Tabelbala

Les données isotopiques Rb-Sr et Sm/Nd mesurées, c'est-à-dire les valeurs actuelles, permettent de faire quelques remarques :

- Il y a des différences de compositions isotopiques du Sr dans les groupes de dolérites et les volcanites confirmant les différences minéralogiques et géochimiques, ce qui suggère une origine à partir de réservoirs mantelliques distincts (**Fig. VIII-14**),

-Les valeurs élevées en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour certains groupes confirment le rôle significatif de la contamination crustale dans la pétrogenèse des dolérites et volcanites (**Fig. VII-14**).

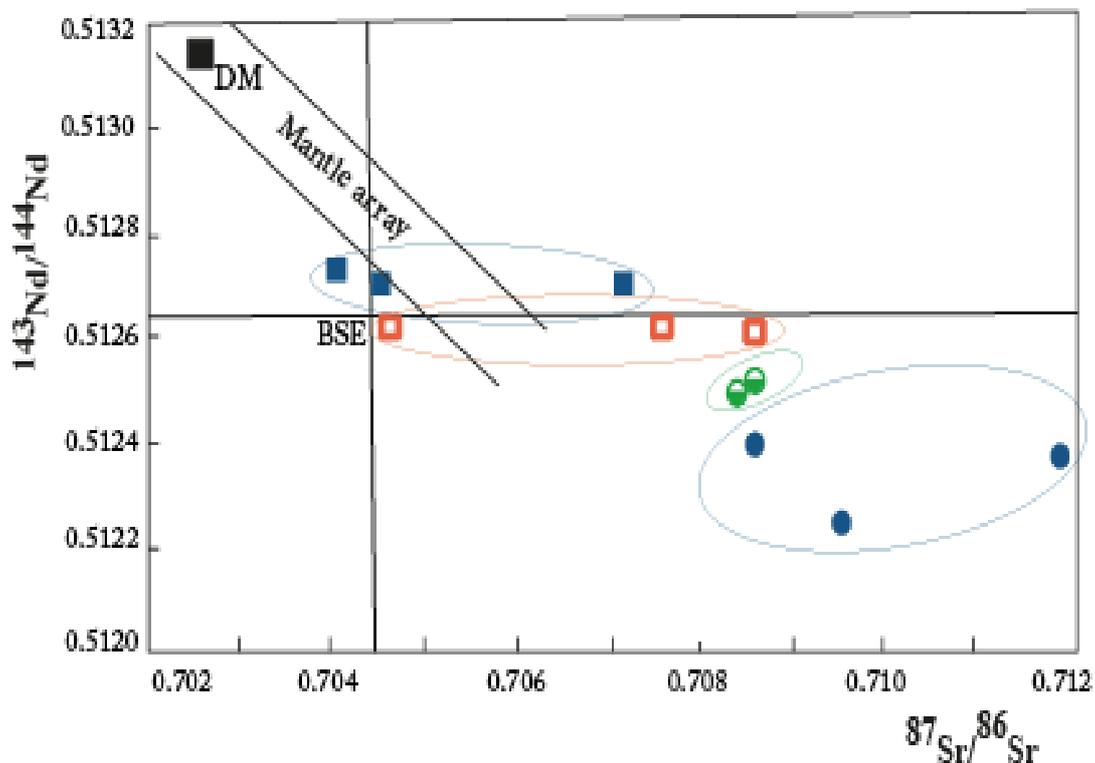


Figure VII-14 : Diagramme $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ versus $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ pour les roches étudiées. DM: depleted mantle, BSE: Bulk Silicate Earth.

D'un point de vue isotopique, au moins trois composants (manteau asthénosphérique, manteau lithosphérique et croûte continentale) sont nécessaires pour expliquer la diversité des magmas basiques de Damrane-Kahal Tabelbala (**Fig. VII-14**):

-Un composant mantellique qui aurait une signature isotopique Sr-Nd voisine de celle d'un réservoir modèle hypothétique (BSE= Bulk Silicate Earth). Il correspond aux roches du **groupe 3**. Les valeurs relativement constantes de ϵNd (~ 0) associés à une dispersion beaucoup plus grande des rapports Sri (0.7046 à 0.7086), probablement liées à de la contamination.

Les roches du **groupe 1** se situent également dans le même domaine avec des valeurs plus radiogéniques en Sr et moins radiogéniques en Nd que celles du groupe 3.

-Un second composant défini par le **groupe 4** qui se situe, en partie, sur le manteau array, se rapprochant du champ des OIB.

Quant aux volcanites, ce sont les roches qui présentent les valeurs les plus radiogéniques en Sr et les moins radiogéniques en Nd. Ces compositions suggèrent soit (i) un rôle important de la croûte continentale, (ii) un manteau subcontinental enrichi par des sédiments ou de fragments lithosphériques réinjectés.

Comme nous ne disposons que de deux ou trois analyses pour chaque groupe et pour que les résultats soient fiables, nous avons réalisé les diagrammes $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en proposant le calcul de l'âge à partir de la droite isochrone $t = \ln(a+1)/\lambda$ et sa pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$ (**tableau 7**). Ces résultats sont à prendre avec beaucoup de prudence.

Le **groupe 1** représenté par les dolérites type ougartien donne un âge de **102 Ma** avec un rapport isotopique initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ de **0.70847** et un ϵNd compris entre **-1.87 à -2.24**.

Le **groupe 3** représenté par les dolérites du dyke axial de Kahal Tabelbala donne, par la méthode de la pente, un âge de **183 Ma** avec des $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ allant de **0.70443 à 0.70829** et des ϵNd proches de 0 (**+0.19 à -0.08**).

Le **groupe 4** formé par les dolérites à affinité alcaline de Kahal Tabelbala montre un âge triasique (**204 Ma**) et des rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ compris entre **0.70375 et 0.70408** et le Nd radiogénique le plus élevé (**+2.95 < ϵNd < +2.99**).

Quant aux **basaltes de Damrane**, les datations relatives établies par la géologie sont plus ou moins confirmées par cet âge absolu de **390 Ma** (Dévonien). Les rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ sont compris entre **0.70611 et 0.70724** et ϵNd variant entre **-2.43 et -5.16**.

VII-5- Pétrogenèse : la cristallisation fractionnée et la contamination crustale.

Sources des magmas

Alors que les caractéristiques minéralogiques et géochimiques de ces différents dykes mafiques et des volcanites ont été identifiées, ces investigations permettent d'aboutir maintenant à l'identification de leur source et leur pétrogenèse.

En ce qui concerne les différents groupes de dolérites, la question qui se pose en premier est de savoir si les magmas liés à leur origine proviennent de sources différentes ou sont-ils le résultat de conditions de fusion différentes et des degrés variables de contamination crustale.

VII-5-1-Le processus de cristallisation fractionnée

Dans toutes les roches de Damrane-Kahal Tabelbala, la cristallisation fractionnée a joué un rôle modéré ou important selon les groupes, antérieurement à leur mise en place.

Les dykes du **groupe 1** résulteraient d'un degré de cristallisation fractionnée significatif à partir d'un magma parental mis en évidence par les teneurs basses en MgO et les éléments compatibles tels que le Ni, Cr, Co...

Les corrélations positives entre MgO et Fe_2O_3 , TiO_2 et négatives entre MgO, CaO et Sr pourraient indiquer une cristallisation précoce des oxydes ferro-titanés tels que l'ilménite par rapport à celle du plagioclase. Les anomalies positives en Eu et Ba confirment que le plagioclase n'est pas une phase fractionnée majeure dans ces dolérites.

Tout comme le **groupe 1**, les dolérites du **groupe 2** ont bien des caractères de tholéiites continentales et montrent également qu'elles dérivent d'un magma qui a subi un début de différenciation vu les teneurs modérées en MgO (< 7%), Mg# (0.52 et 0.57) et les faibles concentrations en Cr (< 200 ppm) et Ni (< 70 ppm) (moins faibles que celles du groupe 1). Cette différenciation pourrait se traduire par le fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase (anomalie négative en Ba dans le diagramme multiélémentaire) à partir d'un magma parental.

Le groupe 3 composé des dolérites du dyke axial de Kahal Tabelbala avec une affinité de tholéiites continentales résulte également d'un degré de cristallisation fractionnée significatif étant donné les faibles teneurs en MgO (4.86-6.66 ppm), Ni (61-105 ppm), Cr (22-149 ppm) ainsi que les rapports Mg# (0.50-0.61) indiquant qu'ils dérivent bien d'un magma évolué. Les corrélations détectées dans les diagrammes de variations traduisent probablement le fractionnement du clinopyroxène (phénocristaux dominants dans la paragenèse) et la cristallisation tardive des oxydes ferro-titanés.

Enfin, c'est le **groupe 4** représenté par les filons à tendance alcaline potassique de Kahal Tabelbala qui résulterait du plus faible degré de cristallisation fractionnée d'un magma mantellique primaire mis en évidence par des teneurs élevées en MgO (8.70-10.27%), Ni (217-283.8 ppm) et Cr (299.4-396.9 ppm) ainsi que des rapports significatifs en Mg# (0.59-0.63). Les corrélations positives du Ni et Cr avec le MgO suggèrent le fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène à partir d'un magma parental.

Quant aux **volcanites** de Damrane, elles forment une série magmatique dont le processus majeur est la cristallisation fractionnée. L'évolution se traduit par des corrélations

positives entre Ni, Cr et MgO montrant de toute évidence la cristallisation précoce de Mg-Al-chromite (voir minéralogie) et d'olivine puis avec la baisse des teneurs en MgO corrélée à la baisse de celles du CaO, Fe₂O₃, TiO₂, Al₂O₃ et Sr apparaît le clinopyroxène, le plagioclase et les oxydes ferro-titanés (ici titanomagnétite).

Les volcanites basiques pourraient être le résultat d'un liquide en équilibre avec une péridotite mantellique (Cox, 1980). Ceci est supporté par les teneurs élevées en MgO (12.36%), Mg# (0.76), Ni (384.3 ppm) et Cr (635 ppm).

Les diorites pourraient faire partie de cette même série magmatique.

VII-5-2-La contamination crustale

Le rôle de la contamination crustale dans la pétrogenèse des roches étudiées est un problème fondamental.

Lorsque des dykes mafiques se mettent en place dans un environnement intracontinental, il est reconnu que leurs magmas mantelliques subissent un certain degré de contamination crustale durant leur ascension ou leur séjour dans une chambre magmatique (Mohr, 1987).

Nous savons que l'enrichissement en éléments incompatibles type LILE et LREE serait la conséquence (i) d'une contamination crustale, ou (ii) d'un magma dérivant d'un manteau subcontinental enrichi.

Thompson et al. (1984) proposent une évaluation de cette contamination crustale des magmas en utilisant le rapport **La/Nb** qui est inférieur à l'unité pour les OIB et compris entre 0.5 et 7 pour les CFB.

A Damrane, la contamination crustale semble avoir joué un rôle dans la genèse de ces roches. Les caractéristiques géochimiques du **groupe 1** montrent l'implication d'un composant crustal dans la genèse de ces dolérites. L'anomalie négative en Nb et une forte anomalie positive en Pb en sont la preuve. De plus, le rapport La/Nb élevé (2.22-2.94) et un rapport isotopique initial du Sr élevé (0.7087) et des ϵ Nd négatifs (-2.73 à -2.44) confirment la participation de la croûte continentale dans ces magmas basiques.

Dans le **groupe 2**, la contamination crustale se traduit également par des anomalies négatives en Nb et positive en Pb.

Quant aux **volcanites** de Damrane, les significatives anomalies négative en Nb et positive en Pb, le rapport élevé en La/Nb (3.19-2.46) ainsi que les rapports isotopiques initiaux en Sr modérément élevés (0.708610-0.71329) et négatifs en ϵNd (-4.6 à -7.63) suggèreraient un rôle important d'un composant crustal dans la genèse de ces roches. L'hypothèse de la participation d'un manteau subcontinental enrichi est également à évoquer. Une genèse de ces volcanites à partir d'un manteau subcontinental enrichi par des sédiments ou de fragments lithosphériques réinjectés en relation avec des événements de subduction anciens serait possible. A-t-il existé un événement de subduction ancien (avant le Dévonien) dans cette région ?

A Kahal Tabelbala, la contamination crustale semble limitée dans le **groupe 3** : un rapport La/Nb bas (~0.65), une anomalie positive modérée en Pb et des rapports isotopiques initiaux en Sr légèrement élevés pour certains échantillons (0.70464-0.70864) et voisines de 0 pour ϵNd (- 0.31 à -0.47).

Il n'y a pas d'empreinte crustale significative dans la genèse des dykes alcalins du **groupe 4**. Ceci est corroboré par un rapport La/Nb inférieur à l'unité (0.59-0.75), des rapports en Sr bas (0.70414-0.70716) et ϵNd positifs (+1.31 à +1.46).

VII-6- Caractéristiques des sources mantelliques et conditions de fusion

VII-6-1- Identification de la composition de la source mantellique

- A partir des éléments majeurs

Les teneurs suffisamment basses en SiO_2 (43.89-51.22%) suggèrent que ces dykes basiques ont bien dérivé à partir d'une source ultramafique, ce qui est corroboré par des teneurs élevées en MgO, Mg#, Cr, Ni pour certains groupes de roches (cf tableau 6).

Nous avons utilisé le diagramme TiO_2 versus Fe_2O_3 établi par Falloon et al. (1988) dans lequel sont représentés les champs de liquides expérimentaux dérivant de fusion partielle de péridotites fertiles dans des conditions compris entre 2 à 30 kb et de liquides appauvris dérivant d'une fusion partielle d'une péridotite réfractaire (**Fig. VII-15**).

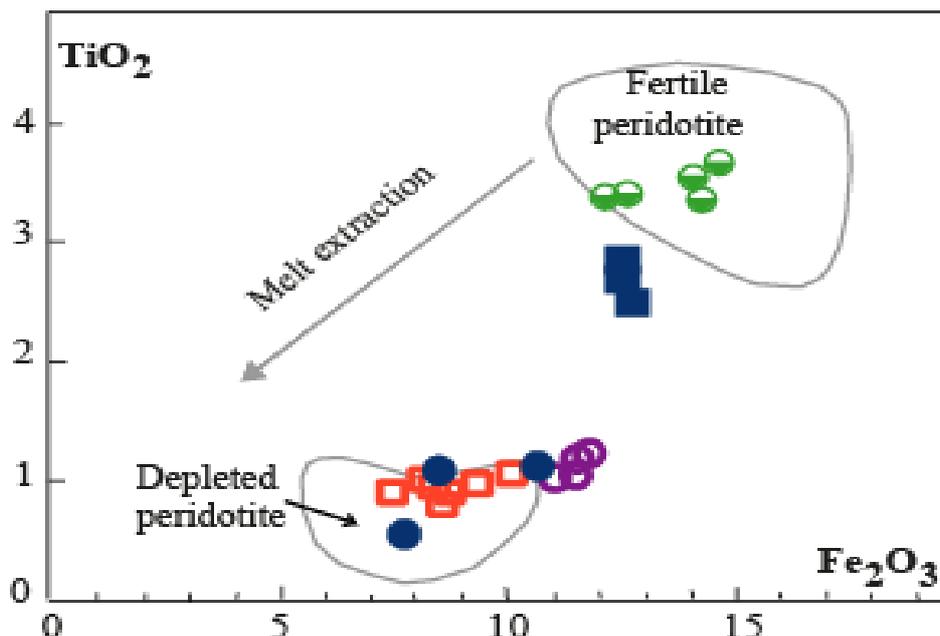


Figure VII-15 : Champs de liquides expérimentaux dérivant de la fusion partielle de péridotite fertile et péridotite appauvrie dans le diagramme TiO₂ versus Fe₂O₃ (d'après Falloon et al. (1988)).

Damrane		Kahel Tabelbala	
●	Volcanites	■	: Dolérites de Guelb Berrezouk
●	Dolérite type ougartienne	□	Dolérites du dyke axial et satellites
●	Dolérite type Ksiksou		

Pour les **groupes 1 et 4**, le magma parental pourrait avoir des teneurs basses en SiO₂ et élevées en Fe₂O₃, TiO₂, Al₂O₃, CaO similaire au liquide expérimental produit à partir de la fusion partielle de la péridotite fertile.

Par contre, pour les **groupes 2 et 3**, les magmas parentaux seraient similaires à ceux dérivant de la fusion partielle d'une péridotite réfractaire ou appauvrie.

Quant aux volcanites de Damrane, le liquide primitif (proche de la composition de l'échantillon Dam43) avec ses faibles teneurs en TiO₂ et Fe₂O₃ se rapproche du liquide expérimental généré par la fusion partielle d'une péridotite appauvrie.

- A partir de rapports d'éléments incompatibles

Les composants mantelliques peuvent-être identifiés à partir de rapports d'éléments incompatibles tels que Nb/Y et Zr/Y. Le diagramme Nb/Y versus Zr/Y (**Fig. VII-16**), semble donner une bonne discrimination entre les sources basaltiques liés à un "plume" (panache mantellique) et celles qui n'en sont pas liées. Ce diagramme permet de constater que :

*Les dykes des **groupes 3 et 4** de Kahal Tabelbala tombent au-dessus de la ligne Δ Nb en se positionnant dans le domaine d'un manteau lié à un panache mantellique. Le **groupe 4** à affinité alcaline se détache par des rapports plus élevés en Nb/Y et Zr/Y et se rapproche des roches dérivant d'une source mantellique type OIB,

*Les dykes des **groupes 1, 2** et les **volcanites** de Damrane se situent entre le DM (manteau appauvri) et les pôles UC (croûte continentale supérieur) et EN (composant enrichi) et pourraient suggérer une dérivation à partir d'une source lithosphérique avec une contribution d'un composant crustal ou d'un composant enrichi.

- A partir de la composition des terres rares

Les terres rares dans les roches de composition basaltique sont très sensibles à l'épaisseur de la lithosphère (Ellam, 1992 ; Kerr, 1994). Les rapports bas en La/Yb reflètent un régime dominé par un degré de fusion partielle assez important et / ou la présence de spinelle comme phase prédominante résiduelle (donc une lithosphère mince).

Les rapports élevés en La/Yb correspondent à des degrés de fusion partielle faibles et / ou la présence de grenat comme phase prédominante résiduelle (donc lithosphère épaisse).

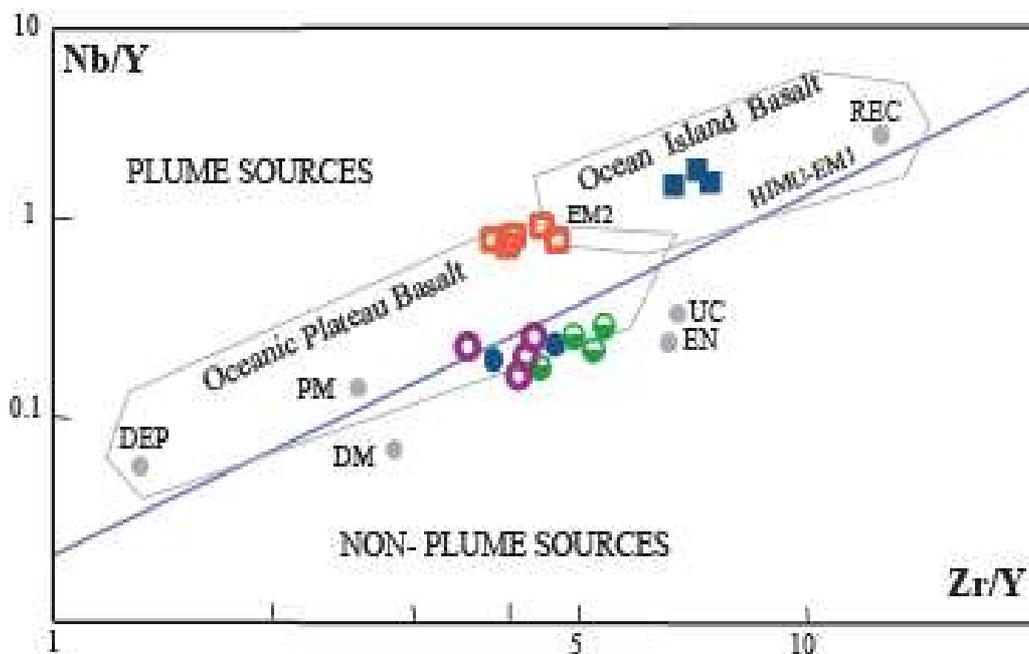


Figure VII-16 : Position des roches de Damrane-Kahal Tabelbala dans le diagramme modifié de Fitton et al. (1997).

PM : manteau primitif, DM : manteau appauvri, DEP : manteau fortement appauvri, UC : croûte continentale, EN : composant enrichi, REC : composant recyclé, HIMU : rapport U/Pb élevé, EM1 et EM2 : manteau enrichi.

Le diagramme Dy/Yb versus La/Yb, établi par Thirlwall et al. (1994), Bogaard et Wörner (2003) permet de discriminer entre la fusion d'une péridotite à grenat et celle à spinelle basée sur la compatibilité de l'Yb et l'incompatibilité du La dans le grenat dans différents pourcentages de fractionnement de ces deux rapports durant les étapes de la fusion dans le domaine de stabilité du grenat (**Fig. VII-17**).

Le tableau des terres rares (tableau 6) permet de constater, que parmi tous les dykes doléritiques étudiés, seuls ceux du **groupe 4** ont des rapports $(La/Yb)_N$ élevés atteignant 15. Ces rapports élevés en La/Yb pourraient donc correspondre à un degré de fusion partielle faible et / ou la présence de grenat comme phase prédominante résiduelle. La figure montre que ces roches résultent d'un faible degré, ne dépassant pas 12% de fusion partielle d'une péridotite mantellique à grenat.

Dans les **groupes 1, 3** et les **volcanites**, l'importance des teneurs en HREE avec des rapports La/Yb bas indiquent plutôt une source mantellique sans grenat. Les magmas parentaux à l'origine de ces roches pourraient donc dériver de la fusion partielle d'une péridotite dans le champ de stabilité du spinelle. Le **basalte Dam 43**, à caractère primitif, positionné sur le diagramme de la **figure VII-17** pourrait résulter d'un taux de fusion partielle avoisinant les 15 % d'une péridotite à spinelle.

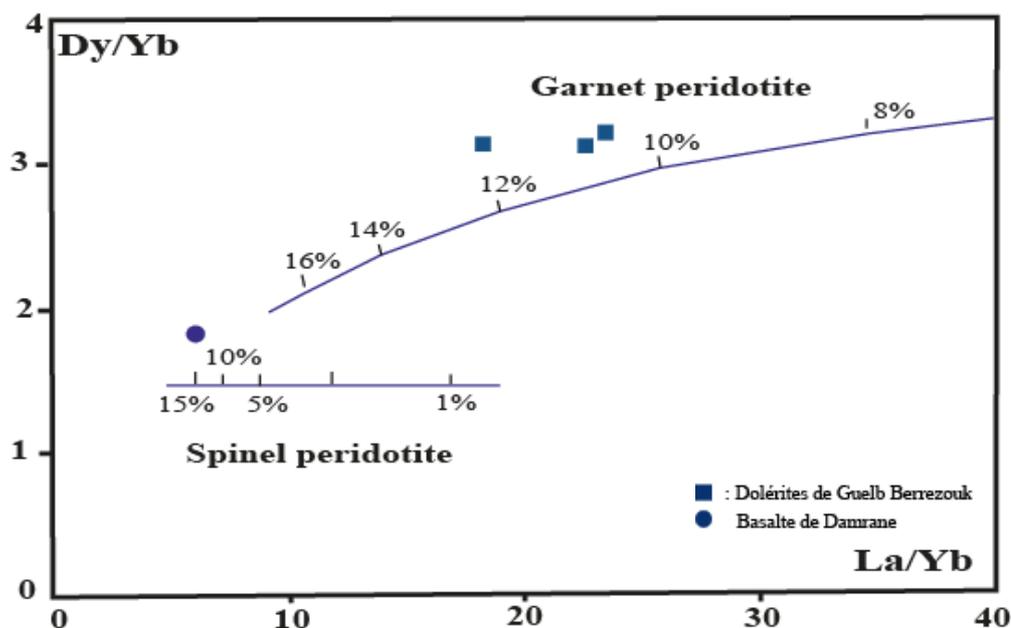


Figure VII-17 : Diagramme La/Yb vs Dy/Yb. Les courbes de fusion des péridotites à grenat et à spinelle sont de Thirlwall et al. (1994) et de Bogaard et Wörner (2003).

VII-7- Discussions pétrogénétiques et géodynamiques

L'étude géochimique et isotopique du réseau filonien basique mis en place dans la région de l'Ougarta (Daoura) a permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de composition du manteau sous-continentale de cette région.

Si nous tenons compte des âges calculés à partir des couples Rb-Sr et Sm-Nd (âges à utiliser avec beaucoup de prudence), nous constatons une certaine évolution au cours du temps de la composition chimique du manteau ougartien.

Ces groupes de dolérites se seraient mis en place sur une période allant de 204 Ma (**groupe 4 alcalin**), à 183 Ma (**groupe 3 tholéitique**) puis à 102 Ma (**groupe 1 tholéitique**), c'est-à-dire une période n'excédant pas 100 Ma, allant du Trias supérieur à la limite Crétacé inférieur- Crétacé supérieur. Une période qui pourrait correspondre aux stades du pré-rifting à rifting probablement lié à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque.

Quant aux volcanites de Damrane, d'affinité calco-alcaline, elles sont plus anciennes et auraient un âge dévonien (390 Ma).

Ce magmatisme basique, mis en place en contexte distensif et lié à la fracturation de la lithosphère de cette région, témoigne donc de l'implication de différents réservoirs mantelliques.

A Damrane, les dykes dériveraient de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique fertile dans le domaine de stabilité du spinelle. La cristallisation fractionnée et la contamination par la croûte continentale pendant la remontée et la mise en place des magmas doivent être retenues pour les dykes de type ougartien.

A Kahal Tabelbala, les groupes 3 et 4 semblent dériver d'un manteau lié à un " plume " ou panache mantellique. Le groupe 4 pourrait être extrait d'un réservoir source proche de celui des basaltes intraplaques de type OIB. La fusion partielle d'un manteau asthénosphérique fertile (type lherzolite à grenat) peut être donc à l'origine de ces dykes alcalins. La signature isotopique du groupe 3 suggère une dérivation à partir d'un réservoir mantellique de type BSE (lithosphère enrichie) et rappelle les basaltes tholéitiques pauvres en Ti de la grande province magmatique centre-atlantique (CAMP).

En revanche, l'empreinte crustale est négligeable, voire inexistante dans les groupes de Kahal Tabelbala.

Ces résultats géochimiques et isotopiques de ce magmatisme fissural et des volcanites pourraient être synthétisés :

La région de Damrane	La région de Kahal Tabelbala
<p style="text-align: center;">Groupe 1</p> <p>- Affinité de tholéiites continentales (d'âge probablement crétacé) avec des teneurs élevées en TiO₂ et Fe₂O₃, P₂O₅, Y, Zr et basses en MgO (type HPT= high P₂O₅ - TiO₂tholeiites).</p> <p>- Formé à partir de la cristallisation fractionnée et la contamination crustale significative d'un magma sursaturé en silice (anomalies négative en Nb, positive en Pb, le rapport La/Nb élevé, un rapport isotopique initial du Sr élevé (0.7084) et des εNd négatifs (-1.87 à -2.24).</p> <p>- Un magma qui dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique fertile dans le domaine de stabilité du spinelle : à partir d'une lherzolite à spinelle.</p>	<p style="text-align: center;">Groupe 3</p> <p>-Affinité de tholéiites continentales (d'âge probablement jurassique inférieur) avec des teneurs faibles TiO₂ et Fe₂O₃, MgO, P₂O₅, Y, Zr (type LPT= low P₂O₅ - TiO₂tholeiites)-Degré de cristallisation fractionnée important d'un magma sursaturé en silice (fractionnement du clinopyroxène) et contamination crustale limitée (pas d'anomalie en Nb, anomalie positive en Pb, le rapport La/Nb bas, un rapport isotopique initial du Sr faible à élevé (0.7044-0.70829) et des εNd proches de 0.</p> <p>-Un magma dérivant de la fusion partielle d'un manteau de type lithosphérique enrichie (BSE) avec présence d'un " plume ". Une genèse à partir d'une péridotite appauvrie à spinelle (harzburgite à spinelle).</p>
<p style="text-align: center;">Groupe 2</p> <p>- Affinité de tholéiites continentales avec des teneurs basses en TiO₂ et Fe₂O₃, P₂O₅, Y, Zr, Nb et plus importantes en MgO (type LPT = low P₂O₅ - TiO₂tholeiites) .</p> <p>-Formé à partir de la cristallisation fractionnée (fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase) et contamination crustale significative d'un magma saturé en silice (anomalies négative en Nb, positive en Pb, le rapport La/Nb élevé).</p> <p>-Un magma qui dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique appauvri, probablement de type harzburgitique.</p>	<p style="text-align: center;">Groupe 4</p> <p>- Affinité alcaline potassique (âge triasique (204 Ma))</p> <p>-Résulte d'un faible degré de cristallisation (fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène).</p> <p>- Pas de composants crustaux dans la genèse de ces dykes (pas d'anomalies en Nb et Pb, La/Nb bas, des Sri bas (0.70375-0.70408) et ε Nd positifs (~+3). Source proche de celle des OIB.</p> <p>- Un magma sous-saturé en silice qui dériverait de la fusion partielle d'un manteau asthénosphérique fertile dans le domaine de stabilité du grenat : à partir d'une lherzolite à grenat.</p>
<p style="text-align: center;">Les volcanites</p> <p>-Forment une série magmatique calco-alcaline d'âge probablement dévonien et régie par la cristallisation fractionnée</p> <p>-Certains basaltes ont des caractères de magmas primitifs (cristallisation précoce de magnésio-chromite et olivine).</p>	

<p>-Participation d'un composant crustal dans la genèse de ces roches ou genèse à partir d'un manteau subcontinental enrichi (La/Nb élevé, anomalies négative en Nb, positive en Pb, un rapport isotopique initial du Sr élevé (0.7061-0.7072) et des ϵ Nd négatifs (-2.43 à -5.16).</p> <p>- Un magma, saturé en silice, qui dériverait de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique appauvri dans le domaine de stabilité du spinelle : à partir d'une harzburgite à spinelle (jusqu'à 15% de fusion partielle).</p>	
---	--

A l'issue des observations de terrain, de la caractérisation géochimique et des considérations pétrogénétiques, nous pouvons proposer un modèle paléotectonique (ou paléogéodynamique). Ce dernier faisant intervenir des composantes distensives qui engendrent alors des stades d'évolution d'un rift continental n'ayant jamais atteint le stade d'océanisation durant l'Hercynien et l'Alpin.

L'axe de rift occupe vraisemblablement celui du Damrane-Kahal Tabelbala, jalonné de roches magmatiques basiques, intermédiaires et acides. Ce qui procure à cette aire un privilège fondamental, qualifiée en quelque sorte comme une fenêtre ouverte sur le manteau sous-continental ougartien.

Tenant compte, avec beaucoup de prudence, de la chronologie des événements magmatiques, ce rift continental aurait connu des stades d'évolution suivants :

- Un stade de pré-rifting

➤ Episode à caractère calco alcalin

Vers 390 Ma, ce stade est marqué dans le Damrane par un épisode magmatique, matérialisé par des basaltes à caractère calco-alcalin qui se localisent dans la partie nord-ouest du rift. Pour contribuer à la compréhension de la singularité de ces basaltes, nous évoquons, en bref, le modèle de reconstitution du pourtour du Craton Ouest Africain durant la transition Néoprotérozoïque-Cambrien.

Ce modèle, dit modèle de Doblas et al., (2002), se base sur les données acquises sur l'ensemble des chaînes panafricaines ceinturant le Craton Ouest Africain (**Fig. VII-18, A, B, C**). Les auteurs soulignent le synchronisme des phénomènes de compression au Néoprotérozoïque moyen, puis des phénomènes d'extension et de compression, accompagnées de magmatisme sur son pourtour à la période de transition Néoprotérozoïque-Cambrien, (**Fig. VII-18 D, E**).

Doblas et al., (2002) proposent un modèle de "*cocotte-minute*" qui fait intervenir une accumulation de chaleur importante sous le Craton Ouest Africain, alors que ce dernier est entièrement recouvert d'une épaisse couche de glace. Le manteau profiterait des zones de faiblesse héritées des orogénèses panafricaines pour libérer la chaleur ainsi accumulée. Le magmatisme consécutif s'accompagnerait de phénomènes d'extension généralisés, qui se prolongent durant la période "éo-hercynienne".

Au niveau de l'Ougarta, certains auteurs proposent une océanisation vers 685 Ma puis une fermeture vers 600 Ma qui souligne le Pan-africain (**Kurek et Friedl, 1987**).

Ensuite le cycle hercynien commence par l'installation d'un bassin étroit et allongé, tangent au craton Ouest africain vers le côté NE, qui correspond à l'Anti Atlas oriental – Ougarta. L'histoire de ce bassin est régie par des facteurs internes (tectonique et magmatisme) et externes (eustatisme).

Dans le Damrane, la mise en place pendant l'époque dévonienne des basaltes calco-alcalins, ne semble pas donc avoir un lien génétique avec une subduction de croûte océanique. La paléogéographie durant le cycle paléozoïque de cette partie de la plate-forme saharienne est marquée par le fonctionnement d'un rift continental (aulacogène).

La signature orogénique calco-alcaline de ces basaltes (les clinopyroxènes à affinité subalcaline, les anomalies négative en **Nb** et positive en **Pb**, les rapports La/Nb élevés, des rapports isotopiques du Sr élevés et ϵ_{Nd} bas.. .) pourrait traduire une genèse en contexte extensionnel à partir d'un manteau métasomatisé (lors d'une subduction ancienne d'âge précambrien, vraisemblablement pan-africain) (Coish et al., 1992).

Au final, ces basaltes sont générés dans le rift dévonien et ils auraient hérité leur signature orogénique soit de la fusion partielle d'un manteau antérieurement métasomatisé, soit de la fusion partielle d'un **manteau lithosphérique appauvri** dans le domaine de

stabilité du spinelle qui aurait subi une cristallisation fractionnée (CF) et une contamination crustale importante. Nous avons tenté de proposer un modèle de genèse de ces basaltes vers 390 Ma (fig. VII-18 F).

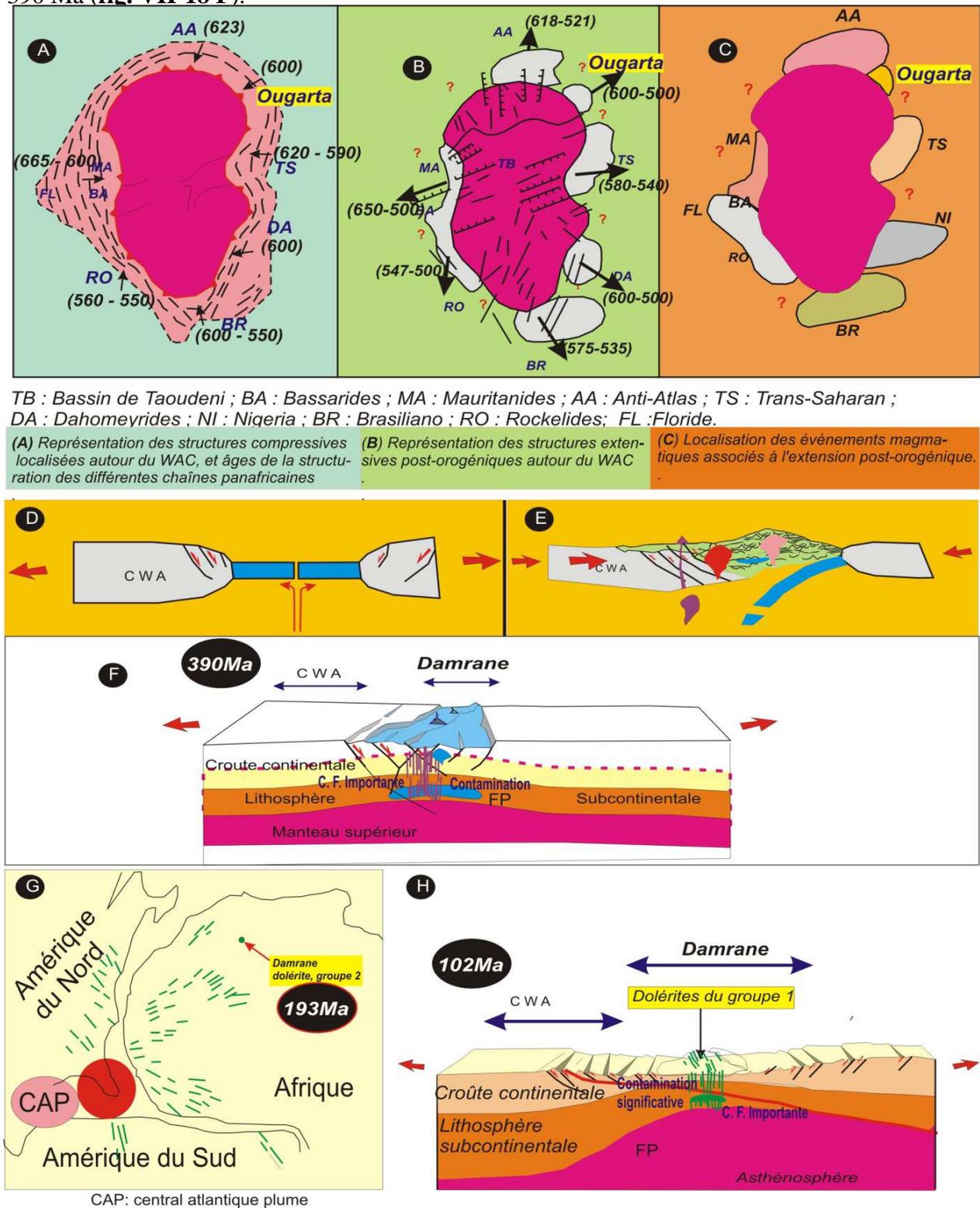


Figure VII-18 : Evolution générale du pourtour du Craton Ouest Africain et blocs diagrammes paléotectonique dans le Damrane.

➤ **Episode des dolérites à caractère alcalin**

Vers 204 Ma, à Kahal Tabelbala, l'individualisation de rift continental devient plus prononcée, soulignée par la naissance à l'aplomb d'un panache mantellique, qui se traduit par un système de failles normales et la mise en place des dolérites du **groupe 4** (à Guelb Berrezouk) à caractère alcalin.

La mise en place d'un panache mantellique à une profondeur importante conduit à l'établissement d'une zone de fusion partielle au sein d'un manteau asthénosphérique fertile dans le domaine de stabilité du grenat. Représenté par le bloc diagramme (**Fig. VII-19 J**), cette zone de fusion partielle produit un magma à tendance alcaline qui migre vers la surface pour former les dolérites de Guelb Berrezouk résultant d'un faible degré de cristallisation et d'une contamination crustale insignifiante, voire absente.

- Stade de rifting

➤ **Episode des dolérites tholéitiques du groupe 3**

Le modèle de Kahal Tabelbala connaît une légère évolution vers 183 Ma, nous assistons à un amincissement de la lithosphère et le panache mantellique apporte essentiellement la chaleur. Cet amincissement et la remontée isostatique de la lithosphère entraînent une baisse de pression et une augmentation du taux de fusion partielle du manteau lithosphérique. Le magma, à l'origine de ces tholéites continentales du **groupe 3**, subira un degré de cristallisation fractionnée important et une contamination crustale limitée lors de son ascension (**Fig. VII-19 I**).". Ce groupe 3 rappelle les basaltes tholéitiques pauvres en Ti de la grande province magmatique de l'Atlantique central (CAMP).

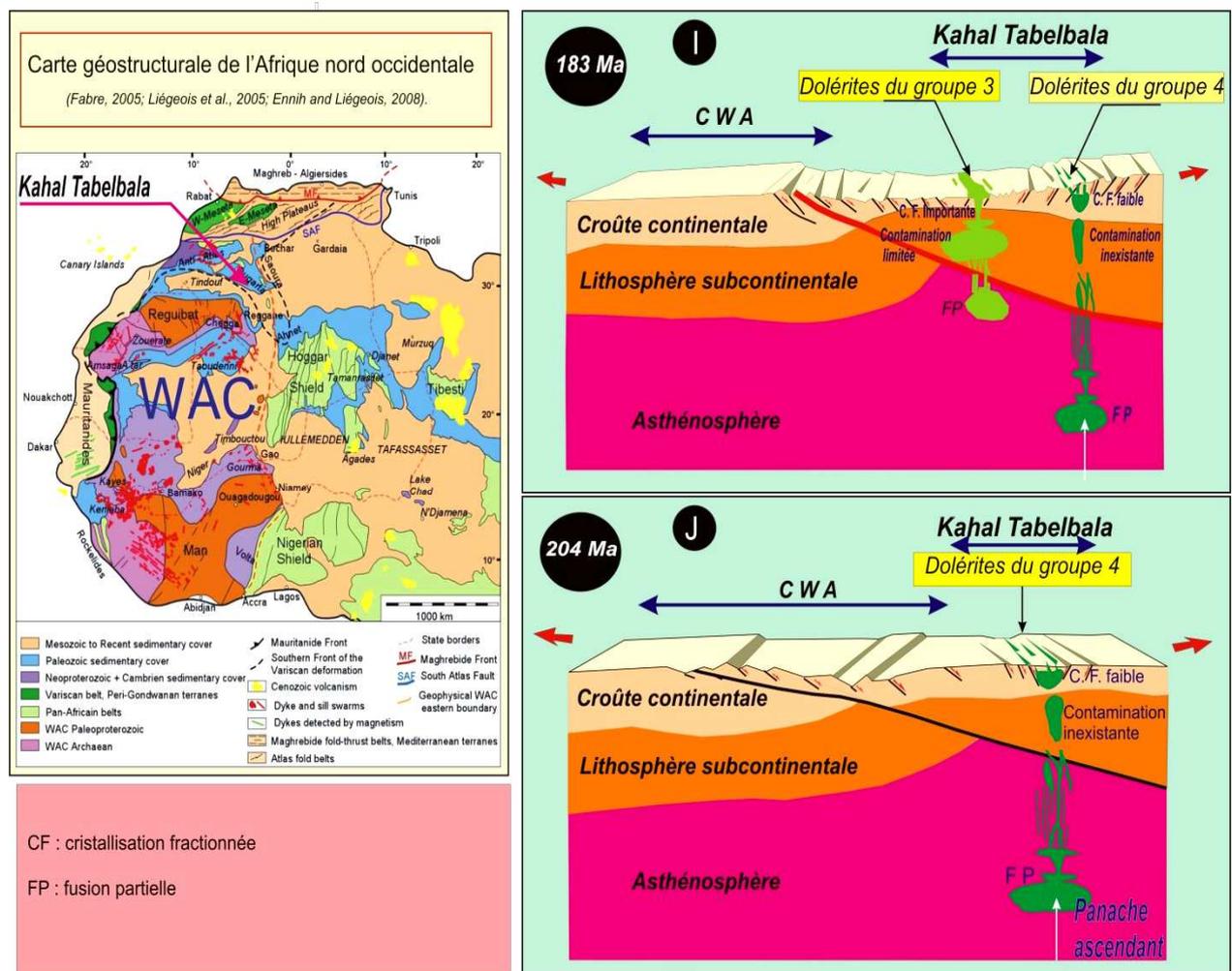
➤ **Episode des dolérites tholéitiques du groupe 1**

Vers le passage Crétacé inférieur - Crétacé supérieur (102 Ma), la faille principale du rift continental évolue vers le Nord-Ouest et elle permet dans le Damrane la mise en place de tholéites continentales du **groupe 1** (**Fig. VII-18 H**).

Les caractéristiques géochimiques de ces dolérites permettent de proposer la fusion partielle d'un manteau lithosphérique fertile dans le domaine de stabilité du spinelle. Le magma généré subit un degré de cristallisation et une contamination crustale importants.

➤ Episode des dolérites tholéïtiques du groupe 2

N'ayant pas d'âge précis pour ce groupe de dolérites, il pourrait correspondre à la période jurassique, tout comme le groupe 3. Il a des caractéristiques de LPT (low P₂O₅ - TiO₂tholeiites). Il pourrait être en relation avec les tholéïtes continentales de la province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) (Fig. VII-18 G). Il est formé à partir de la cristallisation fractionnée (fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase) et contamination crustale significative d'un magma issu de la fusion partielle d'un manteau lithosphérique appauvri, probablement de type harzburgitique.



CONCLUSIONS GENERALES

CONCLUSIONS GENERALES

Nous avons essayé de répondre à l'ensemble des questions posées dans les objectifs définis. Les différents volets de ce travail apportent des arguments qui permettent d'avoir une meilleure idée sur la genèse du volcanisme basique et du réseau filonien doléritique de l'axe Damrane-Kahal Tabelbala.

Ce travail a eu pour but de présenter les données pétrologiques, géochimiques et isotopiques relatives aux épisodes magmatiques basiques successifs qui témoignent de la composition du manteau sous-continentale de l'Ougarta.

D'un point de vue pétrographique et minéralogique, ces données nous ont offert un large éventail de faciès regroupé en deux ensembles :

- Le massif de Damrane, avec les volcanites et un corps dioritique d'une part et un complexe filonien doléritique d'autre part. Ce dernier, composé de deux types de dyke, selon les directions :

- *Les dykes doléritiques de direction ougartienne (**groupe 1**),

- *Les dykes doléritiques de direction Ksiksou (**groupe 2**).

- La région de Kahal Tabelbala, où le réseau filonien est largement développé et est composé essentiellement de deux types de dolérites totalement différents :

- *Le dyke axial et ses sills satellites (**Groupe 3**),

- *Les dolérites de Guelb Berrezouk (**Groupe 4**).

Le **volcanisme de Damrane**, où seules les coulées basaltiques ont été étudiées en détails. A texture microlitique porphyrique, la paragenèse minérale est constituée de magnésio-chromite, d'olivine et de clinopyroxène dans les basaltes à caractère primitif et une paragenèse à clinopyroxène, plagioclase et titanomagnétite dans les basaltes plus évolués. La genèse de ces roches se serait faite à partir d'un magma relativement riche en H₂O (5- 10%) cristallisant en profondeur de la magnésio-chromite et de l'olivine. La fin de cette cristallisation marquée par l'apparition du clinopyroxène se fait sous des températures de 1100-1000°C et une pression inférieure à 10 Kb, soit une profondeur inférieure à 35 km.

Le **corps dioritique**, à paragenèse composée de plagioclase, d'amphibole, de quartz et de magnétite semble cogénétique avec ces basaltes de Damrane. Les températures de

cristallisation de l'amphibole précoce (magnésio-hastingsite) sont de l'ordre de 900°C sous des pressions de 7 kb, soit une profondeur maximale de 25 km. Cette cristallisation s'est achevée par une amphibole de type magnésio-hornblende à une température de 750-700°C et une profondeur de 8 km, probablement la profondeur de mise en place de ce corps dioritique.

Les dykes doléritiques de Damrane (**groupe 1**) de direction ougartienne (allongement de N 120° à 140°), encaissés dans le Néoprotérozoïque pélitique, montrent une texture intergranulaire. La paragenèse minérale de ces dykes est dominée par un plagioclase de type andésine, un pyroxène essentiellement augitique et de l'ilménite. Ces dolérites seraient le résultat de la cristallisation d'un magma sursaturé en silice et relativement riche en eau (moins de 10% H₂O). La cristallisation du clinopyroxène ne dépasserait pas 1100°C pour une pression inférieure à 10 kb, soit moins de 35 km de profondeur.

Quant aux dykes doléritiques de type Ksiksou (**groupe 2**) à texture intersertale à subophitique, où les minéraux primaires sont du plagioclase (bytownite à andésine), clinopyroxène (augite et pigeonite) et titanomagnétite. La genèse de ces roches s'est faite à partir d'un magma saturé en silice avec des températures de cristallisation du clinopyroxène comprises entre 1200-1100°C (pigeonite) à 1150-900°C (augite) et des pressions comprises entre 10 et 5 kb (entre 35 et 15 km de profondeur).

Dans la région de Kahal Tabelbala, nous avons distingué deux types de dykes doléritiques.

Le **groupe 3** constitué du dyke axial et ses sills satellites. De direction ougartienne (N130°), son épaisseur est importante et atteint plus de 250 mètres d'épaisseur et il s'étale en longueur sur plusieurs dizaines kilomètres.

Cet imposant dyke fait apparaître une zonation allant d'un cœur grenue à une bordure fine. Tout comme les autres dykes doléritiques, la paragenèse se compose de plagioclase (labrador-oligoclase), clinopyroxène (augite-pigeonite) et oxydes ferro-titanés de type ilménite. Le magma à l'origine de ces roches serait un magma relativement riche en eau avec des températures de cristallisation du clinopyroxène s'échelonnant entre 1100-1000°C (augite) à 1200-1000°C (pigeonite) et des pressions environnant les 5 kb (soit 15 km de profondeur).

Le **groupe 4**, original par rapport aux autres groupes, est constitué de dolérites à texture intersertale à tendance porphyrique. Elles révèlent une paragenèse à olivine (Fo₉₀ à Fo₇₇), clinopyroxène (diopside), plagioclase (labrador) et opaques de type ulvospinelle. La

genèse de ces roches s'est faite à partir d'un magma sous-saturé en silice et anhydre qui a débuté sa cristallisation par des opaques et de l'olivine. La cristallisation des clinopyroxènes s'est faite sous des températures modérées et sous des pressions supérieures à 10 kb, soit une profondeur supérieure à 35 km.

A partir de **l'étude thermobarométrique**, nous pouvons dire que la majorité des magmas à l'origine des roches de Damrane et Kahal Tabelbala ont évolué sous des pressions relativement modérées n'excédant pas 10 kb (profondeurs inférieures à 35 km), excepté pour les dolérites alcalines du groupe 4 (profondeurs plus importantes). Une telle pression suggère l'existence d'une zone de stockage magmatique (chambre magmatique) au sein de la croûte continentale. C'est donc entre cette zone et la surface que se seraient en grande partie formés ces dykes par les processus de cristallisation fractionnée et de contamination par des composants crustaux.

L'étude géochimique et isotopique de ce réseau filonien basique ainsi que des volcanites mis en place dans la région de l'Ougarta (Daoura) a permis de mettre en évidence l'hétérogénéité de composition du manteau sous-continentale de cette région.

Au moins trois sources sont impliquées dans la genèse de ce magmatisme de la Daoura : un manteau asthénosphérique, un manteau lithosphérique et une croûte continentale sont nécessaires pour expliquer la diversité de ces magmas basiques.

Les processus pétrogénétiques intervenant dans leur genèse sont la cristallisation fractionnée et la contamination crustale.

Si nous tenons compte des âges calculés à partir des couples Rb-Sr et Sm-Nd (âges à utiliser avec prudence), nous constatons une certaine évolution au cours du temps de la composition du manteau ougartien.

Les **volcanites de Damrane** forment une série magmatique calco-alcaline d'âge probablement dévonien (390 Ma) et qui est régie par la cristallisation fractionnée d'un magma saturé en silice. Ce magma dériverait de la fusion partielle d'un **manteau lithosphérique appauvri** dans le domaine de stabilité du spinelle (jusqu'à 15 % de fusion partielle d'une **harzburgite à spinelle**). La participation de la croûte continentale serait significative (La/Nb élevé, anomalies négative en Nb, positive en Pb, un rapport isotopique initial du Sr élevé (0.7061-0.7072) et des ϵNd négatifs (-2.43 à -5.16). Une deuxième hypothèse peut être proposée pour leur genèse : une source de type manteau subcontinental enrichi par des

sédiments ou de fragments lithosphériques réinjectés en relation avec des événements de subduction anciens.

Quant au réseau filonien doléritique, il se serait mis en place sur une période allant de 204 Ma (**groupe 4 alcalin**), à 183 Ma (**groupe 3 tholéitique**) puis à 102 Ma (**groupe 1 tholéitique**), c'est-à-dire une période n'excédant pas 100 Ma, allant du Trias supérieur à la limite Crétacé inférieur- Crétacé supérieur. Une période qui pourrait correspondre aux stades du pré-rifting à rifting probablement lié à l'ouverture de l'Atlantique au Mésozoïque.

Ce magmatisme basique, mis en place en contexte distensif et lié à la fracturation de la lithosphère de cette région, témoigne donc de l'implication de différents réservoirs mantelliques.

A Damrane, les deux types de dyke de direction différente sont des tholéiites continentales. Les **dolérites du groupe 1** sont probablement crétacées (102 Ma) et présentent les caractéristiques des HPT (high P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). Générées à partir d'un magma sursaturé en silice qui a subi une importante cristallisation fractionnée ainsi qu'une contamination crustale significative (anomalies négative en Nb, positive en Pb, le rapport La/Nb élevé, un rapport isotopique initial du Sr élevé $\square \sim 0.7084$ et des ϵ Nd négatifs de -1.87 à -2.24. Elles dériveraient d'un **manteau lithosphérique fertile** de type **lherzolite à spinelle**.

Le groupe 2 de dolérites (type Ksiksou) n'a pas été daté mais il pourrait correspondre à la période jurassique, tout comme le groupe 3.

Contrairement au groupe 1, il a des caractéristiques de LPT (low P_2O_5 - TiO_2 tholeiites). Il est formé à partir de la cristallisation fractionnée (fractionnement du clinopyroxène et du plagioclase) et contamination crustale significative d'un magma saturé en silice (anomalies négative en Nb, positive en Pb, le rapport La/Nb élevé). Ce magma serait issu la fusion partielle d'un **manteau lithosphérique appauvri, probablement de type harzburgitique**.

Kahal Tabelbala n'est représenté que par des dykes de dolérites (groupes 3 et 4).

Le groupe 3 est constitué de dolérites à affinité tholéitique de type LPT et d'âge jurassique inférieur (183 Ma). Ces roches sont régies par un degré de cristallisation fractionnée important d'un magma sursaturé en silice et par une contamination crustale limitée (pas d'anomalie en Nb, anomalie positive en Pb, le rapport La/Nb bas, un rapport isotopique initial du Sr faible à élevé compris entre 0.7044-0.70829 et des ϵ Nd proches de 0.

La source pourrait être un **manteau de type lithosphère enrichie (BSE) avec présence d'un " plume "**. Ce groupe 3 rappelle les basaltes tholéitiques pauvres en Ti de la grande province magmatique centre-atlantique (CAMP).

Enfin, le **groupe 4** à affinité alcaline potassique, résulte d'un faible degré de cristallisation avec fractionnement de l'olivine et du clinopyroxène dans un magma sous-saturé en silice. Il n'y a pas de composants crustaux dans la genèse de ces dykes (pas d'anomalies en Nb et Pb, La/Nb bas, des Sri bas compris entre 0.70375 et 0.70408 et des \sim Nd positifs ($\sim +3$). Leur source, proche de celle des OIB, dériverait de la fusion partielle d'un **manteau asthénosphérique fertile** dans le domaine de stabilité du grenat : à partir d'une **lherzolite à grenat**.

A Kahal Tabelbala, les groupes 3 et 4 semblent dériver d'un manteau lié à un panache mantellique ; dans le groupe alcalin 4, l'implication du panache paraît plus effective.

Par contre dans ces deux groupes, l'empreinte crustale semble négligeable (groupe 3), voir absente (groupe 4).

BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

A

Aït Kaci A., 1990 - Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien Nord occidental). Thèse 3^{ème} cycle, IST, UTHB, Alger, 168 p., 49 fig.

Aït Malek H., Gasquet D., Bertrand J. M., Letterier J., 1998 - Géochronologie U-Pb sur zircon de granitoïdes éburnéens et panafricains dans les boutonnières protérozoïques d'Igherm, du Kerdous et Bas Drâa (Anti-Atlas occidental, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 327: 819-826.

Alimen H., LeMaitre D., Menchikoff N., Petter G. et Poueyoto A., 1952 - Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. XIX C. G.I., Alger, Monogr. Région., 1^{er} Sér. Algérie, n°15.

Allary A., Andrieux J., Lavenu A., et Ribeyrolles M., 1972 - Les nappes hercyniennes de la Méseta sud-orientale (Maroc central). Comptes Rendus Academic Sciences, Paris 274, 2284-2287.

Arbey F., 1968 - Structures et dépôts glaciaires dans l'Ordovicien terminal des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). C. R. Acad. Sci. Paris, 266, 76-78, 2 fig., 2 pl. h. t.

Arbey F., 1971 - Glacio-Tectonique et phénomènes périglaciaires dans les dépôts siluro-ordoviciens des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). C. R. Acad. Sci. Paris, 273, D, 854-857, 2fig., 2pl. h. t.

Arbey F., 2006 – La glaciation ordovicienne dans la chaîne d'Ougarta : mise au point. Mém. Serv. Géol. Nation. Algérie n°13, pp. 41-121, 48fig.

Armando G., 1999 - Intracontinental alkaline magmatism: geology, mineralogy and geochemistry of the Jbel Hayim massif (central High Atlas-Morocco).

B

Bayer R. et Lesquer A., 1978 - Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du Craton ouest-africain : géométrie d'une suture pan-africaine, Btrll. Soc. géol. Fr., série 7, XX, 6, p. 863-876.

Beauchamp J., 1988 - Triassic sedimentation and rifting in the High Atlas (Morocco), in Triassic-Jurassic Rifting: Continental Breakup and the Origin of the Atlantic Ocean and Passive Margins, edited by W. Mainspeizer, pp. 447 – 497, Elsevier Sci., New York.

Beauchamp J., W., Barazangi, M., Demnati, A., And Elalji, M., 1996 - Intra-continental rifting and inversion: Missouri Basin and Atlas Mountains, Morocco. AAPG Bulletin, 80, 1459-1482.

Bedard J.H.; Hebert R., 1998 - Intra-crustal chromitites, North Arm Mountain Massif, Bay of Islands ophiolite: Formation by incongruent dissolution of feldspar and pyroxene into intrusions of peridotite. Journal of Geophysical Research 103:5165-5184

Bensalah et al., 2011 - The central magmatic province (CAMP) of Berrechid and Doukkala bassins (western meseta, Morocco), volcanology and geochemistry, cominocaços geologicas, pp. 15 – 27.

Beraaouz E-H., 1995 - Episodes magmatiques associés au rift atlasique et ouverture de l'Atlantique central. Doctorat es Sciences de l'Universite Hassan II.

Bertrand-Sarfati J., Moussine-Pouchkine, A., et Caby R., 1987 - Les corrélations du Protérozoïque

au Cambrien en Afrique de l'Ouest : nouvelle interprétation géodynamique. Bulletin de la société géologique de France 8, pp., 855 – 856.

Bertrand H., 1987 - Le magmatisme tholeitique continental de la marge Ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central: Les dolerites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne): C.R. Acad. Sci. Paris 304, 215-220.

Bertrand H., Dostal J., And Dupuy C., 1982 - Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco: Earth and Planetary Science Letters, v. 58, p. 225-239.

Bertrand H., 1991 - The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: A volcano-tectonic record of the early opening of the central Atlantic. In Kampunzo, A. B. and R. T. Lubala, eds., The Phanerozoic African plate, pp. 147-191. New York: Springer-Verlag.

Bertrand H., Liegeois, J.P., Deckart, K., Feraud, G., 1999 - High-Ti tholeiites in Guinea and Their Connection with the Central Atlantic CFB Province: Elemental and Nd-Sr-Pb Isotopic Evidence for preferential Zone of Mantel Upwelling in Cause of Rifting. AGU spring meeting. Abst. page S. 317.

Black R., Caby, R., Mousine-Pouchkine A., Boyer R., Bertrand, J. M., Bouiller A. M., Fabre, J., Lesquer, A., 1979 - Evidence for late Precambrian plate tectonics in West Africa. Nature 278 (5701): 223-227.

Bleeker W., 2003 - The late Archean record : a puzzle in ca. 35 pieces. Lithos, v. 71, p. 99-134.

Blundy J.D., Holland T.J.B., (1990) : Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase

Bodinier J.L., Dupuy C., Dostal J., 1984 - Geochemistry of Precambrian ophiolites from Bou Azzer. Morocco. Contrib. Mineral. Petrol. 87, 43–50.

Bogaard P.J.F. et Wörner G., 2003 : Petrogenesis of basanitic to tholeiitic volcanic rocks from the Miocene Vogelsberg , Central Germany. Journal of Petrology 44, 569-602.

Boote D.R., Clark-Lowes A., Traut M., 1998 - Paleozoic petroleum systems of North Africa. In : Macgregor, D.S., Moody R.T. J. et Clark-Lowes, D.D. (eds). Petroleum Geology of North Africa Geological Society, London, Special Publication, N°132, pp. 7-68.

Bouabdelli M., 1982 - Stratigraphie et évolution structurale du Paléozoïque d'Azrou (NE du Maroc central): thèse 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 164p.

Bougara M., 1995 - Contribution à l'étude géologique des formations paléozoïques sédimentaires du môle de Tiffrit (Saïda, Algérie nord-occidentale). Magister, Univ. Oran, 294 p

Bouima T., 1986 - Le gîte de Rahmani (Ougarta – Algérie). Sédimentologie du Cambrien inférieur et étude des minéralisations stratiformes, cuprifères, associées, Mise en évidence d'un processus de remobilisation de type Roll, Thèse Doct, Ing. Univ. Paris XI, Orsay, un volume 211 page.

Bouima T., et Mezghache., 2002 - Les formations « Infracambriennes » des Monts de l'Ougarta (Algérie) et leur corrélation avec celles de l'Anti- Atlas Central (Maroc). Mém. Serv. Géol. Nat. Alg.

Bouima T., et Mekkaoui A., 2003 - Nouveaux éléments en faveur d'un âge protérozoïque des conglomérats de Ben Tadjine (Monts de l'Ougarta, Algérie). Bull. Ser. Géol. Algérie. Vol. 14, n° 2, pp. 139 -148, 2 fig., 3 ph.,

Bousmaha M., 1985 - Prospection préliminaire du Cuivre dans le périclinal de Kahal Tabelbala, Rapport final, E.RE.M- BECHAR (Inédit).

Boynton W.V., 1984: Geochemistry of rare earth elements: meteorite studies. In: Hendersen P. (ed), Rare earth element geochemistry. Elsevier, p.63-114.

Brey G.P. and Köhler, T.P., 1990 - Geothermobarometry in natural four-phase lherzolites, part II: New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.

Byramjee R., Meindre M., 1956 - Le gisement de manganèse de Guettara. *Symposium del mangeso XX Congreso Geologico International. p 179-196.*

C

Caby R., 1978 - Paléogéocynamique d'une marge passive et d'une marge active au Précambrien supérieur : leur collision dans la chaîne panafricaine du Mali. *Bull. Soc. géol. Pr.*, XX, 6 : 557-861.

Caby R., 1970 - La Chaîne pharusienne dans le Nord-Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) : sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Thés. Fac ; Sci. Montpellier.* 335p.

Caby R., 1983 - La chaîne panafricaine dans le Nord- Ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie) – sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Publication de la Géologie de France*, 7, VII, pp. 341-352.

Caby R., 2003 - Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences* 37 (3-4) : 133-159.

Caby R., et Leblanc M., 1973 - Les ophiolites précambriennes sur les bords E et N du craton Ouest Africain. In: 1ère Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, vol., Paris, p 112.

Caby R., Monie, P., 2003 - Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37 (3-4): 269-293.

Caby R., Mousine-Pouchkine A., et Aït Kaci A., 2010 – Les séries volcano-sédimentaires orogéniques néoprotérozoïques de la basse Saoura (Algérie) : Signification géodynamique dans la chaîne panafricaine.

Cawthorn R.G., 1976 - Melting relations in part of the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Na₂O-K₂O under 5 kbars pressure. *J. Petrol.*, 17: 44-72.

Cawthorn, 1976 - some chemical control on igneous amphibole compositions. *Géochim. Cosmo.chim. Acta* 40, 1319-1328.

Chabou M. et al ., 2007 - Datation ar40/ar39 de la province d l'atlantique central dans le sud-ouest algérien, *comptes rendus géosciences*, 339, 970-978.

Charlot R., 1976 - The Precambrian of the Anti-Atlas (Morocco): A geochronological synthesis. *Precambrian Research* 3, 19-23.

Chavaillon D., 1972 – Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara nord occidental : Colomb- Béchar à Reggane. Paris, CNRS. 393 p, 32fig.

Cherfouh E., Ouahabi A., et Louni-Hacini A., 2002 – Pétrographie, Minéralogie, minéralogie et géochimie de la série volcano-plutonique de la boutonnière anticlinale de la sebkha El Mellah (chaînes de l'Ougarta, SW Algérien). *Bull Service Géologique de l'Algérie*. Vol. 13 ; n°2, pp. 154-184, 19fig. H., 7 tabl.

- Chikhaoui M.** 1972 - Notice explicative de la carte *Oglet Mohamed* à 1/200.000 (inédit).
- Chikhaoui M. et Donzeau M.,** 1972 - Le passage Précambrien-Cambrien dans les monts d'Ougarta : le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien Nord-Occidental) Bull. Soc. Hist. Nat. Afr., Alger, 63, (1/2), pp.51-62.
- Chikhaoui M.** 1974 - Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieurs des Ougarta (Saoura). *Thèse de 3eme cycle; Alger*, 150 p.
- Choubert G.** 1947 - L'accident majeur de l'Anti-Atlas. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 224 : 1172-1173
- Choubert G.,** 1945 - Sur le Précambrien marocain. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris 221: 249-251
- Choubert G.,** 1952 - Essai d'application de la notion d'Infracambrien aux formations anciennes de l'Anti-Atlas (Maroc). In: 19th International Geological Congress, vol Section 1-Fascicule 1. Alger, pp 33-71
- Choubert G. et Faure-Muret, A.,** 1956 - Lexique stratigraphique du Maroc. Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 134: 165
- Choubert G.,** 1963 - Histoire géologique du Précambrien de l'Anti-Atlas. Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc, 162: 7-352.
- Choubert G. et Faure-Muret A.,** 1974 - Problème de l'âge des dolérites du sud marocain C. R. Acad. Sci. Paris, 278, série D, pp. 1677-1680.
- Choubert G. et Faure-Muret A.,** 1980 - Anti-atlas (Morocco). Earth-Science Reviews 16: 87-113.
- Choubert, G. et Faure-Muret, A.,** 1981 - La chaîne des Anti-Atlasides "Précambrien II2" dans la région de Taliwine. Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série IIa: Sciences de la Terre et des Planètes 292: 1081-1085
- Cizak R.** 1993 - Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Thèse de doctorat Etat, Université Paul Sabatier, Toulouse*, 513 p.
- Clauer N.** 1974 - Utilisation de la méthode Rb-Sr pour la datation d'une schistosité de sédiments peu métamorphisés : application au Précambrien II de la boutonnière de Bou-Azzer- El Graara (Anti-Atlas, Maroc). Earth Planet. Sci Lett., 22, 404-412.
- Clauer N. et Leblanc M.,** 1975 - Implications stratigraphiques d'une étude géochronologique Rb-Sr sur métasédiments précambriens de Bou Azzer (Anti-Atlas, Maroc). Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc 38: 7-12.
- Coish R.A. et C.W. Sinton C.W.,** 1992 - Geochemistry of mafic dykes in the Adirondak Mountains: implications for late Proterozoic continental rifting, Contrib. Mineral. Petrol. 110 500-514.
- Coish, R.A., C.W. Sinton,** (1992) - Geochemistry of mafic dykes in the Adirondak Mountains: implications for late Proterozoic continental rifting, Contrib. Mineral. Petrol. 110 500-514.
- Collomb P., Donzeau M.,** 1974 - Relation entre kink-bands décamétriques et fractures du socle dans l'Hercynien des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). Tectonophysics, 24, 213-242.
- Condie K. C.,** 1998 - Episodic continental growth and supercontinents: a mantle avalanche connection? Earth Plan. Sci. Lett., 163, 97-108.

Condie K. C., 2001 - Continental growth during formation of Rodinia at 1.35-0.9 Ga. *Gond. Res.*, 4, 5-16.

Conrad G., 1969 - L'évolution continentale post hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Moudir) CRZA, CRS, série de géologie N°10.

Coulon C., Vidal, P., Dupuy, C., Baudin, P., Popoff, M., Maluski, H., Hermitte, D., 1996 - The Mesozoic to Early Cenozoic magnetism of the Benue Trough (Nigeria); Geochemical evidence for the involvement of the St Helene plume. - *Journal of Petrology*, 37/6: 1341-1358.

Cox K.J., 1980 - A model for flood basalt volcanism. *J. Petrol.* 23, 299-324.

Czamanske et Wones, 1973- Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka, Oslo area, Norway. II. The mafic silicates. *Journal of Petrology* 14, 349-380.

D

Dalrymple G.B., Gomme, C.S., Withe, R.W., 1975 - Potassium-Argon age and paleomagnetism of diabase Dikes in Liberia: Initiation of central Atlantic rifting. *Geol. Soc. of Am. Bull.* 86, 399-411.

Dalziel I., 1997 – Overview: Neoproterozoic - Paleozoic geography and tectonics: Review, hypothesis, environmental speculation. *Geological Society of America Bulletin* 109 (1) : 16-42.

Davis D.W., Hirdes W., Schaltegger U., Nunoo E.A., 1994 - U/Pb constraints on deposition and provenance of Birimian and gold-bearing Tarkwaian sediments in Ghana, West Africa. *Precamb. Res.* 67, 89-107.

Deckart, K., Féraud G., Bertrand, H., 1997 - Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Suriname and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 150, 205-220.

Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J. 1992 - *An Introduction to the Rock-Forming Minerals* (2nd edition). Longman, Harlow.

Domzig A., Yelles, K., Le Roy, C., Déverchère, J., Bouillin, J.-P., Bracène, R., Mercier de Lépinay, B., Le Roy, P., Calais, E., Kherroubi, A., Gaullier, V., Savoye, B., and Pauc, H., 2006 - Searching for the Africa-Eurasia Miocene boundary offshore western Algeria (MARADJA'03 cruise), *C. R. Geoscience*, 338, 80-91.

Donzeau M., 1971 - Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. Thèse 3^{ème} cycle, Fac. Sci. Oray, France.

Donzeau M., 1972 - Les déformations hercyniennes dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *C. R. Acad. Sci., Paris, Ser. D*, 274 : 3519- 3522.

Donzeau M., 1974 - L'Arc Anti-Atlas-Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie-Maroc), *C. R. Acad. Sci., Ser. II*, 278, 417 – 420.

Donzeau M., 1983 - Tectonique des monts d'Ougata. In: Fabre, J. (Ed), *Afrique de l'Ouest. Introduction géologique et termes Stratigraphiques. Lexique Stratigraphique international*, Nouvelle série 1. Pergamon Press, Oxford, UK, pp. 118-120.

Dostal J., Caby R., Keppie J., Maza M., 2002 - Neoproterozoic magmatism in Southwestern Algeria (Sebkh el Melah inlier): a northerly extension of the TransSaharan orogen. *Journal of African Earth Sciences* 35 (2): 213-225.

Droop G.T.R., 1987 - A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses using stoichiometry criteria. *Mineralogical Magazine*, 51, p 431-435.

Du Dresnay R., 1975 - Influence de l'héritage structural tardi-hercynien et de la tectonique contemporaine de la sédimentation juras-sique dans le sillon marin du Haut Atlas, Maroc.- *Actes du IXème Congrès Interna-tional de Sédimentologie*, Nice, thème 4, p. 103-111.

Dubief J., 1959 - Le climat du Sahara. Institut de Météorologie et de Physique du Globe de l'Algérie, Alger.

Durand-Delga M., 1956 - Regards sur la structure de l'Algérie septentrionale, *Geol. Symp. Hans Stille, Stuttgart*, 304-335.

Durand-Delga M., 1969 - Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie, *Publ. Serv. géol. Algérie* 39 89–131.

Durand-Delga M., and Fonboté, J.M., 1980 - Le cadre structural de la Méditerranée occidentale, in *Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys*, edited by J. Aubouin, J. Debelmas, M. Latreille, Colloque no 5, 26e Congrès géologique international, Paris, in: *Mém. BRGM*, pp. 67–85.

E

Eby G. N., 1985 - Age relations, chemistry, and petrogenesis of mafic alkaline dikes from the Montereian Hills and younger White Mountain igneous provinces. *Canadian Journal of Earth Sciences* 22, pp. 1103-1111.

El Hammichi F., Elmi S., Faure-Muret A., Et Benschili K., 2002 - Une plate-forme en distension, témoin de phases pré-accrétion téthysienne en Afrique du Nord pendant le Toarcien-Aalénien (synclinal Iguer Awragh - Afennourir, Moyen Atlas occidental, Maroc). *Comptes Rendus Géosciences*, 334: 1003-1010.

Ellam R.M., 1992: Lithospheric thickness as a control on basalt geochemistry. *Geology* 20, 153-156.

Ennih N., Liegeois J.-P., 2001 - The Moroccan Anti-Atlas: the West African craton passive margin with limited Pan-African activity. Implications for the northern limit of the craton. *Precambrian Res.* 112, 289–302.

Ennih N., Liégeois, J.P., 2008 - The boundaries of the West African craton. Series 'Special Publication', 297. London : Geological Society, 534 p.

E.R.E.M, 1981 - Rapport des travaux systématique dans la feuille de Tabelbala (inédit)

E.R.E.M, 1983 - Travaux de prospection du cuivre de Kahal Tabelbala (inédit).

E.R.E.M, 1985 - Rapport final des travaux de prospection de cuivre dans la structure de Ben Tadjine (Inédit).

Ernst N., And Liou J. G., 1995 - Contrasting plate-tectonic styles of the Qinling-Dabie-Sulu (Alpine-type and Franciscan (Pacific-type) metamorphic belts : *Geology*, v. 23, p. 353-356.

F

Fabre J., 1976 – Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines, SNED, Alger, 422p.

Fabre J., 1983 – (Ed) Afrique de l'Ouest – West Africa. introduction géologique et termes stratigraphiques. Lexique str. Intern. Nouv. Série, n°1, L.U.G.S. ? strati.com., pergamon. Press, 1 vol., 369p.

Fabre J., 1988 - Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *Journal African Earth Sciences* 7, n°1, 1-40.

Fabre J. 2005 - Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale – Belgique. 573p.

Falloon T.J., Green D.H., Hatton C.J. et Harris K.L., 1988 - Anhydrous partial melting of a fertile and depleted peridotite from 2 to 30 kbar and application to basalt petrogenesis. *Journal of petrology*, 29, 1257-1282.

Féménias O., Mercier J.C.C., Nkono C., Diot H., Berza T., Tatu M. et demaiffe D., 2006 - Calcic amphibole growth and composition in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru dyke swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist*, 91, 73-81.

Feybesse J.L., Milesi J.P., 1994 - The Archean / Proterozoic contact zone in West Africa : a mountain belt of decollement thrusting and folding on a continental margin related to 2.1 Ga convergence of Archean cratons *Precamb. Res.* 69, 199 - 227.

Fitton G.J., Saunders A.D., Norry M.J., Hardarson B.S et Taylor R.N., 1997- Thermal and chemical structure of the Iceland plume. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 153, 197-208.

Fitton J. G. 1987 - The Cameroon line, West Africa: a comparison between oceanic and continental alkaline volcanism *Alkaline. Igneous Rocks. Geological society special publication N°30*, pp 273-292.

Foland K.A., Gilbert, L.A., Sebring, C.A., Chen, J., 1986 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Ages for plutons of the Monteregean Hills, Quebec: evidence for a single episode of Cretaceous magmatism. *Geological Society American Bulletin* 97, 966 – 974.

G

Gentil L., 1918 - Notes d'un voyage géologique à Taza (Maroc septentrional), contribution à l'étude du détroit sud-rifain. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4e série, 18, 129-177.

geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 104 208-224.

Gevin P., 1951 - Sur la structure du massif cristallin Yetti-Eglab (Sahara occidental). *C. R. Ac. Sc.*, t.233, n°19, pp. 1129-1130.

Gevin P., 1960 - Etude et reconnaissances géologiques sur l'axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Publ. Serv. Carte. Géol. Algérie, Bull.*, 23, 328 p.

Gibson I.L., McGill G.C., Robinson P.T., 1987 - The geochemistry and nature of unusual glassy lavas from CCSP holes CY-2 and CY-2a, Troodos Ophiolite. In: Robinson, I.L. Gibson, and A. Panayiotou (eds) *Cyprus Crustal Study Project : initial report, holes CY-2 and 2a. Geological Service of Canada.* PP 85-29, 79-85.

Gill J.B., 1981 - *Orogenic andesites and plates tectonics.* Berlin : Springer-Verlag, 390 p.

Gomez – Silva M., Pacaud M., Wiel F., 1982 – Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d'Ougarta. *Bull. Soc. Géol. France* (7), V (1) : 134-141.

- Gomez F., Beauchamp W., And Barazangi M.**, 2000 - Role of Atlas Mountains (northwest Africa) within the African-Eurasian plate-boundary zone, *Geology*, 28, pp 775 – 778.
- Graine Kh., Et Mekkaoui A. et Marignac C.**, 2006 - Nature volcanique des « conglomérats » des Djebel Ben Tadjine et Bou Kabïssat (Monts d'Ougarta. S-W algérien) : Conséquence sur l'existence d'un conglomérat de base du Cambrien dans ces régions. *Mém. Ser. Géol. Nat. N° 13*. Pp 123-138, 5 fig., 3 pl.
- Graviou P.**, 1984 Pétrogenèse des magmas calco-alkalins : exemple des granitoides cadomiens de la région trégorroise (Massif armoricain). Thèse 3ème cycle, Rennes, 236 P.
- Gray, D. R., Foster, D. A., Goscombe, B. D., Passchier, C.W. and Trouw, R. A. J.**, (2006). *40Ar/39Ar thermochronology of the Pan-African Damara orogen, Namibia, with implications for tectonothermal and geodynamic evolution. Precambrian research*, 150,49-72.
- Green D. H.** (1972), Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the earth's crust and mantle, *Tectonophysics*, 13, 47-71.
- Green D. H. et Ringwood, A. E.**, 1968 - Origin of garnet phenocrysts in calc-alkaline rocks. *Ibid.* 18, 163-74. Harrison, T. N. (1988) Magmatic garnets in the Cairngorm granite, Scotland, *Mineral. Mag.* 52, 659, 8.
- Green T.H.**, 1982 - Anatexis of mafic crust and high pressure crystallization of andesite. In R.S. Thorpe (Editor) *Andesites :Orogenic Andesites and Related Rocks. Wiley, Chichester* 465-487.
- Green T.H et Ringwood A.E.**, 1968 - Genesis of calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. and Petrol.* : 18, 105-162.
- Griffeths R.W., And Fink J.H.**, 1997 - Solidifying Bingham extrusions; a model for the growth of silicic lava domes, *J. Fluid Mech.* 347,13-36.
- Guardia P.**, 1975 - Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie Nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant-pays atlasique. *Thèse Doctorat d'Etat, Université Nice*, 282 p.
- Guiraud R., Doumnang M., Baigane J. C., Carretier S., Dominguez S.**, 2000 - Evidence for a 6000 km length NW-SE striking lineament in northern Africa: the Tibesti Lineament. *Journal of Geological Society of London* 157: 897-900.

H

- Hafid M., et al.**, 2000 - Triassic-early Liassic extensional systems and their Tertiary inversion, Essaouira Basin (Morocco). *Marine & Petroleum Geology*, 17, 409-429.
- Haggerty S.E.**, 1981 - Opaque mineral oxides in terrestrial igneous rocks. In "Oxides Minerals". *Reviews in Mineralogy* vol.3 Rumble D. III ed. Mineral. Soc. Amer. Publ.
- Hamdidouche R.**, 2009 - Le bassin intra-cratonique de l'Ougarta (Sud-Ouest Algérien) : Evolution géodynamique au Paléozoïque. Thèse USTHB.
- Hammarström J.M. et Zen E.**, 1986 – Aluminium in hornblende : An empirical igneous geobarometer . *American Mineralogist*, 71, 1297-1313.
- Harmand C., Laville E.**, 1983 - Magmatisme alcalin mésozoïque et phénomènes thermiques associés dans le Haut Atlas central (Maroc). *Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf - Aquitaine* 7, 367–376 (in French).

- Hassenforder B.**, 1987 - La tectonique panafricaine et varisque de l'Anti-Atlas dans le massif du Kerdous (Maroc). Thèse de doctorat 3ème cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, France, 249
- Hefferan K. P., Admou H., Karson J. A., Saquaque A.**, 2000 - Anti-Atlas (Morocco) role in Neoproterozoic Western Gondwana reconstruction. *Precambrian Research* 103: 89-96.
- Hefferan K. P., Karson J. A., Saquaque A.**, 1992 - Proterozoic collisional basins in a Pan-African suture zone, Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research* 54 (2-4): 295-319.
- Hefferan, K., Admou, H., Hilal, R., Karson, J., Saquaque, A., Juteau, T., Bohn, M., Samson, S., Komprobst, J.**, 2002 - Proterozoic Blueschist-Bearing Melange in the Anti-Atlas Mountains, Morocco. *Precambrian Research* 118, 179–194.
- Helz R.T.**, 1973- Phase relations of basalt in their melting range at P(H₂O)=5bar as a function of oxygen fugacity. *Journal of Petrology*, 14, 249-302.
- Helz R.T.**, 1982 – Phase relations and compositions of amphiboles produced in studies of the melting behavior of rocks. *Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, 9B, 279-346.
- Hervouet Y. Et Duee G.**, 1996 - Analyse morpho-structurale par image satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien) : Une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mémoires du Service Géologique d'Algérie*, n°8, pp., 127-173, 57 fig.
- Herz N.**, 1977 - Timing of spreading in the Sout.11 Atlantic : information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. soc. Atm. Bull.*, X8 : 101-112.
- Hindermeyer J.**, 1953 - Le Précambrien III du Saghro, C. R. Acad. Sci. Paris 237, pp. 1024–1026.
- Hirdes W., Davis D.W., Eisenlohr B.N.**, 1992 - Reassessment of Proterozoic granitoid ages in Ghana on the basis of U/Pb zircon and monazite dating. *Precamb. Res.*, 56, 89-96.
- Hirdes W., Davis D.W., Lûdtke G., et Konan G.**, 1996 - Two generations of Birimian (Paleoproterozoic) volcanic belts in northeastern Côte d'Ivoire (West Africa): consequences for the 'Birimian controversy', *Precamb. Res.* 80, 173–191.
- Hoepffner M.**, 1987 - La tectonique hercynienne dans l'Est du Maroc. *T71ème d'état, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg*, 276p.
- Holland, T. J. B. & Blundy, J. D.**, 1994 - Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433-447.
- Hollister et al** , 1987-Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, Volume 72, pages 231-239, 1987
- Huvelin P.**, 1973 - Déformations hercyniennes précoces dans la région comprise entre Azrou, Aguélmous et Khénifra (Massif hercynien central). *Notes et mémoires du service géologique du Maroc*, Rabat, 34, 254: 93-107.
- Huvelin P.**, 1977 - Étude géologique et gîtologique du massif Hercynien des Jebilet (Maroc Occidental). *Note et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, Rabat, n° 232 bis, 307 p.

J

Jacobshagen V. H. et al., 1988 - Geodynamic evolution of the Atlas System, Morocco: an Introduction. The Atlas System of Morocco. Studies on its Geodynamic Evolution. V. Jacobshagen. Berlin-Heidelberg-NewYork, SpringerVerlag. 15: 481-499.

Jenny J. et Le Marrec A., 1980 - Mise en évidence d'une nappe à la limite méridionale du domaine hercynien dans la boutonnière d'Aït-Tamlil (Haut-Atlas Central, Maroc). *Eclogae Geologiae Helvetiae*, 73: 681-696.

Johan Z., 1972- Pyroxenes des complexes basiques et ultrabasiques, particularités d'évolution magmatique **des complexes minéralisés en cuivre. Facteurs contrôlant les minéralisations en nickel.** BRGM, Orléans, p. 170-218.

Johnson & Rutherford, 1987 - The relation between the **minerals** and the obtained results about the pressure estimation let us suppose

Johnson M.C et Rutherford M.J., 1989 - Experimental calibration of the aluminium-in-hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks. *Geology*, **17**: 837-841.

K

Kerr A., 1994 - Lithospheric thinning during the evolution of continental large igneous provinces: a case study from North Atlantic Tertiary province. *Geology* 22, 1027-1039.

Khakhlov et al., 1981 - Recherche et prospection systématique des minéralisations dans la feuille de Tabelbala, Rapport final, EREM, (inédit).

Kieken M., 1962 - Esquisse tectonique de l'Algérie, Publ. de la Carte Géol., Alger, 31, , 16 p.

Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J. Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H. Rock N.M.S., Schumacher J.C. et Smith D.C., 1997 - Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and names. *Am. Mineral.*, **82**: 1019-1037.

Kurek S., And Priedl M., 1987 - Le Précambrien des chaînes de l'Ougarta (Sahara algérien), sa place dans la structure de l'Afrique du Nord-Ouest. *Curr. Res. In: J. Matheis and S.J. Schandelmeir (Editors), African Tectonics. Balkema, Rotterdam, pp. 61-68.*

Kushiro I., 1960 - Si -Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Amer. J. Sci.*, vol. 258 ; pp. 548-554.

Kushiro I., 1962 - Clinopyroxenes solid solutions. Part 1 - The Ca A12 Si O6 component. *Japan, J.Geol. Geog.*, 33, 213-220 pp.

Kushiro I., 1969 – The system forsterite –diopside-silica with and without water at high pressures. *American Journal of petrology* 13 , 311-334.

L

Laville E., Pique A., 1991 - La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le jeu des structures hercyniennes. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 1161-1171.

Laville E., Pique A., Amghar M., Et Cherroud M., 2004 - A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco). *J. Afr. Earth Sci.* 38, 145–153.

Leake B.E., Wooley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D, Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kish H.J.,

Leake B. E., 1978 - Nomenclature of Amphiboles. *Am. Mineral.* vol. 63, pp 1023 – 1052.

Leake M., 1992 - The petrogenesis and structural evolution of the early Proterozoic Fétékro greenstone belt, Dabakala region, NE Côte d'Ivoire. Unpubl. Ph. D. thesis, Univ. Portsmouth, 290 pp.

Leake, B. E., Woolley, A. R., Arps, C. E. S. et al., 1997. Nomenclature of amphiboles. Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. *European Journal of Mineralogy*, 9, 623–651.

Lebas M. J., 1962 - The role of aluminum in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *American journal of science* vol. 260, 267-288.

Lebas M.J., Le Maitre R.W. , Strechesen A., Zanettin B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali- silica diagram. *Jour. Pétrology*, 27, pp. 745-750, Tulsa.

Leblanc M., 1975 - Ophiolites précambriennes et gîtes arséniés de cobalt (Bou Azzer, Maroc). Doctorat d'Etat, Université de Paris VI, France, 367 p.

Leblanc M., 1979 - Etude géologique de l'Atlas de TABLAT (tell algérois). Thèses d'état, Notes. *Memoires société géologique du Maroc*, vol 4, 160p, 50fig.

Leblanc M., Lancelot J. R., 1980 - Interprétation géodynamique du domaine panafricain (Précambrien terminal) de l'Anti-Atlas (Maroc) à partir de données géologiques et géochronologiques. *Canadian Journal of Earth Sciences* 17: 142-155.

Leblanc M., et Moussine- Pouchkine A., 1994 - Sedimentary and volcanic évolution of a Néoproterozoïque continental margin (Anti-Atlas Morocco). *Precambrien reserschs.* v70. pp 25-44.

Ledru P., Pons J., Milesi J.P., Tegye M., 1994 - Markers of the last stages of the Palaeoproterozoic collision : evidence for a 2 Ga continent involving circum-south Atlantic provinces. *Precamb. Res.* 69, 169-191.

Legrand Ph., 1974 – Essai sur la paléogéographie de l'Ordovicien au Sahara algérien. Notes et mémoires, CFP n° 16, p 9-24.

Legrand Ph., 1998 – Approche stratigraphique de l'Ordovicien terminal et du Silurien inférieur du Sahara algérien par l'étude des Diplograptides (Graptolites). Thèse D. Sc. Bordeaux, 3 vol. 837 p.

Legrand Ph., 2003 – Paléozoïque du Sahara algérien à l'Ordovicien terminal et au Silurien Inférieur. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 174, n°1, p. 19-32.

Leterrier J., Maury R.C., Thonon P., Girard D., Marchal M., 1982 - Clinopyroxene compositions as a Method of identification of the magmatic affinities of paleovolcanic séries. *Earth Plaetary Science Letters* 59, 139-154.

Levesse G., 2001 - Contribution à l'établissement d'un modèle génétique des gisements d'Imiter (Ag Hg), Bou Madine (Pb Zn Cu Ag Au), Bou Azzer (Co, Ni, As, Au, Ag) dans l'Anti-Atlas marocain, Institut national polytechnique de Lorraine, Nancy, France 218 p.

Liégeois J.P., Benhallou A., Azzouni-Sekkal A., Yahiaoui R., Bonin B., 2005. The Hoggar swell and volcanism : Reactivation of the Precambrian Tuareg shield during Alpine convergence and West African Cenozoic volcanism. In: G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson (Eds.), *Plates, Plumes, and Paradigms*, Geological Society of America (GSA) Special Paper 388, 379-400.

Liégeois J-P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J. & Guiraud, M., 2003 - The Latea metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria) : Behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J.African Earth Sci.*, 37: 65-87.

Lindsley D. H., 1983 - Pyroxene thermometry. *Am Mineral.* 68, pp. 477 - 493.

Lucas G., 1952 - Bordure nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale: primaire, Jurassique. Analyses structurales. *XIXème Congr. géol. internat. Alger* ; Monogr. Région. Algérie, (1) n° 21, 140.

M

Mac Gregor, 1996 - The hydrocarbon systems of North Africa, Marine and petroleum géology, Vol.13, N°3, pp. 329-340.

Manspeizer W., Puffer J.H., Et Cousminer H.L., 1978 - Separation of Morocco and Eastern orth America : A Triassic-Liassic stratigraphic record, *Geological Society America Bulletin* 89 (1978), pp 901-920.

Marcelot et al., 1983- Mineralogy of Erromango lavas (new hebrids) : Evidence of an Early stage of fractionation in island arc

Marcelot G., Maury R.C, Lefèvre, 1983 - Mineralogy of Erromango lavas (New Hebrides) : evidence of an early stage of fractionation in island arc basalts. *Lithos*, 16, 135-151.

Marzoli A., Renne P., Piccirillo E., Ernesto M., Bellieni G., And De Min, A., 1999 - Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province: *Science*, v. 284, p. 616–618.

May, P.R., 1971 - Patterns of Triassic Diabase dikes around the North Atlantic in context of predrift position of the continents. *Geol.Soc.Am.Bull.*82, 1285–1292.

Mc Hone J.G., 1996 - *Constraints on the mantle plume model for Mesozoic alkaline intrusions in northeastern North America*: *The Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 325-334.

McDonough W.F. et Sun S., 1995 - The composition of the Earth. *Chemical Geology*120 : 223-253.

Meddah A., 2010 - La province magmatique de l'atlantique central dans le bassin des ksour (atlas saharien occidental, algérie), thèse de doctorat, université d'Oran, p. 139.

Meert J.G., Lieberman B.S., 2007 - The Neoproterozoic assembly of Gondwana and its relationship to the Ediacaran-Cambrian radiation. *Gondwana Res.* 2007, in press, available on line, DOI: 10.1016/j.gr.2007.06.007

Mekkaoui A. et al., 1998 - Prospection régionale de Cuivre et d'argent dans les monts de l'Ougarta, Rapport final, ORGM, (inédit).

Mekkaoui A., 2001 - Prospection du Cuivre dans les pélites du massif volcanique du Damrane. Rapport intermédiaire, ORGM, (inédit).

Mekkaoui A., Remaci-Benaouda N. et L. Mekahli, 2009 : Nouvelles Données Pétrologiques Et géochimiques du magmatisme basique de l'axe Damrane – Kahal tabelbala (monts d'Ougarta, sud-ouest algérien) , Les 2^{ème} journées d'études sur la géologie algérienne, Oran, le 14 et 15 décembre 2009.

Menchikoff N., 1930 – Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.*, VII, 2, p.139.

Michard A., 1976 - Eléments de géologie marocaine. Notes et Mémoires du Service Géologique, Maroc, 252: 1-422.

Michard A., Yazidi A., Benziane F., Hollard H., Et Willefert S., 1982 - Foreland thrusts and olistostromes on the pre-Saharan margin of the Variscan orogen, Morocco. *Geology*, 10: 253-256.

Midfal A., Peaucat J., 1985 - Datation U-Pb et Rb-Sr du volcanisme acide de l'Anti-Atlas marocain et du socle sous-jacent dans la région de Ouarzazate. Apport au problème de la limite Précambrien-Cambrien. *Sciences Géologiques. Bulletin* 38 (2): 185-200.

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

Moreau et al., 1987 - Monzo-anorthosite from the Taguei ring-complex, Air, Niger: a hybrid rock with cumulus plagioclase and an infiltrated granitic intercumulus liquid. *Contrib. Mineral. Petrol.* 95:32-43.

Morimoto N., 1988 - Nomenclature of Pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111, 535 - 550.

N

Nance R. D., Murphy J. B., 1994 - Contrasting basement isotopic signatures and the palinspastic restoration of peripheral orogens: Example from the Neoproterozoic Avalonian-Cadomian belt. *Geology* 22 (7): 617-620.

Nance R. D., Murphy J. B., Keppie J. D., 2002 - A Cordilleran model for the evolution of Avalonia. *Tectonophysics* 352 (1-2): 11-31.

Nedjari A., 2007 - le bassin de l'Ougarta au Paléozoïque : Une mobilité permanente. *Mém. Ser. Géol. Nat. Alg.* n° 14, pp 8-54.

Nisbet E. G., 1974 - The geology of the Neraida area, Othrys Mountains, Greece. Ph. D. Thesis, Univ. Cambridge.

Nisbet, E.G., Pearce, J.A., 1977 - Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 63, 149-160.

Nockolds S.R., et Allen R., 1956 - The geochemistry of some igneous series 3 -. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 9, pp.34- 77.

O

ORGM, 2001- Rapport intermédiaire des travaux de prospection de cuivre dans la série volcano-sédimentaire de Damrane (inédit).

ORGM, 2003 - Rapport des travaux de prospection de cuivre dans la série volcano-sédimentaire de Damrane (inédit).

Otten M.T., 1984 - The origin of brown hornblende in the Artssjället gabbro and dolerites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 86: 185-199

Ouali Mehadji Aek., Bendella, M., Atif Kh., Belkacemi K., Abbache Aek., 2012 – estimation de l'épaisseur réelle et des environnements des dépôts d'âge faménien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord occidental, Algérie). *Bull. de service géologique national.* Vol. 23, n° 1, pp. 3, 6 fig., 4 pl.

Ouguir J., Macauliere J. Et Dagallier G., 1996 - Le Protérozoïque supérieur d'Imliter, Saghro oriental, Maroc : un contexte géodynamique d'arrière-arc, *J. Afr. Earth Sci.* 22 (2), pp. 173–189.

Oukmemeni D., 1987 - Les nappes hercyniennes des Jebilet Orientales et leur substratum carbonifère. Thèse 3^{ème} cycle, Uni. Aix-Marseille III, 125 p. 4 planches H.T.

P

Papike J.1.; Cameron A.L.; Baldwin K., 1974 - Amphiboles and pyroxenes: Characterization of other than quadrilateral components and estimates ferric iron for microprobe data. *Geol. Soc. Am. Abstr. Prog.* 6, 1053-1054 pp.

Pareyn C., 1961 - Les massifs carbonifères du Sahara Sud oranais. Stratigraphie et tectonique T1.n°1 édit. *Cent. Nat. Rech. SC.*, Paris, 362p, 180 fig.

Pearce J. A., Norry M. 1., 1979 - Petrogenetic implication of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petro!*. 69, 33 - 47 pp.

Pearce J. A., 1982 - Trace elements characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In *Andesites*, Thorpe R. S. ed. John Wiley and Sons Publ., New York, p. 525 - 548.

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

Piqué A., 1983 - Structural domains of the hercynian belt in Morocco. In : *Regional trends in the geology of the Appalichian - Caledonian - Hercynian - Mauritanide orogen* (Edited by Schenk, P). Dordrecht, Reidel. 339-345.

Piqué A., Et Michard A., 1989 - Moroccan Hercynides: A synopsis. The Paleozoic sedimentary and tectonic evolution at the northern margin of West Africa. *American Journal of Science*, 289, 286-330.

Piqué A., Aït Brahim L., El Azzouzi M., Maury R., Bellon H., Semroud B. et Laville E., 1998 - Le poinçon maghrébin : contraintes structurales et géochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, 326, 575-581.

Pohel D., Carlson C., 1993 - A plate tectonic re-interpretation of the 2.2.-2.0 Ga. Birimian province, Tarkwaian System and metallogenesis in West Africa. In: J.W. Peters, G.O. Kesse and P.C. Acquah (Editors), *Regional Trends in African Geology*. *Geol. Soc. Africa, Accra*, 378-381.

Preidl M. et Lemberger, 1983 - Prospection du Cuivre dans le massif volcanique du Damrane. Rapport intermédiaire, EREM, (inédit).

Preidl M., 1983 - Prospection du Cuivre dans la chaîne d'Ougarta, Rapport final, EREM, (inédit).

Preidl M., 1985 - Prospection du Cuivre dans le massif volcanique du Damrane. Rapport final, EREM, (inédit).

R

Rahimi A., Saidi A., Bouabdelli M., Beraaouz E.-H., et Rocci G. 1997 - Cristallisation et fractionnement de la série intrusive post-liasique du massif de Tasraft (Haut-Atlas central, Maroc) = Crystallization and fractionation of the post-Liassic intrusive serie of Tasraft (Central High Atlas, Morocco). *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, vol. 324, n°3, pp. 197-20.

Remaci-Benaouda N., 2005 - Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardihercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale): implications pétrogénétiques et géodynamiques. *Thèse Doctorat d'Etat, Université d'Oran*, 269 p.

Remichi L., 1987 – Etude géologique du Précambrien du Damrane (chaînes d'Ougarta- algérie). Le volcanisme et les minéralisations associées. Thés. Univ. Pierre et Marie Curie. P194, 35fig.

Rogers J. J. W., Unrug R., Sultan M., 1995 - Tectonic Assembly Of Gondwana. *Journal Of Geodynamics* 19 (1): 1-34.

S

Salvan H. M., 1984 - Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problèmes stratigraphiques, paléogéographiques et paleoclimatologiques. Quelques réflexions. *Revue Géologie Dynamique Géographie Physique* 25 (3). 187-203.

Saquaque A., Benharref A., Abia H., Mrini Z., Reuber I., Karson J.A., 1992 - Evidence for a Panafrican volcanic arc and wrench fault tectonics in the Jbel Saghro, Anti-Atlas, Morocco. *Geologische Rundschau*, 81/1, pp. 1-13.

Saquaque, A., Admou, H., Cisse, A., Benyoucef, A. H., Reuber, I., 1989a - Les intrusions calco-alcalines de la boutonnière de Bou Azzer-El Graara (Anti-Atlas, Maroc) : marqueurs de la déformation majeure panafricaine dans un contexte de collision d'arc. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences - Série Ila: Sciences de la Terre et des Planètes* 308: 1279-1283.

Saquaque, A., Admou, H., Karson, J., Hefferan, K., Reuber, I., 1989b - Precambrian accretionary tectonics in the Bou Azzer-El Graara region, Anti-Atlas, Morocco. *Geology* 17 (12): 1107-1110

Schmidt, M.W. (1992) Amphibole composition in tonalite as a function of pressure : An experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 110, 304-310.

Sebai A.F., Féraud, G., Bertrand. H., Hanes, J., 1991 - $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating and geochemistry of tholeiitic magmatism related to the early opening of the Central Atlantic rift. *Earth Planet. Sci. Lett.* 104, 455-472.

SONAREM, 1978: levés aéromagnétiques et interprétations rapport des travaux (inédit).

Sougy J., 1969 - Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant- pays (socle précambrien et sa couverture infracambrienne et paléozoïque) Afrique de l'ouest *bulletin de la société géologique de la France*. 11, 133-149.

Souhel A. et al., 1993 - Le rift atlasique sur la transversale de Béni-Mellal (Haut Atlas Central). VI. Essai de synthèse géodynamique, 14ème meeting régional de l'Association internationale des sédimentologues, Marrakech, pp. 305-306.

Spear F.S., 1981 - An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolites. *American Journal of science*, 281, -697-734.

Sykes L., 1978 - Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of Weakness, alkaline magmatism, and other tectonism postdating continental fragmentation., 16, 4, pp 621 - 688.

T

Termier H., 1936 - Etudes géologiques sur le Maroc central et le Moyen Atlas septentrional. Notes et Mémoire du Service géologique Maroc, 33 (2) : pp 743-1082.

Thirlwall M.F., Upton B.G. et Jenkins C., 1994 - interaction between continental lithosphere and the Iceland plume. Sr-Nd-Pb isotope geochemistry of tertiary basalts, NE Groenland. *Journal of Petrology* 35, 839-879.

Thomas R. J., Fekkak, A., Ennih, N., Errami, E., Loughlin, S. C., Gresse, P. G., Chevallier, L. P., Liegeois J.-P., 2004 - A new lithostratigraphic framework for the Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Journal of African Earth Sciences* 39 (3-5): 217-226.

Thomas R.J., Chevallier L.C., Gresse P.G., Harmer R.E, Eglington B.M., Atroug R.A., De Beer C.H., Martinni J.E.J., De Kock G.S., Macey P., Ingram B., 2002 - Precambrian evolution of the Sirwa Window, Anti-Atlas Orogen, Morocco. *Precambrian Research* 118, 1–57.

Thompson R.N., 1984 - Dispatches from the basalt front. 1. Experiments. *Proc.Geol..Asso.*, 95, 249-262.

Thompson R.N., Morrisson M.A., Hendry G.L., et Parry S.J., 1984 - An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans.R. Soc., A* 310, 549-590.

Tisserant D., 1977 - Les isotopes et l'histoire hercynienne du Maroc : étude de quelques massifs atlantiques et mésétiens. Thèse 3ème cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, France.

Treuil M. et Joron J.L., 1975 - Utilisation des éléments hygromagmaphiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques : exemples de l'Afar et de la dorsale médio-atlantique. *Rend . Soc. Ital. Mineral. Petrol.* XXXI, 125-174.

Trompette R., 1997 - Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of Western Gondwana : a tentative scenario. *Precambrian Research* 82 (1-2): 101-112.

U

Unrug R., 1997 - Rodinia to Gondwana: the geodynamic map of Gondwana supercontinent assembly. *GSA Today* 7: 1-5.

V

Van Houten, F.B., 1977 - Triassic-Jurassic deposits in Morocco and eastern North America: Comparison. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 20, 74.

Villeneuve M., Dallmeyer R., 1987 - Geodynamic evolution of the mauritanide, bassaride, and rokelide orogens (West Africa). *Precambrian Research* 37 (1): 19-28.

Villeneuve M., Cornee, J. J., 1994 - Structure, evolution and palaeogeography of the West African craton and bordering belts during the Neoproterozoic. *Precambrian Research* 69 (1-4), 307-326.

W

Walsh G. J., Aleinikoff J. N., Benziane F., Yazidi A., Armstrong T. R., 2002 - U-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic Tagrara de Tata inlier and its Neoproterozoic cover, Western Anti-Atlas, Morocco. *Precambrian Research* 117: 1-20.

Warne J. E., 1988 - Jurassic carbonate facies of the central and eastern High Atlas rift, Morocco, in *The Atlas System of Morocco*, edited by V. Jacobshagen, pp. 169 – 199, Springer-Verlag, New York.

Wells P.R.A. – 1977 Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, pp. 129-139.

White R.S., Et Mckenzie, D.P., 1989 - Magmatism at rift zones : the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research* **94**, 7685-7729.

Wilson M., 1992 - Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: Storey, B.C., Alabaster, T., **Pankhurst R.J.** (Eds.), *Magmatism and the Causes of Continental Break-up*, vol. 68. Geological Society London Special Publications, pp. 241–256.

Winchester J.A. et Floyd P.A., 1976 - geochemical magma type discrimination; application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. *Earth.Planet.Sci. Letter.*, 28, 459-469.

Winchester J. A., Floyd P. A., 1977 - Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20, pp. 325 - 343.

Wood B.J. And Banno S., 1973 - Garnet ortho-pyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in sample and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 42, pp. 109-124.

Z

Zaitzev et al., 1983 - Recherche et prospection systématique des minéralisations dans la chaîne d'Ougarta, Rapport final, EREM, (inédit).

Zao G., Cawood P.A., Widde S.A., Sun M., 2002 - Review of global 2.1-1.8 Ga collisional orogens and accreted cratons: a pre-Rodinia supercontinent ?, *Earth Sci. Rev.*, 59, 125-162.

Zyane R., 1992 - La série plutonique jurassique du Haut-Atlas central marocain (région d'Imilchil) pétrographie et géochimie ; aspects métamorphiques et structuraux de sa mise en place, Université de Brest, Brest, France.



ANNEXES

Planche 1 : Illustrations photographiques des calcaires stromatolitiques dans le gisement de Guettara.



Planche 2 : Illustrations photographiques des conglomérats de « Ben Tadjine ».

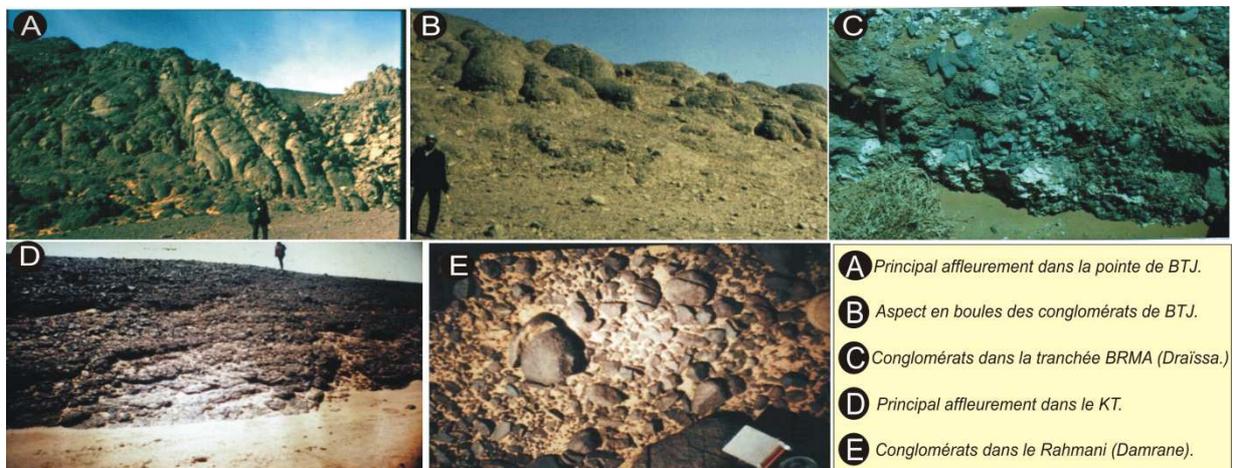


Planche 3 : Illustrations photographiques du Cambrien.



Planche 4 : Illustrations photographiques de la dalle à lingules



Planche 5 : Illustrations photographiques des principales stations de l'Ordovicien

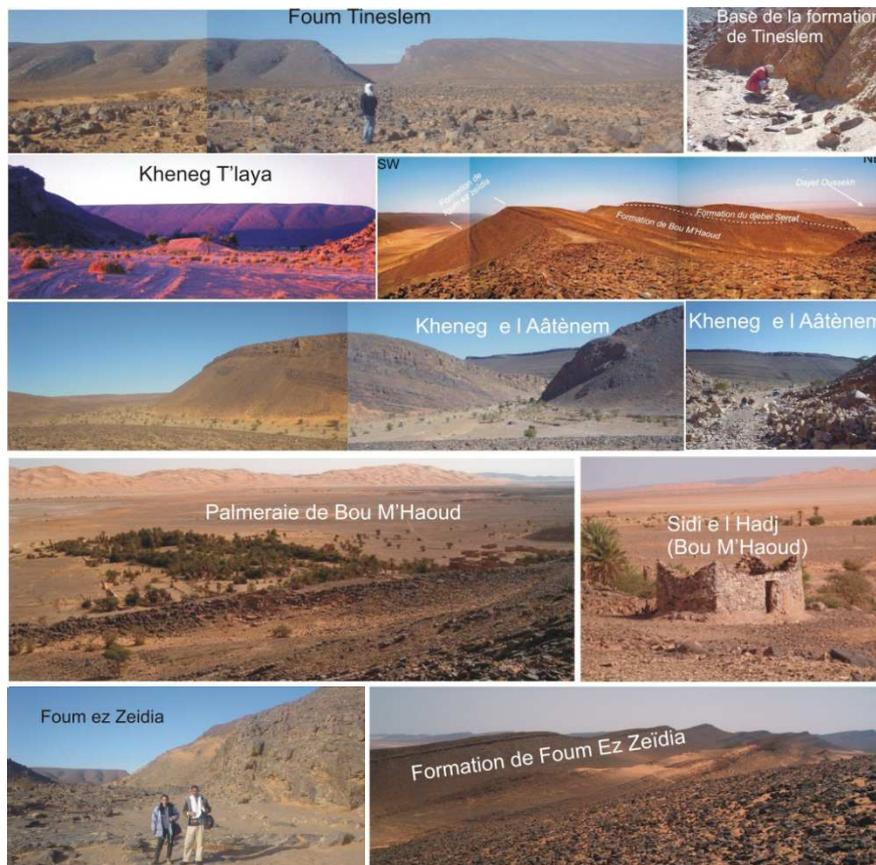


Planche 6 : Illustrations photographiques du Silurien dans la région d'El Kseïb (1, 2, 3 et 4) et près du ksar de l'Ougarta (5, 6 et 7)

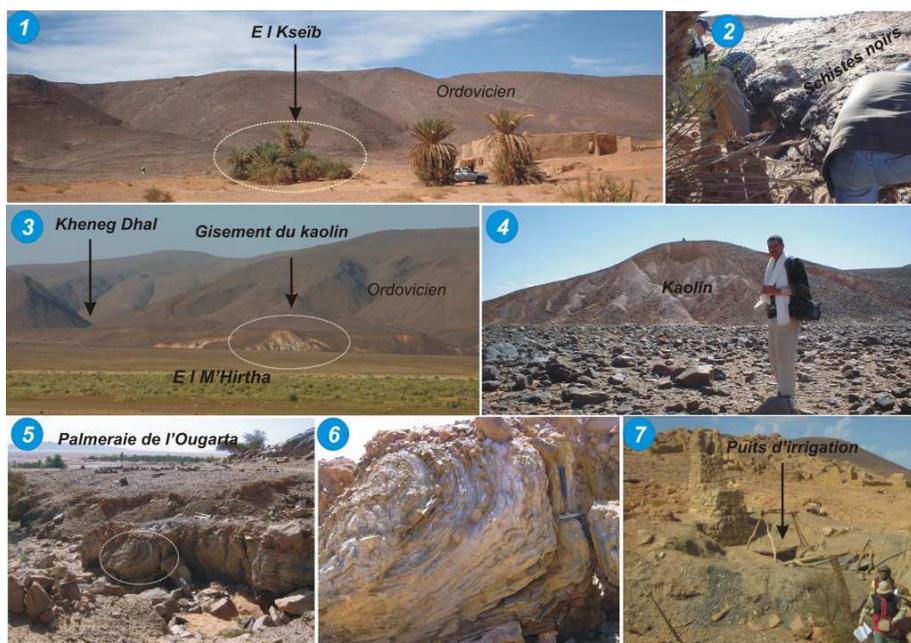


Planche 7 : Illustrations photographiques des calcaires griottes dévoniens



*Planche 8 : Illustrations photographiques des instabilités synsédimentaires (Dévonien sup.)
(Slumps, olistostromes et failles synsédimentaires)*

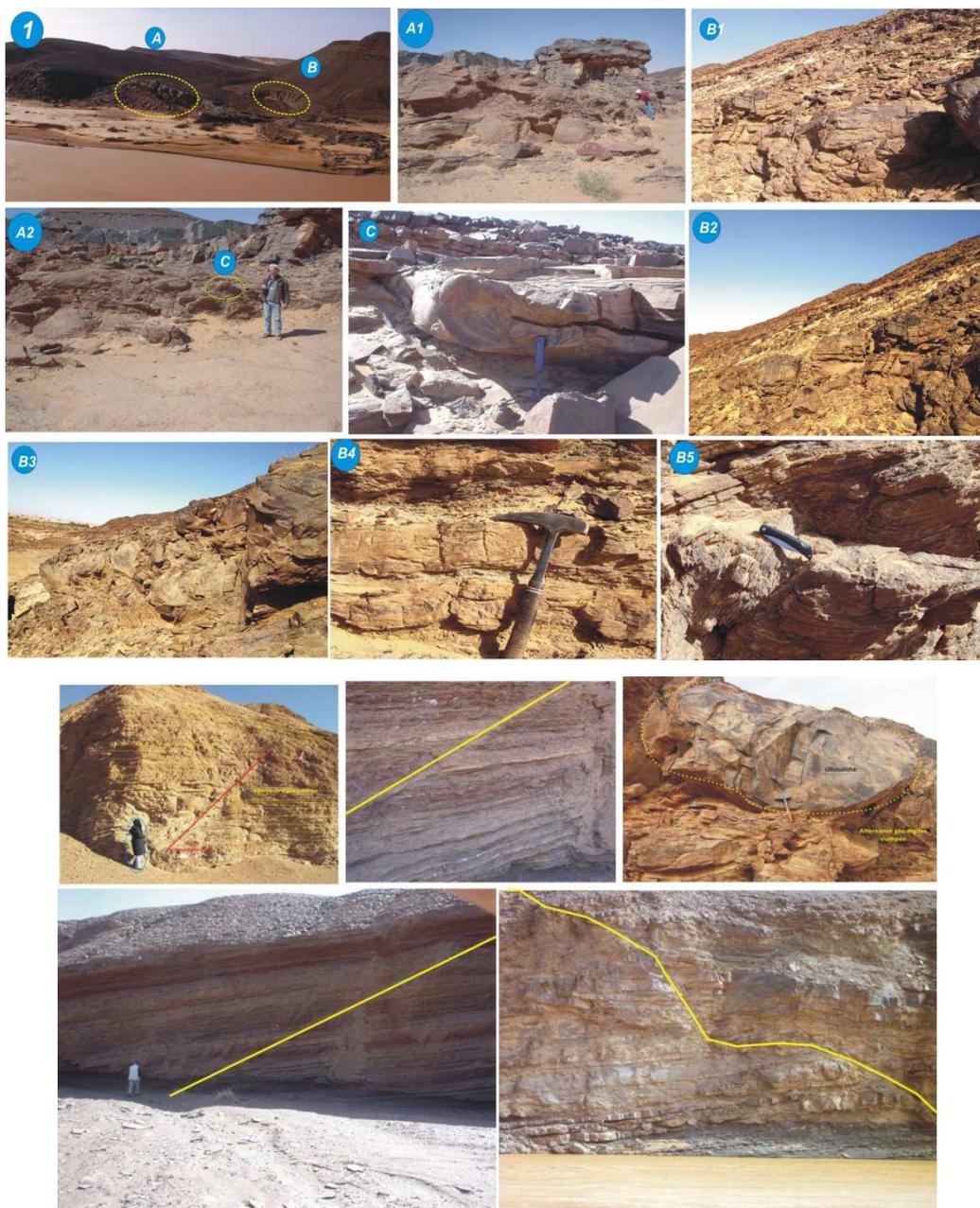


Planche 9 : Illustrations photographiques du Néogène reposant sur le Dévonien moyen près du K30 dans le faisceau de la Saoura (A) et sur le Crétacé à Tadaout el Beghil dans le faisceau de la Daoura (B).

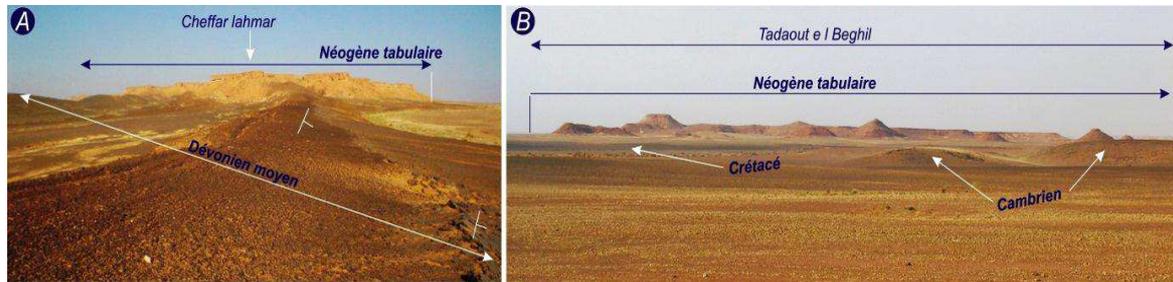
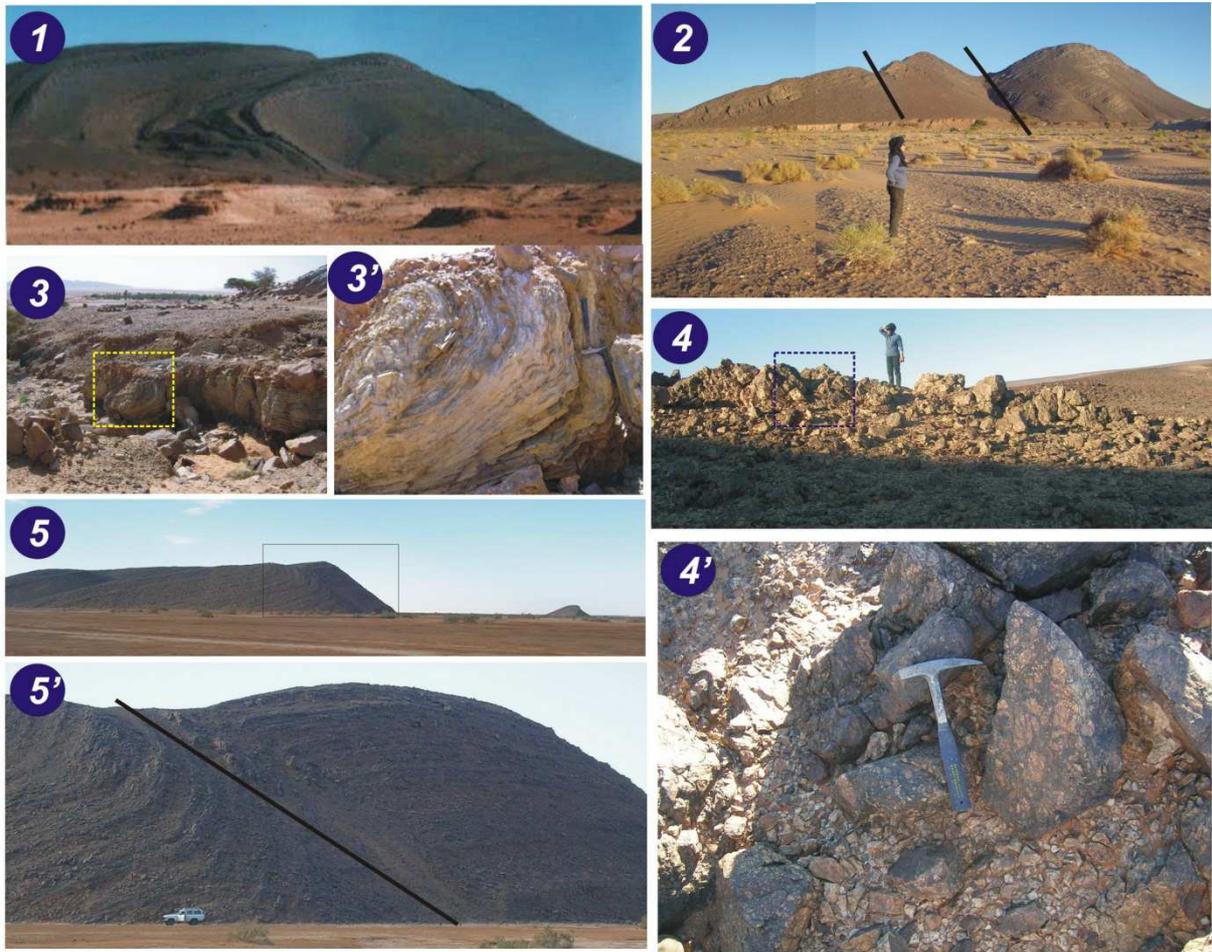


Planche 10 : Illustrations photographiques des manifestations de rhyolites ignimbrtiques dans la structure de Boukbaïssat (faisceau de la Saoura).



Planche 11 : Illustrations photographiques de quelques éléments structuraux



- 1 Pli affectant l'Ordovicien sup à l'entrée de Kheneg Tlaya (structure de Boukbaissat)
- 2 Failles affectant le Cambrien sup sur le flanc est de la structure de Boukbaissat
- 3 3' Affleurement silurien près du ksar de l'Ougarta et plis de disharmonie dans les argiles de base du Silurien (Ksar l'Ougarta)
- 4 4' Accident tectonique de Chaïb Rassou (près du Drjebel Guettara)
- 5 5' Vue panoramique du Djebel Draïssa (faisceau de la Daoura) et faille affectant un pli coffré (faisceau de la Daoura)

Planche 12 : Extraits de photographies satellitaires illustrant des éléments disjonctifs à composantes dextre et senestre.

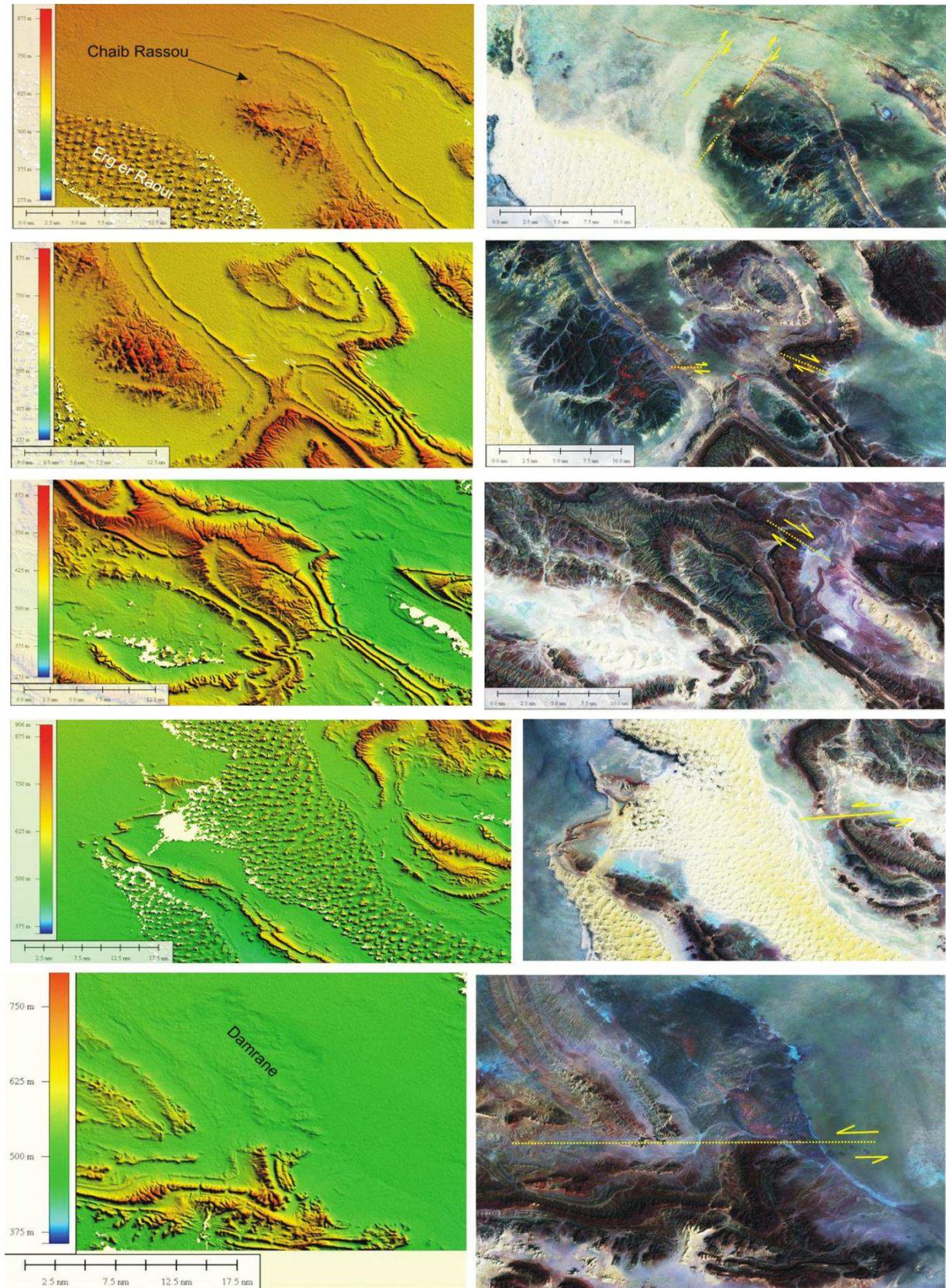


Planche 13 : Illustrations photographiques de filons de barytine et de quartz

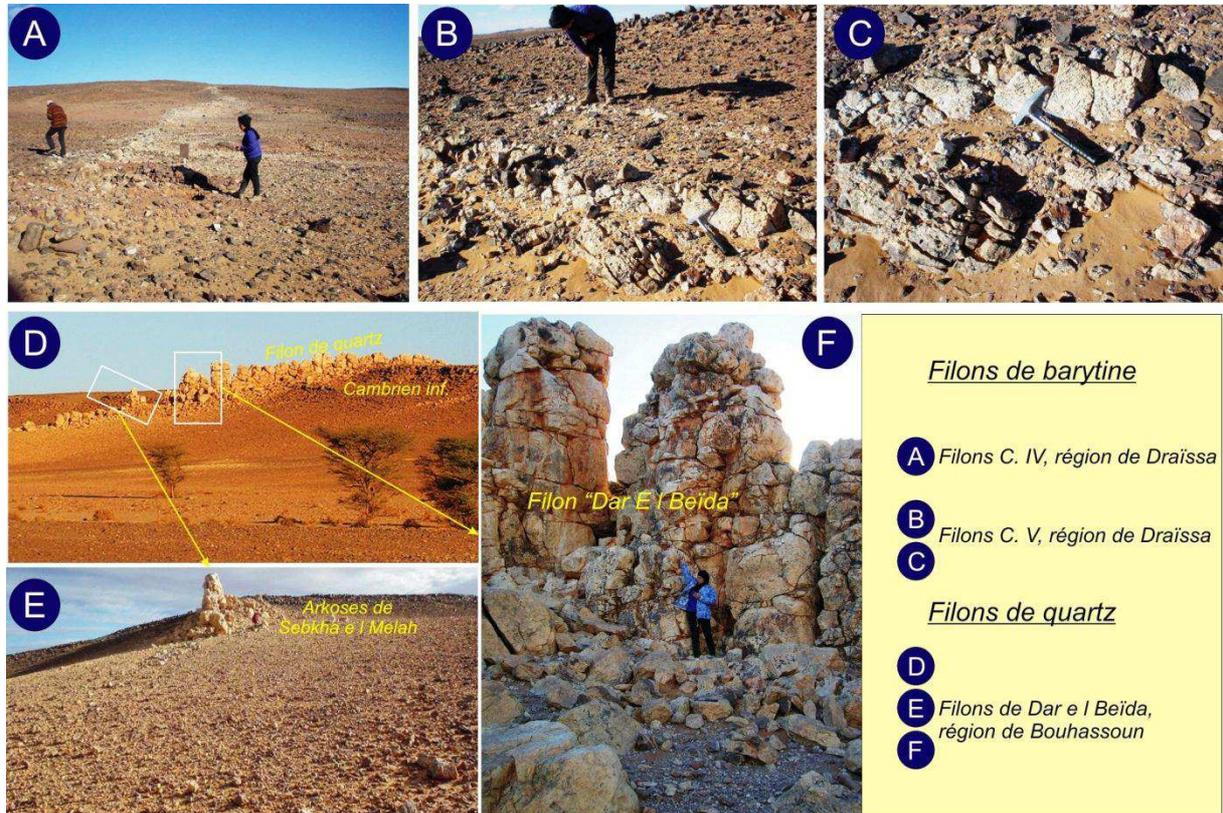
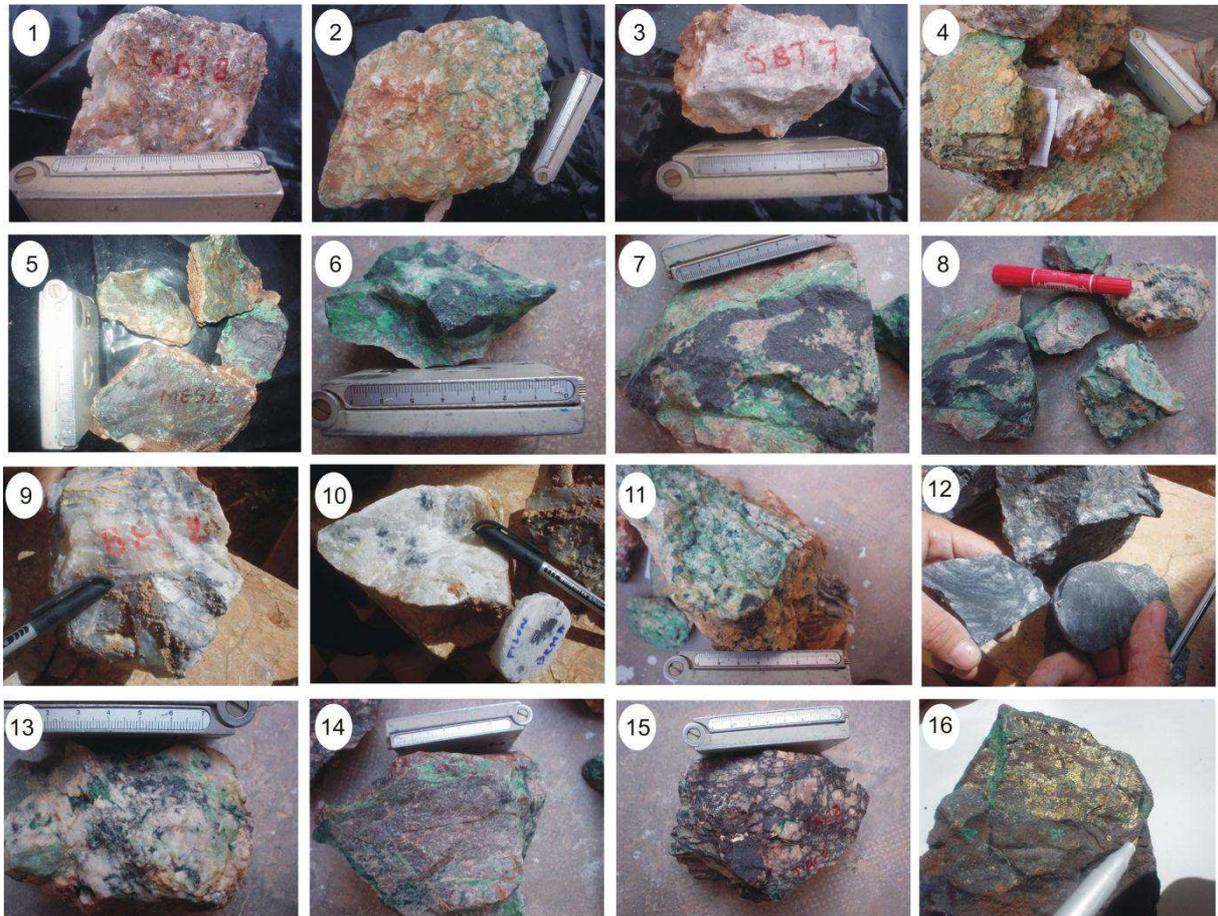


Planche 14 : Illustrations photographiques des aspects de minéralisations



1 & 2 : minéralisation de barytine à cuivre dans l'indice de l'oued Sebat ; 3 : barytine seule dans le même indice ; 4 & 5 : minéralisations quartzo-barytique à cuivre dans l'indice d'el Masdar ; 6, 7, 8 minerai de cuivre dans la structure de Draâ el Kelba (malachite, chalcocite, cuivre gris) ; 8, 10 et 11 : barytine à galène dans le filon du BRMA ; 12 : minerai de manganèse de Guettara ; 13, 14 et 15 : minerai de cuivre dans la mine de Ben Tadjine ; 16 : minerai à oxydes de fer et à chacopyrite dans la mine de Ben Tadjine.

N° d'ordre	N° D'échantillon	Nature pétrographique	Nature de prélèvement	secteur	Observation
01	Dam 10	Basalte bréchique	Affleurement	Damrane	
02	Dam 11	Basalte bréchique	Affleurement	Damrane	
03	Dam 12	Basalte bréchique	Affleurement	Damrane	
04	Dam 13**	Basalte à pyroxènes	Affleurement	Damrane	
05	Dam 16	Tuf acide rouge	Affleurement	Damrane	
06	Dam 17	Tuf	Affleurement	Damrane	
07	Dam 18	Tuf	Affleurement	Damrane	
08	Dam 19	Andés. à phéno. crist	Affleurement	Damrane	
09	Dam 20	Andés. à petit crist.	Affleurement	Damrane	
10	Dam 21	Andés. à phéno. crist	Affleurement	Damrane	
11	Dam 22	Andés. à petit crist.	Affleurement	Damrane	
12	Dam 23	Dacite	Affleurement	Damrane	
13	Dam 24	rhyolite	Affleurement	Damrane	
14	Dam 25	Basalte épidotisé	Affleurement	Damrane	
15	Dam 26	Tuf rouge	Affleurement	Damrane	
16	Dam 27	Rhyolite	Affleurement	Damrane	
17	Dam 28	Tuf rhyolitique	Affleurement	Damrane	
18	Dam 29	Tuf rhyolitique	Affleurement	Damrane	
19	Dam 30	Tuf rhyolitique	Affleurement	Damrane	
20	Dam 31	Rhyolite bordière	Affleurement	Damrane	
21	Dam 32*	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
22	Dam 33*	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
23	Dam 34*	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
24	Dam 35*	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
25	Dam 36	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
26	Dam 37* & 37'	Dolérite, type ksiksou	Affleurement	Damrane	
27	Dam 38*	Pélites rouges	Affleurement	Damrane	
28	Dam 39	rhyolite	Affleurement	Damrane	
29	Dam 40	rhyolite	affleurement	Damrane	
30	Dam 41**	Dolérite, type ougartien	Tranchée 6	Damrane	
31	Dam 42*	dolérite, type ougartien	Affleurement	Damrane	
32	Dam 43**	Basalte à olivines	Affleurement	Damrane	
33	Dam 44	Basale à olivines	Affleurement	Damrane	
34	Dam 45	Andésite	Affleurement	Damrane	
35	Dam 46**	Dolérite	Affleurement	Damrane	
37	Dam 47*	Basalte	Affleurement	Damrane	
38	Dam 48*	Basalte	Affleurement	Damrane	
39	Dam 49*	Basalte	affleurement	Damrane	
40	Dam 50	Basalte	forage	Damrane	
41	Dam 51*	Diorite	forage	Damrane	
42	Dam 52	Diorite	forage	Damrane	
43	Dam 53*	Diorite	forage	Damrane	
44	Dam 54*	Diorite	forage	Damrane	
45	Dam 55**	Diorite	forage	Damrane	
46	Dam 56*	Diorite	forage	Damrane	
47	Dam 57*	Diorite	forage	Damrane	
48	Dam 58	Diorite	forage	Damrane	
49	Dam 59	Diorite	forage	Damrane	
50	Dam 60	pélites	forage	Damrane	
51	BTJ 1	Grauwackes rouges	Affleurement	Sebkha Damrane	
52	BTJ 2	Grauwackes rouges	Affleurement	Sebkha Damrane	
53	BTJ 3*	Grauwackes rouges	Affleurement	Sebkha Damrane	
54	BTJ 4	Grauwackes rouges	Affleurement	Sebkha Damrane	
55	HK 1*	dolérite	Affleurement	Hassi Khatâm	
56	HK 2	dolérite	Affleurement	Hassi Khatâm	

57	HK 3	grès	Affleurement	Hassi Khatâm	
58	HK 4	dolérite	Affleurement	Hassi Khatâm	
59	KT 01	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
60	KT 01	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
61	KT02	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
62	KT03*	Grès quartzeux	Affleurement	Kahal Tabelbala	
63	KT04**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
64	KT05	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
65	KT06	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
66	KT07*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
67	KT08*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
68	KT09*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
69	KT10**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
70	KT12**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
71	KT13*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
72	KT13'*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
73	KT14**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
74	KT15*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
75	KT16*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
76	KT17*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
77	KT18*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
78	KT18'*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
79	KT19*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
80	KT20	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
81	KT21	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
82	KT22	andésite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
83	KT23	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
84	KT24	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
85	KT24/1	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
86	KT25*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
87	KT26**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
88	KT27*	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
89	KT28	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
90	KT29	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
91	KT30	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
92	KT31	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
93	KT32	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
94	KT33	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
95	KT34	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
96	KT35	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
97	KT36**	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
98	KT37	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
99	KT38	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
100	KT39	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
101	KT40	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
102	KT41	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
103	KT42	dolérite	Affleurement	Kahal Tabelbala	
104	KS 01**	dolérite	Affleurement	ksiksou	
105	DEK 12**	dolérite	Affleurement	Draâ el Kelba	

Annexe 3-Tableau 1 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Damrane

Echantillons	DAM 43													
N° analyse	130	131	4int	5 int	6 b	7 b	13 c	14 b	17 c	18 c	19 int	22 int b	23 b	24
SiO2	52,760	51,420	53,180	52,510	52,370	51,220	52,860	52,790	52,760	50,880	50,650	50,460	50,650	51,800
TiO2	0,440	0,570	0,440	0,290	0,540	1,020	0,250	0,590	0,140	0,570	0,590	0,410	0,700	0,550
Al2O3	1,910	3,430	1,870	3,240	1,990	2,080	2,320	2,130	2,380	4,740	3,670	5,460	3,530	3,450
FeO(t)	6,610	6,710	7,170	4,650	7,430	10,160	5,790	7,400	3,470	5,850	7,110	5,820	6,840	7,070
MnO	0,180	0,140	0,210	0,110	0,240	0,270	0,150	0,190	0,130	0,150	0,200	0,170	0,160	0,190
MgO	17,050	16,320	17,480	17,180	16,290	14,640	17,130	15,960	17,050	15,400	15,450	15,950	15,700	15,870
CaO	20,430	20,660	19,660	21,160	20,820	19,550	20,590	20,640	22,770	21,510	20,840	20,470	21,220	20,460
Na2O	0,200	0,300	0,180	0,250	0,210	0,300	0,190	0,240	0,220	0,280	0,250	0,320	0,240	0,250
K2O	0,000	0,030	0,010	0,000	0,030	0,050	0,000	0,000	0,000	0,000	0,020	0,000	0,020	0,000
Cr2O3	0,430	0,330	0,130	0,400	0,130	0,040	0,360	0,160	1,050	0,430	0,460	0,370	0,470	0,290
Total	100,010	99,910	100,330	99,790	100,050	99,330	99,640	100,100	99,970	99,810	99,240	99,430	99,530	99,930
Si	1,94	1,89	1,94	1,92	1,93	1,92	1,94	1,94	1,92	1,87	1,88	1,85	1,87	1,91
Al(iv)	0,06	0,11	0,06	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,08	0,13	0,12	0,15	0,13	0,09
Al(vi)	0,02	0,04	0,02	0,06	0,01	0,01	0,04	0,04	0,03	0,08	0,04	0,09	0,03	0,06
Ti	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,03	0,01	0,02	0,00	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02
Fe(iii)	0,02	0,06	0,02	0,02	0,04	0,03	0,01	0,00	0,03	0,03	0,05	0,04	0,07	0,02
Fe(ii)	0,18	0,15	0,20	0,12	0,19	0,29	0,17	0,23	0,08	0,15	0,17	0,13	0,14	0,20
Mn	0,01	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,93	0,89	0,95	0,93	0,89	0,82	0,94	0,88	0,93	0,84	0,85	0,87	0,87	0,87
Cr	0,01	0,01	0,00	0,01	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Ca	0,80	0,81	0,77	0,83	0,82	0,79	0,81	0,81	0,89	0,85	0,83	0,81	0,84	0,81
Na	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo%	41,43	42,51	39,66	43,46	42,24	40,86	42,07	42,45	46,28	45,28	43,52	43,36	43,84	42,57
En%	48,11	46,72	49,06	49,09	45,99	42,57	48,70	45,67	48,22	45,11	44,89	47,01	45,13	45,94
Fs%	10,46	10,78	11,29	7,45	11,77	16,57	9,23	11,88	5,50	9,61	11,59	9,62	11,03	11,48
XMg	0,84	0,86	0,83	0,83	0,83	0,74	0,85	0,79	0,92	0,89	0,84	0,87	0,86	0,81

....
..

Annexe 3-Tableau 1 (suite) : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des basaltes de Damrane

Echantillons	DAM 13						
N° analyse	50 c	51 b	62 b	63 b i	64 int	65 i c	66 c
SiO2	50,060	51,080	51,170	51,710	51,630	51,740	52,410
TiO2	0,940	0,760	0,800	0,490	0,830	0,680	0,650
Al2O3	4,290	2,370	3,120	2,390	2,450	2,510	2,590
FeO(t)	9,080	10,950	10,300	8,690	11,360	8,940	8,340
MnO	0,230	0,230	0,310	0,250	0,340	0,220	0,230
MgO	14,390	15,220	15,700	16,140	15,220	16,490	15,950
CaO	20,310	18,480	18,750	19,150	18,120	19,500	20,500
Na2O	0,390	0,190	0,250	0,260	0,300	0,250	0,240
K2O	0,000	0,000	0,000	0,040	0,000	0,010	0,000
Cr2O3	0,040	0,120	0,150	0,160	0,080	0,070	0,180
Total	99,730	99,400	100,550	99,280	100,330	100,410	101,090
Si	1,86	1,91	1,89	1,92	1,92	1,90	1,92
Al(iv)	0,14	0,09	0,11	0,08	0,08	0,10	0,08
Al(vi)	0,05	0,02	0,02	0,03	0,03	0,01	0,03
Ti	0,03	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02
Fe(iii)	0,06	0,03	0,06	0,04	0,03	0,07	0,03
Fe(ii)	0,22	0,31	0,26	0,23	0,32	0,21	0,22
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,80	0,85	0,86	0,89	0,84	0,90	0,87
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
Ca	0,81	0,74	0,74	0,76	0,72	0,77	0,80
Na	0,03	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02
K	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Wo%	42,83	38,34	38,55	39,58	37,62	39,46	41,67
En%	42,22	43,93	44,92	46,41	43,97	46,42	45,10
Fs%	14,95	17,73	16,53	14,02	18,41	14,12	13,23
XMg	0,79	0,73	0,77	0,80	0,72	0,82	0,80

Annexe 3-Tableau 2 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des basaltes de Damrane

Echantillon	DAM13						
N° d'analyse	56 petit Pl	57c petit Pl	58b	60 petit Pl	59	61	67
SiO2	53,73	51,23	54	52,46	54,28	52,510	53,620
TiO2	0,11	0,03	0,11	0,06	0,06	0,090	0,050
Al2O3	28,7	30,5	28,99	29,81	28,88	29,510	28,570
MgO	0,14	0,11	0,14	0,14	0,13	0,140	0,140
CaO	12,14	14,35	12,6	13,7	12,56	13,600	12,190
MnO	0	0,01	0,01	0	0,04	0,000	0,040
FeO	0,66	0,69	0,84	0,87	0,7	0,800	0,820
Na2O	4,13	3,22	4,15	3,5	4,19	3,590	4,130
K2O	0,53	0,41	0,54	0,42	0,54	0,430	0,510
Total	100,14	100,55	101,38	100,96	101,38		
Si	2,436	2,330	2,424	2,371	2,434	2,380	2,435
Ti	0,004	0,001	0,004	0,002	0,002	0,003	0,002
Al	1,533	1,635	1,534	1,588	1,526	1,576	1,529
Mg	0,009	0,007	0,009	0,009	0,009	0,009	0,009
Ca	0,590	0,699	0,606	0,664	0,604	0,660	0,593
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,000	0,002
Fe	0,025	0,026	0,032	0,033	0,026	0,030	0,031
Ba	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Na	0,363	0,284	0,361	0,307	0,364	0,315	0,364
K	0,031	0,024	0,031	0,024	0,031	0,025	0,030
An	59,967	69,441	60,715	66,720	60,428	65,993	60,136
Ab	36,916	28,196	36,187	30,844	36,478	31,523	36,868
Or	3,117	2,362	3,098	2,435	3,093	2,484	2,996

Annexe 3-Tableau 3 : Analyses chimiques et formules structurales des spinelles et oxydes ferro-titanés des basaltes de Damrane

N°Ech	Dam 43				N°Ech	Dam13	
	En inclusion ds Cpx	id	id	id	N°Anal.		
N°Anal.	8	15	16	9		53	54
SiO2	0	0,02	0,04	0	SiO2	0,75	0,36
TiO2	0,21	0,38	1,51	0,28	Al2O3	0,09	1,04
Al2O3	12,02	11,55	13,81	12,99	TiO2	12,34	10,16
Cr2O3	50,25	48,47	37,51	48,96	FeO	78,11	79,03
FeO	27,08	29,63	34,62	26,63	MnO	0,09	0,14
MgO	8,99	8,04	9,45	9,3	MgO	0,03	0,09
CaO	0,03	0,01	0,11	0	CaO	0,57	0,12
MnO	0,38	0,37	0,38	0,31	Cr2O3	1,52	1,13
NiO					Na2O	0,01	0
Na2O	0,03	0,02	0,04	0,03	K2O	0	0,01
K2O	0	0,02	0	0,03	TOTAL	93,51	92,08
Total	98,99	98,51	97,47	98,53			
					Fe2+(calculé)	41,93	39,61
					Fe3+(calculé)	40,21	43,80
Si		0,01	0,01	0,00			
Ti	0,04	0,08	0,30	0,06	Si	0,23	0,11
Al	3,76	3,66	4,31	4,05	Al ³⁺	0,03	0,38
Cr	10,53	10,29	7,85	10,24	Ti	2,88	2,39
Fe(iii)	1,64	1,89	3,24	1,60	Cr	0,37	0,28
Fe(ii)	4,36	4,76	4,42	4,30	Fe3+	9,38	10,33
Mg	3,55	3,22	3,73	3,67	Mg	0,00	0,00
Ca	0,01	0,00	0,03	0,00	Mg	0,01	0,04
Mn	0,09	0,08	0,09	0,07	FE2+	10,87	10,38
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	Mn	0,02	0,04
Na	0,02	0,01	0,02	0,02	Ca	0,19	0,04
K	0,00	0,01	0,00	0,01	Na	0,01	0,00
Total	24,00	24,01	24,00	24,01	K	0,00	0,00
Fe(ii)/(Fe(ii)+Mg)	0,55	0,60	0,54	0,54			
Cr/(Cr+Al)	0,74	0,74	0,65	0,72			

Annexe 3-Tableau 4 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites de Damrane

Ech.	DAM 41				
N° analyse	39	38	42	48	43
SiO2	51,1	51,34	50,03	51,57	50,64
TiO2	1,16	1,07	1,66	1,01	1,45
Al2O3	1,85	1,7	3,28	1,96	2,53
FeO(t)	11,22	12,22	10,72	11,5	10,34
MnO	0,31	0,41	0,19	0,38	0,29
MgO	13,98	14,61	13,81	14,66	14,15
CaO	19,8	18,14	19,56	18,6	20,48
Na2O	0,34	0,32	0,42	0,34	0,37
K2O	0	0,03	0	0,02	0
Cr2O3	0	0,03	0,02	0	0,02
Total	99,76	99,87	99,69	100,04	100,27
Si	1,92	1,93	1,88	1,93	1,89
Al(iv)	0,08	0,07	0,12	0,07	0,11
Al(vi)	0,00	0,00	0,02	0,01	0,00
Ti	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04
Fe(iii)	0,04	0,04	0,04	0,03	0,06
Fe(ii)	0,31	0,35	0,30	0,33	0,26
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,78	0,82	0,77	0,82	0,79
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,80	0,73	0,79	0,74	0,82
Na	0,02	0,02	0,03	0,02	0,03
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo%	41,24	37,79	41,49	38,77	45,12
En%	40,52	42,34	40,76	42,52	43,37
Fs%	18,24	19,87	17,75	18,71	11,51

Annexe 4, tableau 4 (suite) : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites de Damrane

Ech.	KS01								
N° analyse	51c	53b	56b	57c	60c	62c	63b	64b	52 int
SiO2	54,55	50,75	51,03	50,52	50,39	50,93	51	50,33	51,62
TiO2	0,26	0,72	0,87	0,76	0,79	0,47	0,85	0,68	0,49
Al2O3	0,83	1,39	1,63	1,55	1,77	1,15	1,49	1,14	1,15
FeO(t)	15,9	17,63	17,66	15,91	18,17	24,74	18,51	22,51	23,51
MnO	0,33	0,44	0,38	0,27	0,35	0,57	0,51	0,53	0,52
MgO	23,86	13,09	12,7	12,06	13,85	16,53	13,07	11,11	16,6
CaO	4,46	15,19	15,99	18,11	14,38	4,71	14,56	13,76	6,1
Na2O	0,01	0,16	0,17	0,23	0,13	0,08	0,18	0,15	0,1
K2O	0	0,02	0	0,02	0,01	0,02	0,02	0,04	0,04
Cr2O3	0	0	0,04	0,04	0	0	0	0	0
Total	100,2	99,39	100,47	99,47	99,84	99,2	100,19	100,25	100,13
Si	1,98	1,95	1,94	1,94	1,92	1,96	1,95	1,95	1,97
Al(iv)	0,01	0,05	0,06	0,06	0,08	0,04	0,05	0,05	0,03
Al(vi)	0,03	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01	0,00	0,02
Ti	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,01
Fe(iii)	0,00	0,01	0,00	0,03	0,04	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe(ii)	0,49	0,56	0,56	0,48	0,54	0,80	0,59	0,71	0,75
Mn	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02
Mg	1,30	0,75	0,72	0,69	0,79	0,95	0,74	0,64	0,94
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,17	0,62	0,65	0,74	0,59	0,19	0,60	0,57	0,25
Na	0,00	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
K	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Wo%	8,91	31,78	33,28	37,78	29,74	9,89	30,38	28,98	12,67
En%	66,30	38,10	36,77	35,00	39,86	48,30	37,95	32,56	47,98
Fs%	24,79	29,52	29,31	26,35	29,91	41,50	30,99	37,89	38,97

Annexe 3-Tableau 5 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des dolérites de Damrane

Ech.	DAM 41			
	34 b	37 b	40	49 c
Analyse				
SiO2	55,78	57,06	55,89	56,36
TiO2	0,12	0,16	0,09	0,11
Al2O3	26,73	26,66	26,59	26,55
MgO	0,1	0,09	0,08	0,09
CaO	9,69	9,16	9,79	9,54
MnO	0,02	0,03	0	0,04
FeO	0,66	0,53	0,66	0,57
Na2O	5,55	5,64	5,63	5,83
K2O	0,62	0,6	0,6	0,61
Total	99,27	99,93	99,33	99,7
Si	2,537	2,568	2,542	2,551
Ti	0,004	0,005	0,003	0,004
Al	1,433	1,414	1,425	1,416
Mg	0,007	0,006	0,005	0,006
Ca	0,472	0,442	0,477	0,463
Mn	0,001	0,001	0,000	0,002
Fe	0,025	0,020	0,025	0,022
Na	0,489	0,492	0,496	0,512
K	0,036	0,034	0,035	0,035
An	47,335	45,617	47,313	45,830
Ab	49,059	50,825	49,235	50,681
Or	3,606	3,558	3,452	3,489

N° Ech	KSO1		
	36 b	54 b	65 c
N° Anal.			
SiO2	50,27	54,95	51,58
Al2O3	30,8	27,98	29,94
TiO2	0,09	0,03	0,06
FeO	0,72	0,7	0,79
MnO	0,03	0	0
MgO	0,15	0,07	0,16
CaO	14,39	11,23	13,89
Na2O	3,16	5,03	3,41
K2O	0,17	0,36	0,22
TOTAL	99,78	100,35	100,05
Si	2,30	2,48	2,35
Al	1,66	1,49	1,61
Fe	0,03	0,03	0,03
Ca	0,71	0,54	0,68
Na	0,28	0,44	0,30
K	0,01	0,02	0,01
%An	70,85	54,09	68,35
%Ab	28,15	43,84	30,36
%Or	1,00	2,06	1,29

Annexe 3-Tableau 6: Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés des dolérites de Damrane

N°Ech	DAM41			KS01		
	N°Anal.	46	47	50	59	61
SiO2		0,070	0,330	0,010	0,090	0,140
Al2O3		0,000	0,030	0,000	1,270	1,300
TiO2		50,050	50,370	50,650	22,540	24,260
FeO		47,200	46,440	46,910	68,760	67,540
MnO		1,270	1,570	1,920	1,260	1,370
MgO		0,000	0,020	0,030	0,000	0,000
CaO		0,230		0,000	0,140	0,170
Cr2O3		0,000	0,220	0,050	0,100	0,010
Na2O		0,050	0,050	0,010	0,040	0,000
K2O		0,000	0,050	0,010	0,000	0,010
TOTAL		98,870	99,080	99,590	94,200	94,800
Al		0	0,00	0	0,46	0,47
Ti		0,96	0,96	0,96	5,25	5,63
Fe3+		0,08	0,06	0,07	4,97	4,18
Cr		0,00	0,00	0,00	0,02	0,00
Fe2+		0,92	0,93	0,92	12,86	13,25
Mg		0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn		0,03	0,03	0,04	0,33	0,36
Fe2+(calculé)		43,28	43,68	43,48	49,59	51,34
Fe3+(calculé)		4,36	3,07	3,81	21,30	18,00

Annexe 3-Tableau 7: Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases de la diorite de Damrane

N°Ech	Dam56				
N°Anal.	34c	36b	37b	35c	47
SiO2	60,410	64,990	64,800	55,990	65,170
Al2O3	24,570	21,720	21,900	25,610	21,820
TiO2	0,070	0,010	0,000	0,010	0,020
FeO	0,940	0,270	0,210	1,800	0,080
MnO	0,070	0,000	0,020	0,030	0,020
MgO	0,540	0,000	0,000	1,220	0,010
CaO	1,140	3,090	3,290	0,470	2,510
Cr2O3	0,000	0,010	0,000	0,000	0,000
NiO					
Na2O	7,280	9,220	9,170	4,300	9,980
K2O	3,550	0,630	1,030	5,700	0,130
TOTAL	98,570	99,940	100,420	95,130	99,740
Si	2,74	2,87	2,85	2,65	2,87
Al	1,31	1,13	1,14	1,43	1,13
Fe	0,04	0,01	0,01	0,07	0,00
Ca	0,06	0,15	0,16	0,02	0,12
Na	0,64	0,79	0,78	0,39	0,85
K	0,21	0,04	0,06	0,34	0,01
%An	6,15	15,05	15,58	3,13	12,11
%Ab	71,05	81,29	78,61	51,75	87,14
%Or	22,80	3,65	5,81	45,13	0,75

Annexe 3-Tableau 8 : Analyses chimiques et formules structurales des amphiboles de la diorite de Damrane

	DAM 56							
	28	29 c	30 int	31 b	42	43	45	46
SiO2	44,62	41,39	42,89	48,11	41,71	41,78	41,33	41,22
TiO2	2,49	2,49	3,12	1,51	3,62	3,77	3,61	3,73
Al2O3	8,54	11,13	10,35	6,51	11,81	11,82	12,39	12,36
FeO	13,56	12,29	12,17	12,73	12,12	11,74	11,78	11,94
MnO	0,25	0,14	0,18	0,36	0,13	0,13	0,06	0,13
MgO	13,2	13,17	13,38	14,63	12,93	13,29	13,51	13,26
CaO	11,09	11,25	11,43	11,31	11,32	11,59	11,6	11,13
Na2O	1,9	2,14	2,17	1,49	2,26	2,37	2,31	2,29
K2O	0,87	1,02	0,97	0,62	0,98	0,95	0,94	1,02
Cr2O3	0,06	0,12	0,03	0,06	0,04	0	0,22	0,07
Total	96,58	95,14	96,69	97,33	96,92	97,44	97,75	97,15
Si	6,604	6,220	6,355	6,970	6,168	6,152	6,046	6,054
Ti	0,277	0,282	0,348	0,165	0,403	0,418	0,397	0,412
Al	1,490	1,971	1,807	1,112	2,058	2,051	2,136	2,140
Fe(iii)	0,514	0,569	0,347	0,567	0,375	0,298	0,484	0,574
Fe(ii)	1,164	0,975	1,161	0,975	1,124	1,148	0,957	0,893
Mn	0,031	0,018	0,023	0,044	0,016	0,016	0,007	0,016
Mg	2,912	2,950	2,955	3,160	2,851	2,917	2,946	2,903
Ca	1,759	1,811	1,815	1,756	1,794	1,829	1,818	1,752
Na	0,545	0,624	0,623	0,419	0,648	0,677	0,655	0,652
K	0,164	0,196	0,183	0,115	0,185	0,178	0,175	0,191
Cr	0,007	0,014	0,004	0,007	0,005	0,000	0,025	0,008
Mg/(Mg+Fe2)	0,714	0,752	0,718	0,764	0,717	0,718	0,755	0,765

Annexe 3-Tableau 9: Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés de la diorite de Damrane

N°Ech	DAM 56			
	26	32	33	39
N°Anal.	26	32	33	39
SiO2	0,71	0,02	0,04	0,05
Al2O3	0,34	0,01	0	0,01
TiO2	0	0,32	0,5	0,01
FeO	89,6	90,71	90,05	91,77
MnO	0,09	0	0	0
MgO	0,31	0	0,02	0
CaO	0,04	0,13	0,16	0,12
Cr2O3	1,2	0,8	0,97	1,28
Na2O	0,01	0	0,02	0
K2O	0,02	0	0,03	0,04
TOTAL	92,32	91,99	91,79	93,28
Fe2+(calculé)	30,98	30,80	30,67	30,89
Fe3+(calculé)	65,14	66,58	65,99	67,66
Si	0,22	0,01	0,01	0,02
Al	0,12	0,00	0,00	0,00
Ti	0,00	0,08	0,12	0,00
Cr	0,29	0,20	0,24	0,31
Fe3+	15,16	15,64	15,52	15,67
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,14	0,00	0,01	0,00
FE2+	8,01	8,04	8,02	7,95
Mn	0,02	0,00	0,00	0,00
Ca	0,01	0,04	0,05	0,04
Na	0,01	0,00	0,01	0,00
K	0,01	0,00	0,01	0,02

Annexe 3-Tableau 10: Analyses chimiques et formules structurales des olivines des dolérites de Guelb Berrezouk, Kahel Tabelbala

Ech.	KT36							
Analyse	7 c	6 b	4	8c	9b	21b	22c	19
SiO2	40,750	40,090	38,570	41,000	38,760	39,170	38,860	39,410
TiO2	0,000	0,050	0,080	0,020	0,000	0,040	0,010	0,010
Al2O3	0,030	0,000	0,040	0,010	0,060	0,060	0,060	0,040
Cr2O3	0,000	0,040	0,050	0,000	0,030	0,000	0,010	0,000
FeO	10,120	15,550	20,170	9,940	20,020	20,650	19,070	17,960
MnO	0,120	0,200	0,260	0,160	0,370	0,270	0,270	0,320
MgO	49,000	43,640	39,770	48,910	40,800	39,290	40,310	42,310
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
CaO	0,050	0,080	0,380	0,050	0,410	0,450	0,360	0,250
Total	100,070	99,650	99,320	100,090	100,450	99,930	98,950	100,300
Si	1,00	1,01	1,00	1,00	1,00	1,01	1,01	1,00
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe(ii)	0,21	0,33	0,44	0,20	0,43	0,45	0,41	0,38
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	1,79	1,64	1,54	1,78	1,56	1,52	1,56	1,60
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
Fo	89,51	83,16	77,63	89,62	78,10	77,00	78,79	80,49
Fa	10,37	16,62	22,08	10,22	21,50	22,70	20,91	19,16

Annexe 3-Tableau 11 : Analyses chimiques et formules structurales des clinopyroxènes des dolérites de Kahel Tabelbala

Ech.	KT36					KT26				KT14	
N° Analyse	14 c	15c	16b	28b	29c	136	137	138	139	86	85c aig
SiO2	47,420	46,970	44,110	41,660	41,880	49,040	43,740	48,830	48,640	52,350	51,820
TiO2	2,440	2,590	4,080	5,610	5,440	2,220	5,090	2,010	2,470	0,490	0,610
Al2O3	6,120	6,770	8,600	9,890	9,440	4,470	8,660	4,380	3,990	1,220	1,130
FeO(t)	6,050	6,330	8,220	9,910	9,570	7,040	8,540	6,850	8,620	11,640	11,990
MnO	0,120	0,050	0,160	0,100	0,150	0,120	0,160	0,140	0,230	0,300	0,240
MgO	13,140	12,960	10,980	8,900	9,530	13,880	10,390	14,030	12,430	14,820	14,730
CaO	22,930	22,980	22,160	22,050	22,130	22,500	22,180	22,850	23,060	18,790	18,220
Na2O	0,430	0,440	0,550	0,810	0,730	0,390	0,680	0,400	0,480	0,220	0,200
K2O	0,020	0,010	0,030	0,030	0,010	0,020	0,020	0,020	0,030	0,010	0,010
Cr2O3	0,550	0,540	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,000	0,000	0,030	0,030
Total	99,220	99,640	98,890	98,960	98,880	99,680	99,470	99,510	99,950	99,870	98,980
Si	1,77	1,75	1,67	1,60	1,60	1,82	1,66	1,82	1,82	1,96	1,96
Al(iv)	0,23	0,25	0,33	0,40	0,40	0,18	0,34	0,18	0,18	0,04	0,04
Al(vi)	0,04	0,05	0,06	0,04	0,03	0,02	0,04	0,01	0,00	0,01	0,01
Ti	0,07	0,07	0,12	0,16	0,16	0,06	0,14	0,06	0,07	0,01	0,02
Fe(iii)	0,07	0,08	0,08	0,10	0,11	0,06	0,06	0,09	0,08	0,01	0,01
Fe(ii)	0,12	0,12	0,18	0,22	0,19	0,16	0,21	0,12	0,19	0,35	0,37
Mn	0,00	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
Mg	0,73	0,72	0,62	0,51	0,54	0,77	0,59	0,78	0,69	0,83	0,83
Cr	0,02	0,02	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,92	0,92	0,90	0,91	0,91	0,90	0,90	0,91	0,93	0,75	0,74
Na	0,03	0,03	0,04	0,06	0,05	0,03	0,05	0,03	0,03	0,02	0,01
Wo%	49,92	50,01	50,53	52,29	51,63	47,56	51,22	47,89	54,09	38,75	37,90
En%	39,80	39,24	34,84	29,37	30,94	40,82	33,38	40,91	40,56	42,52	42,63
Fs%	10,28	10,75	14,63	18,34	17,43	11,62	15,39	11,20	5,35	18,73	19,47

Ech.	KT14			KT12					KT10			
N°												
Analyse	87c aig	88b aig	98 aig	75c	78c	76b	77	81	44	45c	46b	47b
SiO2	53,940	50,610	52,450	52,080	51,970	54,530	51,290	52,710	51,540	51,970	52,860	53,920
TiO2	0,430	0,140	0,720	0,610	0,640	0,880	0,810	0,580	0,740	0,750	0,340	0,340
Al2O3	1,250	1,130	1,210	1,770	1,650	2,640	2,240	1,940	1,330	1,380	1,540	1,260
FeO(t)	9,130	15,000	13,410	9,730	10,290	15,580	12,670	9,680	13,090	14,020	9,060	8,850
MnO	0,260	0,520	0,200	0,200	0,170	0,260	0,190	0,200	0,270	0,290	0,260	0,290
MgO	17,000	9,640	14,710	15,290	14,640	10,200	14,470	17,080	14,200	15,550	15,890	18,770
CaO	18,520	21,650	17,870	19,520	19,950	14,690	17,440	18,000	18,070	16,040	19,740	16,410
Na2O	0,120	0,320	0,210	0,220	0,260	0,720	0,270	0,240	0,230	0,210	0,260	0,150
K2O	0,000	0,060	0,010	0,010	0,020	0,030	0,030	0,010	0,000	0,000	0,050	0,020
Cr2O3	0,020	0,000	0,000	0,100	0,100	0,010	0,040	0,100	0,020	0,020	0,110	0,090
Total	100,670	99,070	100,790	99,530	99,690	99,540	99,450	100,540	99,490	100,230	100,110	100,100
Si	1,97	1,96	1,96	1,94	1,94	2,05	1,93	1,93	1,95	1,94	1,95	1,97
Al(iv)	0,02	0,04	0,04	0,06	0,06		0,07	0,07	0,05	0,06	0,05	0,03
Al(vi)	0,03	0,01	0,01	0,02	0,02	0,12	0,03	0,02	0,01	0,01	0,02	0,03
Ti	0,01	0,00	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01
Fe(iii)	0,00	0,05	0,01	0,01	0,02	0,00	0,01	0,03	0,02	0,02	0,02	0,00
Fe(ii)	0,28	0,44	0,41	0,29	0,30	0,50	0,39	0,27	0,39	0,42	0,26	0,27
Mn	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
Mg	0,93	0,56	0,82	0,85	0,82	0,59	0,81	0,93	0,80	0,87	0,88	1,02
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,73	0,90	0,71	0,78	0,80	0,61	0,70	0,71	0,73	0,64	0,78	0,64
Na	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01
Wo%	37,57	46,29	36,62	40,34	41,26	35,79	36,75	36,50	37,61	32,99	40,35	33,20
En%	47,98	28,68	41,94	43,96	42,13	34,58	42,42	48,18	41,12	44,50	45,19	52,83
Fs%	14,46	25,03	21,45	15,70	16,61	29,63	20,84	15,32	21,27	22,51	14,46	13,97

Annexe 3-Tableau 12 : Analyses chimiques et formules structurales des plagioclases des dolérites de Kahel Tabelbala

Echantillon	KT36							KT12		
	N° Analyse	11c	12c	13 b	24 c	25 b	30c	31b	71 b	72 c
SiO2		51,84	51,22	55,7	52,11	55,91	51,72	52,3	54,29	51,15
TiO2		0,13	0,21	0,18	0,19	0,13	0,2	0,19	0,12	0,02
Al2O3		29,99	30,29	27,33	30,2	27,21	29,85	29,26	28,47	31,32
MgO		0,07	0,09	0,09	0,07	0,05	0,08	0,05	0,14	0,19
CaO		13,14	13,56	9,35	12,97	9,55	12,98	12,03	11,67	14,43
MnO		0,02	0	0,03	0	0,02	0,06	0	0,07	0,01
FeO		0,44	0,5	0,36	0,57	0,48	0,52	0,55	0,59	0,39
Na2O		3,8	3,29	5,19	3,74	5,37	3,89	4,19	4,75	3,23
K2O		0,27	0,28	1,16	0,38	0,65	0,36	0,42	0,16	0,06
Total		99,7	99,44	99,39	100,23	99,37	99,66	98,99	100,26	100,8
Si		2,366	2,345	2,528	2,365	2,535	2,364	2,400	2,453	2,313
Ti		0,004	0,007	0,006	0,006	0,004	0,007	0,007	0,004	0,001
Al		1,613	1,634	1,462	1,616	1,454	1,608	1,582	1,516	1,669
Mg		0,005	0,006	0,006	0,005	0,003	0,005	0,003	0,009	0,013
Ca		0,642	0,665	0,455	0,631	0,464	0,636	0,591	0,565	0,699
Mn		0,001	0,000	0,001	0,000	0,001	0,002	0,000	0,003	0,000
Fe		0,017	0,019	0,014	0,022	0,018	0,020	0,021	0,022	0,015
Na		0,336	0,292	0,457	0,329	0,472	0,345	0,373	0,416	0,283
K		0,016	0,016	0,067	0,022	0,038	0,021	0,025	0,009	0,003
An		64,609	68,323	46,465	64,239	47,652	63,479	59,815	57,050	70,922
Ab		33,810	29,997	46,671	33,520	48,487	34,425	37,699	42,019	28,727
Or		1,581	1,680	6,864	2,241	3,862	2,096	2,486	0,931	0,351

Echantillon	KT12			KT14			KT10		
N° Analyse	70	73b	74c	93 b	94c	95c	96tb	50b	51c
SiO2	51,59	57,5	53,39	58,05	55,36	55,36	62,05	63,56	52,04
TiO2	0	0,12	0,06	0,08	0,06	0,11	0,04	0,01	0,04
Al2O3	30,36	26,8	29,53	25,68	27,69	27,85	23,56	23,75	30,9
MgO	0,16	0,11	0,17	0,07	0,12	0,11	0	0,04	0,13
CaO	14,13	9,46	13	8,41	10,83	10,9	5,6	4,9	13,77
MnO	0	0,01	0	0	0	0	0,01	0,04	0,05
FeO	0,39	0,63	0,4	0,71	0,72	0,52	0,46	0,34	0,47
Na2O	3,46	5,87	4,18	6,63	5,21	5,21	7,86	8,46	3,67
K2O	0,08	0,23	0,14	0,28	0,17	0,16	0,55	0,73	0,07
Total	100,17	100,73	100,87	99,91	100,16	100,22	100,13	101,83	101,14
Si	2,346	2,567	2,403	2,610	2,498	2,494	2,755	2,772	2,342
Ti	0,000	0,004	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001	0,000	0,001
Al	1,627	1,410	1,567	1,361	1,472	1,479	1,233	1,221	1,639
Mg	0,011	0,007	0,011	0,005	0,008	0,007	0,000	0,003	0,009
Ca	0,688	0,452	0,627	0,405	0,524	0,526	0,266	0,229	0,664
Mn	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,002
Fe	0,015	0,024	0,015	0,027	0,027	0,020	0,017	0,012	0,018
Na	0,305	0,508	0,365	0,578	0,456	0,455	0,677	0,715	0,320
K	0,005	0,013	0,008	0,016	0,010	0,009	0,031	0,041	0,004
An	68,973	46,473	62,709	40,548	52,932	53,123	27,347	23,247	67,189
Ab	30,562	52,182	36,487	57,844	46,079	45,948	69,456	72,629	32,404
Or	0,465	1,345	0,804	1,607	0,989	0,928	3,198	4,124	0,407

Echantillon	KT10					KT21			
N° Analyse	52c	53b	54	55c	56b	1-2c	1-7b	2-6c	3-1 b
SiO2	52,9	53,57	66,99	50,56	51,19	54,83	59,17	52,84	58,76
TiO2	0	0,05	0,16	0,06	0	0,01	0,06	0,08	0,07
Al2O3	29,66	29,68	20,06	30,58	30,76	27,86	25,16	28,52	25,11
MgO	0,17	0	0,01	0,08	0,08	0,14	0,03	0,22	0,08
CaO	12,54	12,52	0,79	13,97	13,91	11,28	7,55	12,45	7,71
MnO	0	0	0,04	0	0,04	0	0		
FeO	0,52	0,61	0,48	0,54	0,53	0,5	0,45	0,28	0,58
Na2O	4,47	4,58	7,51	3,43	3,68	5,06	7,05	4,65	6,89
K2O	0,13	0,12	5,37	0,16	0,14	0,09	0,31	0,13	0,24
Total	100,39	101,13	101,41	99,38	100,33	99,77	99,78	99,17	99,44
Si	2,394	2,406	2,950	2,321	2,328	2,484	2,653	2,420	2,645
Ti	0,000	0,002	0,005	0,002	0,000	0,000	0,002	0,003	0,002
Al	1,582	1,571	1,041	1,655	1,649	1,487	1,329	1,539	1,332
Mg	0,011	0,000	0,001	0,005	0,005	0,009	0,002	0,015	0,005
Ca	0,608	0,602	0,037	0,687	0,678	0,547	0,363	0,611	0,372
Mn	0,000	0,000	0,001	0,000	0,002	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,020	0,023	0,018	0,021	0,020	0,019	0,017	0,011	0,022
Na	0,392	0,399	0,641	0,305	0,324	0,444	0,613	0,413	0,601
K	0,008	0,007	0,302	0,009	0,008	0,005	0,018	0,008	0,014
An	60,336	59,760	3,803	68,590	67,082	54,908	36,515	59,232	37,677
Ab	38,919	39,558	65,419	30,474	32,114	44,570	61,700	40,032	60,927
Or	0,745	0,682	30,778	0,935	0,804	0,522	1,785	0,736	1,396

Annexe 3-Tableau 13: Analyses chimiques et formules structurales des oxydes ferro-titanés des dolérites de Kahel Tabelbala

N° Ech	KT26	KT36					KT12			
N° Anal.	133	3	5	10	20	32	69	79	84	83
SiO2	0,06	0,11	0,08	0,08	0,04	0,06	0,05	0,24	0,18	0,12
Al2O3	2,15	2,41	3,32	3,44	0,37	1,69	0	0,05	0,13	0,4
TiO2	31,23	29,5	28,64	27,44	29,73	28,96	50,22	50,8	47,51	24,04
FeO	56,19	60,17	61,77	61,15	62,29	61,78	44,39	42,05	46,39	74,23
MnO	4,03	1,25	0,02	0,09	1,76	1,47	3,45	4,5	3,83	1,98
MgO	0,02	1,14	0,06	0	0,65	0,39	0,01	0,03	0,04	0,02
CaO	0,11	0,08	0,09	0,15	0,15	0,03	0,2	0,28	0,14	0,12
Cr2O3	0	0,09	0,06	0,01	0	0	0,04	0,04	0,09	0
Na2O	0,06	0,04	0	0,03	0,02	0	0,03	0,06	0	0
K2O	0	0,05	0	0,04	0,05	0,01	0	0	0,02	0,01
Total	93,85	94,84	94,04	92,43	95,06	94,39	98,39	98,05	98,33	100,92
Al	0,79	0,87	1,21	1,28	0,13	0,62	0	0,00	0,00	0,14
Ti	7,34	6,78	6,67	6,49	6,91	6,76	0,97	0,98	0,91	5,25
Fe3+	0,52	1,52	1,37	1,72	2,05	1,84	0,07	0,03	0,16	5,29
Cr	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	14,18	13,86	14,64	14,38	14,05	14,19	0,88	0,87	0,83	12,75
Mg	0,01	0,52	0,03	0,00	0,30	0,18	0,00	0,00	0,00	0,01
Mn	1,07	0,32	0,01	0,02	0,46	0,39	0,07	0,10	0,08	0,49
Fe2+(calculé)	54,21	54,21	56,47	54,62	54,35	54,70	41,31	40,72	38,75	52,46
Fe3+(calculé)	2,20	6,62	5,89	7,25	8,82	7,87	3,42	1,48	8,49	24,20

N°Ech	KT14			KT10		
N°Anal.	92	99	101	42	43	57
SiO2	0,03	0	0	0,02	0,02	0,13
Al2O3	0	0,02	0,03	0,04	0,02	0,02
TiO2	50,94	51,49	51,49	50,79	50,72	53,71
FeO	45,85	45,01	45,43	43,53	43,84	37,01
MnO	3	2,77	2,8	4,4	4,13	3,92
MgO	0,02	0	0	0	0,06	0,03
CaO	0,06	0,03	0,06	0,24	0,33	0,42
Cr2O3	0,05	0	0,05	0,04	0,03	0
Na2O	0	0,03	0	0	0,02	0,02
K2O	0	0,02	0	0,01	0	0
Total	99,95	99,37	99,86	99,07	99,17	95,26
Al	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ti	0,97	0,98	0,98	0,97	0,97	1,07
Fe3+	0,07	0,04	0,04	0,06	0,06	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe2+	0,90	0,92	0,92	0,87	0,87	0,82
Mg	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mn	0,06	0,06	0,06	0,09	0,09	0,09
Fe2+(calculé)	42,69	43,26	43,39	40,90	40,83	37,01
Fe3+(calculé)	3,51	1,95	2,27	2,92	3,35	0,00