

N° d'ordre

**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**

**Université d'Oran**

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et d'Aménagement du Territoire

Département des Sciences de la Terre

**Thèse**

**Doctorat**

**Spécialité : Géologie**

**Option : Magmatisme et Géodynamique des Bassins**

**LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL  
(CAMP)**

**DANS LE BASSIN DES KSOUR (Atlas saharien occidental, Algérie)**

Présentée par

**MEDDAH Amar**

Soutenue le ...13 octobre à 9h.....2010 devant les membres du jury.

REMACI Nacéra	Maitre de conférences, Université d'Oran	Présidente
BERTRAND Hervé	Maitre de conférences, Université de Lyon	Directeur de thèse
BENHAMOU Miloud	Professeur, Université d'Oran	Co-directeur de thèse
AIT OUALI Rachid	Professeur, USTHB Alger	Examineur
SEBAÏ Amar	Maitre de conférences, ENS Polytechnique Alger	Examineur
ZERKA Mohamed	Maitre de conférences, Université d'Oran	Examineur

## **AVANT PROPOS**

C'est avec plaisir que je rédige cette partie de ma thèse de doctorat. Ceci me permet de rendre hommage et de remercier tous ceux qui ont contribué de loin ou de près à la réalisation de ce modeste travail.

Si ce travail voit le jour c'est grâce à Mr Hervé Bertrand. Ses critiques et conseils ont été bénéfiques. Ses maîtres mots sont : la rigueur, la concision et l'organisation .... Il a toujours su agir en homme de sciences (même pendant les moments difficiles), et en ami. Le premier voulait voir le projet aboutir et le second voulait me faire connaître d'autres horizons. Merci de m'avoir fait confiance. Saurai-je le lui rendre un jour ?

Je remercie tout particulièrement Mr Paul Capiez du laboratoire de Lyon pour sa gentillesse et sa participation à mon projet. C'est grâce à lui que mes analyses ont été faites. Il m'a non seulement ouvert son laboratoire de chimie mais aussi sa maison. Je dis aussi à sa femme... merci de m'avoir fait confiance.

Je remercie tous les membres du Bâtiment Géode de Lyon.

Ma sincère reconnaissance va à Mr. MEKAHLI et Mr. ELMY : qu'ils reposent en paix. C'est grâce à eux aussi que j'ai pu avancer le projet. Ils m'ont accompagné sur le terrain et m'ont aidé sur le plan scientifique et logistique.

Un grand merci aussi à Mr Benhamou pour son accompagnement sur le terrain et pour ses conseils au laboratoire d'Oran. Il a su me faire profiter de ses connaissances.

Je voudrais aussi remercier mon ami Tabeliouna. Il m'a souvent accompagné sur le terrain. Sa voix me résonne encore à l'oreille : je pense deux coulées, une à olivine et l'autre à pyroxène. Je lui dis aussi merci pour les 5 jours de stage et un autre merci de m'avoir proposé son billet d'avion pour satisfaire mes dernières corrections à Lyon. Il voulait me voir finir.

Je remercie particulièrement Mr Seddiki pour les discussions géochimiques.

Je remercie aussi mon ami Mustapha pour ses nombreuses interventions en informatique.

Je suis honoré par la présence de Madame Remaci parmi les membres du jury. Je la remercie aussi pour ses conseils.

Je remercie aussi Mr Ait Ouali d'accepter de prendre partie à mon jury. Il est pour moi le spécialiste des chaînes atlasiques du Maghreb.

Je dois adresser un grand merci à Mr Sebaï qui a accepté de faire partie de mon jury. Il connaît très bien la CAMP.

Je suis également honoré par la présence de Mr Zerka dans mon jury. Je le remercie aussi pour les discussions géochimiques et ses conseils.

Ce projet a bénéficié de l'aide du Ministère de l'Enseignement Supérieure.

Et si ce travail est terminé, c'est grâce à l'indulgence de ma famille. Merci à mon épouse et à mes enfants Sarah, Narimène, Asmaa, et Fateh Mohamed El-Amine... tous ont connu la difficile période triasico-liasique...Elle n'était pas évidente au début de ma carrière de géologue...

## **ORGANISATION DE LA THESE**

La thèse (139 pages) est organisée en trois parties, étoffée par des conclusions et des références bibliographiques.

- La première partie (10 pages) traite de la situation du sujet, des objectifs et des méthodes utilisées sur le terrain et au laboratoire pour bien cerner le projet d'étude.

- La deuxième partie (31 pages) fait le point sur l'état des connaissances sur la CAMP : aspects historiques, géologiques, géochimiques, géochronologiques. L'origine et les conséquences sur la biosphère de cette province magmatique sont également évoquées.

- La troisième partie (60 pages) traite du volcanisme du bassin des Ksour. On y trouve cartes et coupes très détaillées des terrains étudiés, étoffées d'une synthèse sur la séquence triasico-liasique du bassin des Ksour.

L'étude se focalise ensuite sur les trois épisodes volcaniques qui sont associés à cette séquence, en apportant des précisions sur les conditions de mise en place, sur les caractéristiques pétrographiques et géochimiques. Ce volcanisme est replacé dans le cadre de la CAMP puis corrélé avec la coupe de référence du Maroc. Le contexte géodynamique est discuté à travers les diagrammes discriminants.

- Les conclusions (4 pages) discutent la formation du bassin des Ksour complétant ainsi les informations fournies par mes prédécesseurs. En outre, elles montrent que les deux domaines, Monts des Ksour et Haut Atlas, ont été témoins, à près de 1000 kilomètres de distance, des mêmes épanchements volcaniques de la CAMP. Il est mis en évidence la même évolution magmatique. Les résultats montrent également que le volcanisme du bassin des Ksour s'inscrit dans le cadre de l'extension triasico-liasique qui conduisit à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique central. Le rift des Ksour situé entre les Hauts Plateaux et la plate forme saharienne, représente un des témoins les plus orientaux de la CAMP.

- De nombreuses références bibliographiques renvoient aux travaux relatifs au sujet abordé.

- L'annexe est réservée à la liste des figures

## **TABLE DES MATIERES**

<b>TABLE DES MATIERES</b>	1
<b>RESUMES (Arabe, Français, Anglais)</b>	5
<b>PREMIERE PARTIE</b>	9
<b>SITUATION DU SUJET, OBJECTIFS ET METHODES</b>	10
A- SITUATION DU SUJET D'ETUDE	10
1- Les domaines de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale	10
a- L'ensemble tello-rifain	10
b- L'avant pays : le domaine atlasique	10
2- L'Atlas saharien occidental : les Monts des Ksour	12
B- HISTORIQUE DES INVESTIGATIONS	13
C- OBJECTIFS	14
1- Définition du sujet	14
2- Le choix de la région et du projet d'étude	15
D- METHODOLOGIE	15
1- Approche de terrain et cartographie	15
2- Sélection des échantillons	15
a- Sur le terrain	15
b- Au laboratoire	16
3- Etude bibliographique	16
4- Définition des termes de site, de gisement et de l'unité volcanique	16
5- Techniques analytiques	16
a- Analyses par spectrométrie de fluorescence X (XRF)	16
a <sub>1</sub> - Préparation pour le dosage des éléments majeurs	16
a <sub>2</sub> - Préparation pour le dosage des éléments traces	17
b- Analyses au spectromètre de masse quadripolaire à source plasma (ICPMS)	17
<b>DEUXIEME PARTIE</b>	19
<b>LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (CAMP)</b>	20
A- DEFINITION DE LA CAMP	20
B- UN SUPER CONTINENT POUR L'INSTALLATION DE LA CAMP	20
1- Les structures anté-rifts : l'accrétion continentale	21
2- Les rifts Tr-J : la distension continentale	23
C- REPARTITION DU MAGMATISME CAMP	27
1- Répartition péri-atlantique	27
2- Répartition du magmatisme CAMP sur le continent ouest africain	29
a) Les dykes	30

b) Les sills	31
c) Les coulées	32
D- PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES FACIES MAGMATIQUES DE LA CAMP	34
1- Caractères généraux	34
2- Répartition et nomenclature selon la teneur en TiO <sub>2</sub>	35
a- A l'échelle des CFB	36
b- A l'échelle de la CAMP	36
c- A l'échelle d'un secteur de la CAMP, le Maroc	38
E- GEOCHRONOLOGIE	38
1) Comparaison des méthodes utilisées	39
a- La méthode K/Ar	39
b- La méthode <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar	39
c- La méthode U/Pb	39
2) Synthèse des âges obtenus sur le magmatisme de la CAMP	39
a- Les âges obtenus par la méthode K/Ar	39
b- Les âges obtenus par les méthodes <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar et U/Pb	40
3- Discussion des âges <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar et U/Pb	40
F- LA CAMP ET LES EXTINCTIONS DE MASSE A LA LIMITE Tr-J	42
G- HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DE LA CAMP	44
1- Modèle de rifting actif	44
2- Modèle de rifting passif	47
3- Modèle du « mantle global warming»	49
<b>TROISIEME PARTIE</b>	<b>50</b>
<b>LE VOLCANISME DU BASSIN DES KSOUR (ATLAS SAHARIEN, OCCIDENTAL, ALGERIE) ET LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (CAMP)</b>	<b>51</b>
A- CARTES ET COUPES LITHOLOGIQUES DES SITES TRIASIQUES ET DES GISEMENTS BASALTIQUES	51
1- Djénien Bou-Rezg	53
2- Ain-El-Hadjadj	57
3- El Hendjir	59
4- Tiout	61
5- Ain-Ouarka	66
6- Méhérisse	72
7- Ain-Taslouh	73



8- Chélalla Dahrania	74
9- Djebel Souiga-Melah	76
B- SYNTHÈSE DES COUPES	79
C- PETROGRAPHIE	86
1- Les unités volcaniques	86
2- Les lithologies argilo-carbonatées anté à syn-magmatiques	90
D- GEOCHIMIE	92
1- Provenance des échantillons et méthodes analytiques	92
2- Evolution chimique post-magmatique : effets de l'altération	96
3- Affinité magmatique	99
4- Diagrammes discriminants et contexte géotectonique	100
5- Nomenclature selon la teneur en TiO <sub>2</sub>	102
a- A l'échelle des CFB	102
b- A l'échelle de la CAMP	102
6- Evolution chimique de la séquence volcanique. Corrélation avec le Haut Atlas	103
<b>CONCLUSIONS</b>	<b>106</b>
<b>BIBLIOGRAPHIE</b>	<b>111</b>
<b>ANNEXE</b>	<b>135</b>
Liste des figures	136

## **RESUMES**

**(Arabe, Français, Anglais)**

## مقاطعة CAMP في الحوض الأطلسي للقصور (الأطلس الصحراوي؛ الجزائر)

### ملخص

إن الدراسة البركانية لجبال القصور على أساس رسم خرائط تفصيلية لميادين الترياس (Trias) ساعدت على تعرف تسلسل الطبقات الرسوبية البركانية فيها ثلاث وحدات بركانية بازلتية ساعدت على صنع حوض الأطلسي الصحراوي في زمن الترياس لياس (Trias-Lias)

-التسلسل الرسوبي البركاني (syn-rift) ختم بكربونات زمن Rhéto-Hettangien

-ينتمي البازلت إلى نوع من البازلت Tholeiitique فقير من  $TiO_2$  CAMP

-التركيب الكيميائي للبازلت يظهر من أسفل إلى أعلى التسلسل انخفاضا في محتوى  $TiO_2$  و تخصيب في العناصر غير متوافقة (La/Yb)

-هذا التطور الكيميائي هو نفسه في حوض الأطلس الكبير المغربي ولكن على سمك صغير جدا (15 م-300م)

-البراكين لجبال القصور تمثل واحدا من شهود CAMP الشرقية مرتبطة بانفتاح وسط المحيط الأطلسي في المرحلة الانتقالية Trias-Jurassique

**الكلمات الرئيسية :** البازلت tholeiitique ؛ الترياسي-جو راسي (Jurassique-Trias) ؛ CAMP ؛ الأطلس الصحراوي ؛ الجزائر

**LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL  
(CAMP)  
DANS LE BASSIN DES KSOUR (Atlas saharien, Algérie)**

**Résumé**

L'étude du volcanisme des Monts des Ksour, s'appuyant sur une cartographie détaillée des affleurements triasiques, a permis de reconstituer la séquence volcano-évaporitique triasico-liasique. Trois unités volcaniques, de nature basaltique, ont été reconnues, séparées par des intervalles sédimentaires silico-clastiques à évaporitiques et surmontées par des carbonates du Rhéto-Hettangien. Cette séquence retrace le remplissage volcano-sédimentaire syn-rift et le passage d'un cycle évaporitique aux premières incursions marines franches qui annoncent l'installation de la plate forme carbonatée liasique post-rift, dans le bassin des Ksour.

Dans ce contexte, les unités volcaniques sont les témoins des différentes étapes de la structuration du bassin. Les basaltes sont des tholéiites continentales pauvres en  $TiO_2$ , enrichies en éléments incompatibles et présentant une anomalie négative en Nb. Ces caractères chimiques permettent d'attribuer ce volcanisme à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP). En outre, la composition chimique des basaltes montre, de la base au sommet de la séquence, une diminution de la teneur en  $TiO_2$  et de l'enrichissement en éléments incompatibles (par exemple rapport La/Yb). Cette évolution chimique est la même que celle enregistrée par les unités volcaniques des bassins triasiques du Haut Atlas marocain, mais sur une épaisseur très réduite (15m contre 300m). Le volcanisme des Monts des Ksour représente un des témoins les plus orientaux de la CAMP, associée au rifting de l'Atlantique central, à la limite Trias-Jurassique.

**Mots-clé :** Basalte tholéiitique ; Limite Trias-Jurassique ; CAMP, Rifting ; Atlas saharien ; Algérie.

**THE CENTRAL ATLANTIC MAGMATIC PROVINCE  
(CAMP)  
IN THE KSOUR BASIN (Saharan Atlas, Algeria)**

Abstract

We investigate the volcanism of the Ksour Mountains, based on a detailed mapping, in order to reconstitute the Triassic-Liassic volcano-evaporitic sequence. Three volcanic units, of basaltic composition, have been recognized: they are separated by silicico-clastic to evaporitic sedimentary layers and topped with Rhaeto-Hettangian carbonates. This sequence describes the syn-rift volcano-sedimentary filling and the transition from an evaporitic cycle to the first open marine incursions heralding the post-rift installation of the Liassic carbonate platform, in the Ksour basin.

In this context, the volcanic units witness the different stages in the structuring of the basin. The basalts are low-Ti continental tholeiites, enriched in incompatible elements and displaying a negative Nb anomaly. These chemical characteristics, along with the stratigraphic position of the lava pile, allow to assign this volcanism to the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). Moreover, the chemical composition of basalts shows an upwards decrease of the  $\text{TiO}_2$  content and an enrichment in incompatible elements (for example La/Yb). This chemical evolution is the same as that recorded by the volcanic units of the Triassic basins in the High Atlas of Morocco, but on a reduced thickness (15m against 300m).

The volcanism of the Ksour Mountains represents one of the easternmost witnesses of CAMP, associated with the central Atlantic rifting, at the Triassic-Jurassic boundary.

**Keywords:** tholeiitic basalt, Triassic-Jurassic boundary; CAMP, rifting, Saharan Atlas, Algeria.

## **PREMIERE PARTIE**

## SITUATION DU SUJET, OBJECTIFS ET METHODES

### A- SITUATION DU SUJET D'ETUDE

1– Les domaines de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (Fig.1).

L'Afrique du Nord alpine borde sur plus de 2000 km le bassin de la Méditerranée. Elle est constituée par l'ensemble tello-rifain au Nord et un avant pays, le domaine atlasique, au Sud. Elle est séparée de la plate forme saharienne par l'accident sud atlasique qui s'étend d'Agadir (Maroc) à Gabès (Tunisie).

#### a- L'ensemble tello-rifain

Il est disposé à peu près parallèlement à la bordure du bassin méditerranéen. Il est caractérisé par le développement de terrains allochtones, par des directions paléogéographiques et structurales E-W (Wildi, 1983). Il se raccorde à l'Ouest à la cordillère bétique au niveau de l'arc de Gibraltar et à l'Est à l'Apennin par l'intermédiaire du système sicilo-calabrais (Caire, 1971).

#### b- L'avant pays : le domaine atlasique

Il représente un exemple typique de chaîne intra-continentale située à l'intérieur de la plaque africaine (Mattauer et al., 1977). Il est constitué d'ouest en est par le Haut Atlas (Maroc), l'Atlas saharien (Algérie) et l'Atlas tunisien (Tunisie). Cet ensemble de reliefs est séparé de l'Anti-Atlas (Maroc) et de la plate forme saharienne (Algérie), au Sud, par l'accident sud atlasique. Le Haut Atlas (Maroc) se prolonge vers le NE par le Moyen Atlas (Maroc) et par le domaine tlemcénien (Algérie) et vers l'est par l'Atlas saharien occidental (Algérie) dont font partie les Monts des Ksour qui constituent notre secteur d'étude. Les meseta occidentale (Maroc) et orientale (Algérie) se situent de part et d'autre du Moyen Atlas.

Les séries sédimentaires des chaînes atlasiques représentent une couverture essentiellement méso-cénozoïque fortement plissée et soulevée lors du cycle alpin. Les affleurements volcaniques du Trias, appartenant à la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP), affleurent largement dans les régions occidentales proches de l'Atlantique central (Maroc). Dans les régions

centrales (Algérie) et orientales (Tunisie) du domaine atlasique, les affleurements sont moins abondants, en grande partie associés à des diapirs triasiques (Fig.2).

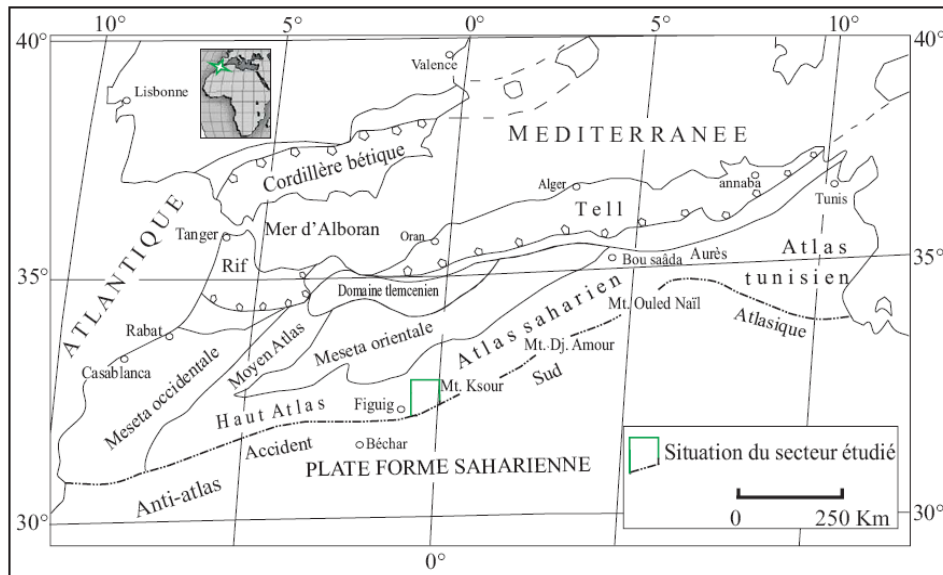


Fig.1 : Les domaines de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (D'après Elmi, 1977)

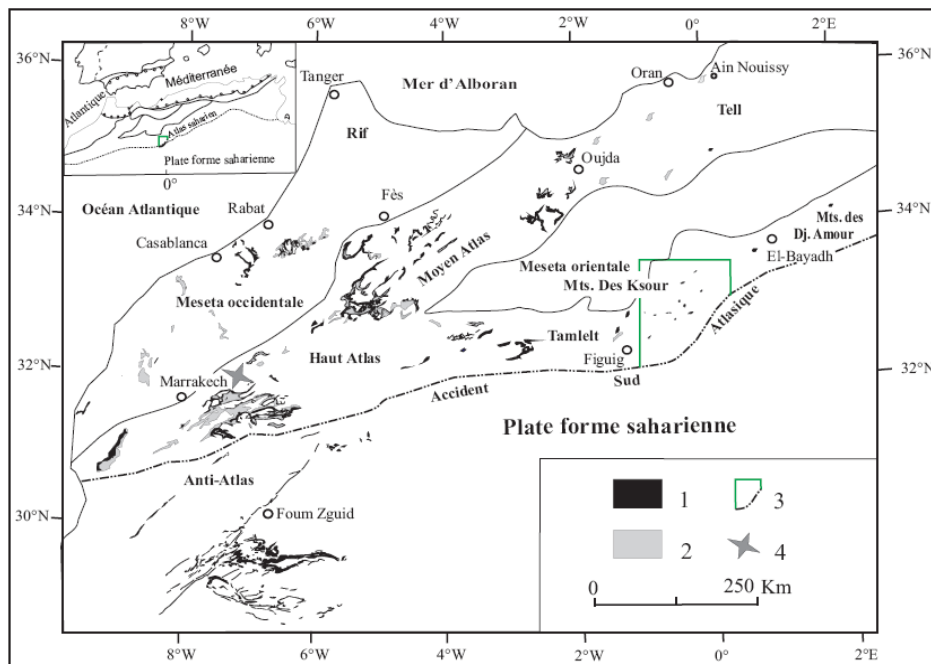


Fig.2 : Répartition du volcanisme CAMP au NW de l'Algérie et au Maroc. 1) Magmatisme CAMP ; 2) Sédiments triasiques ; 3) Secteur d'étude ; 4) Secteur du Haut Atlas de Marrakech (Meddah et al., 2007)



## 2- L'Atlas saharien occidental : les Monts des Ksour

L'Atlas saharien (Algérie) s'intercale entre les Hautes Plaines au Nord et la plate forme saharienne au Sud dont il est séparé par les accidents nord et sud atlasique, respectivement. Il est constitué, du SW vers le NE, par les reliefs (Fig.1) des Monts des Ksour, des Djebels Amour et des Ouled Naïl (Ritter, 1902).

Dans les Monts des Ksour (Fig.3), les lithologies sédimentaires ou volcaniques sont d'âge méso-cénozoïque (Flamand, 1911 ; Bassoullet, 1973 ; Ait Ouali, 1991 ; Mékahli, 1995 ; Elmi et al., 1998). Les terrains les plus anciens sont représentés par des appareils diapiriques triasiques à sédimentation argilo-gréso-évaporitique qui contient le matériel volcanique basique (Flamand, 1911 ; Meddah, 1998 ; Meddah et Elmi, 1999). Ces appareils diapiriques affleurent longitudinalement ou transversalement aux rides anticlinales. Les premiers, de direction NE-SW, sont contrôlés par les rides anticlinales. Les seconds, transverses, sont contrôlés par des accidents E-W, par exemple à Tiout et Ain-Ouarka (Meddah, 1998).

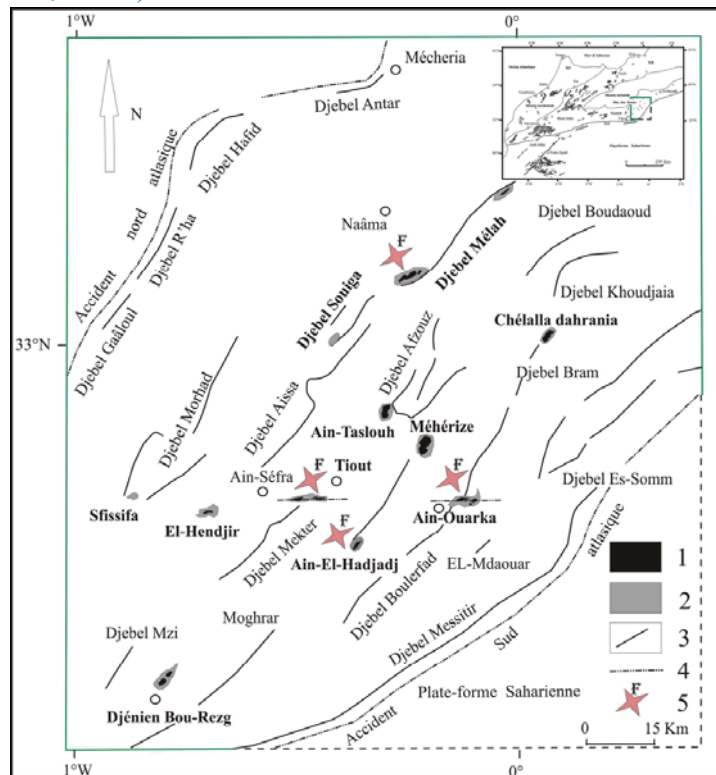


Fig.3 : Répartition du magmatisme de la CAMP des Monts des Ksour. 1) Unités volcaniques ; 2) Sédiments triasiques ; 3) Rides anticlinales ; 4) Failles transversales ; 5) Gisements fossilifères.

## B- HISTORIQUE DES INVESTIGATIONS

Les travaux géologiques entrepris dans les Monts des Ksour sont d'ordre stratigraphique et sédimentologique mais n'ont pas étudié en détail le magmatisme (Flamand et al., 1890; Flamand, 1911; Cornet, 1952; Bassoulet, 1973; Kazi-Tani, 1986 ; Ait Ouali, 1991 ; Mékahli, 1995).

Les travaux de Flamand et al., (1890) puis de Flamand (1907-1908) exposent les premières cartes géologiques au 1/200000, 1/400000 et au 1/800000, sur lesquelles apparaissent les affleurements volcano-argilo-grésogypso-salins triasiques. Leur étude est complexe et leur datation est problématique. En 1911, Flamand donne une description de ces affleurements évaporitiques et fait l'inventaire des minéraux néoformés (épidote, amphibole, quartz etc...) dans les sédiments triasiques. Il réussit à dater l'affleurement du Djebel Melah de Mécheria (Fig.3) du Trias et rapporte l'ensemble des affleurements au Keuper germanique. Cette datation est basée sur la découverte de *Mytilus cf. psilonoti* QUENSTEDT trouvé dans les calcaires en plaquettes noirs et beiges à En-Nefich et à Dir-Ech-Chemakhem. Il trouve également, dans les calcaires noirs à structure laminaire stromatolitique en contact avec les basaltes, des empreintes de Cardinies et des formes de *Gervillia praecursor*. Cette faune se situe autour de la limite Trias-Jurassique (Rhéto-Hettangien).

En 1971, 1973, Bassoulet attribue au Rhéto-Hettangien les carbonates gris bleutés à structure laminaire stromatolitique qui se trouvent dans les affleurements d'Ain-El-Hadjadj et de Tiout (Fig.3), sur la base d'arguments paléontologiques : les lamellibranches qu'il découvre sont attribués à *Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari* DUNKER et à des Bakvelliidae, famille à laquelle appartient *Gervillia praecursor*. Dans les affleurements de Tiout, ces fossiles se situent au toit du niveau à traces de dinosauriens (empreintes tridactyles du genre *Grallator*) connus depuis le Trias moyen jusqu'au Lias inférieur. Il rajoute que si l'espèce *germari* est hettangienne, le genre est connu depuis le Trias supérieur jusqu'au Lias inférieur.

Entre 1970 et 1972, Galmier réalise 9 cartes photo-géologiques (1/100000) sur lesquelles apparaissent les affleurements triasiques. Ces affleurements se

localisent longitudinalement ou transversalement aux structures de la région, ce que confirment les travaux de [Douihasni \(1976\)](#).

En 1995, [Mékahli](#) décrit une ammonite *Caloceras sp* Zone à Planorbis, trouvée à 5m du sommet de la formation dolomitique du Chémarikh, dans l’affleurement d'Ain-Ouarka (Fig.3). Cette ammonite a permis d’attribuer un âge hettangien à la formation du Djebel Chémarikh ([Elmi et al., 1998](#)). Si la mer hettangienne était peu profonde à cette époque, cette ammonite atteste d’une influence marine plus ouverte (communication orale [Elmi](#)).

En 1998, [Meddah](#) présente une étude géologique préliminaire sur les affleurements triasiques des Monts des Ksour. Il donne un inventaire des appareils diapiriques, faisant ressortir un évènement volcanique régional en milieu sebkhaïque. Dans cette étude, il donne une description minéralogique des roches volcaniques. En 2006, puis en 2007, [Meddah et al.](#), apportent de nouvelles données sur le volcanisme du bassin des Ksour et le comparent à celui du Haut Atlas marocain. Ces résultats sont développés dans cette thèse.

En définitive, la géologie des affleurements triasiques, rapportés au Keuper germanique (ou au Trias supérieur) par l’ensemble des géologues ayant travaillé dans la région, n'a jamais été abordée avec précision. Ce délaisement est du à la complexité de ces affleurements ainsi qu'à l'altération des roches volcaniques. Dans l'Atlas saharien, le mode de mise en place, la position stratigraphique précise, la composition chimique et la signification géodynamique du magmatisme ne sont pas connus.

## C- OBJECTIFS

### 1- Définition du sujet

Cette étude précise la cartographie des affleurements triasiques des Monts des Ksour. Elle définit la position stratigraphique, le mode de mise en place, la pétrographie et la géochimie des unités volcaniques. Les résultats obtenus sont comparés à ceux du volcanisme CAMP du Haut Atlas marocain. En outre, ils permettent de discuter la signification du volcanisme de la région des Monts des

Ksour dans le cadre de l'extension triasico-liasique d'Afrique du Nord qui conduisit à la dislocation de la Pangée et à l'ouverture de l'Atlantique central.

## 2- Le choix de la région et du projet d'étude

Plusieurs raisons nous ont conduit à choisir ce sujet d'étude dans l'Atlas saharien occidental.

- La qualité des affleurements triasiques, bien que médiocre, est meilleure que dans le domaine tellien.

- Les formations volcaniques y sont systématiquement associées aux bassins triasiques. Ce volcanisme n'avait jamais été étudié en détail et aucune coupe n'en avait été donnée.

- Les résultats récents acquis sur la CAMP et plus particulièrement sur sa partie marocaine (Haut Atlas) offrent une référence bien documentée sur le volcanisme triasico-liasique précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central. La comparaison de nos résultats avec ceux du Haut Atlas marocain ([Bertrand, 1991](#) ; [Marzoli et al., 2004](#)) (Fig.2) permettra donc de les interpréter dans le cadre géodynamique de la CAMP.

## D- METHODOLOGIE

### 1- Approche de terrain et cartographie

Devant la complexité des appareils diapiriques, une reconnaissance minutieuse de tous les appareils de l'Atlas saharien (ss) est nécessaire afin d'établir une lithostratigraphie synthétique. Cette exploration m'a permis de faire une cartographie détaillée à différentes échelles, et de différencier les lithologies volcaniques et sédimentaires, en les situant stratigraphiquement. Les résultats pour les Monts des Ksour en sont exposés dans la troisième partie de la thèse.

Cette démarche a nécessité l'utilisation des cartes topographiques (1/20.000) et photogéologiques (1/100.000) d'Ain-Séfra ([Galmier, 1970](#)).

### 2- Sélection des échantillons

En raison du degré d'altération des roches magmatiques, souvent assez poussé, une sélection rigoureuse s'est avérée nécessaire. Celle-ci s'est faite en deux étapes :

#### a- Sur le terrain

Les roches les moins altérées ont été échantillonnées au cœur des coulées, en évitant les faciès vacuolaires de bordure. Cette sélection est basée sur des critères de couleur et de cohésion de la roche et de préservation des phénocristaux. Tous les affleurements triasiques des Monts des Ksour ont été échantillonnés à l'exception de ceux de Sfissifa et de Djebel Souiga parce que les roches sont trop altérées.

#### b- Au laboratoire

Une deuxième sélection a été faite sur lames minces, basée sur des critères d'altération des phénocristaux (notamment plagioclase et olivine) et de la mésostase. Sur la présence ou l'absence de l'olivine dont l'abondance décroît de la base au sommet de la pile volcanique.

#### 3- Etude bibliographique

Cet approche permet d'utiliser : 1) les datations relatives effectuées par [Flamand \(1911\)](#) et par [Bassoulet \(1973\)](#) sur le carbonate argilo-sliceux noir et le carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique. Ces faciès sont facilement reconnaissables sur le terrain ; 2) la limite Trias-Jurassique (Tr-J) fournie par [Ait Ouali, 1991](#) ; 3) les compositions chimiques des unités volcaniques (inférieure, intermédiaire, et supérieure) de la CAMP du Haut Atlas marocain ([Bertrand, 1991](#) ; [Marzoli et al., 2004](#)).

#### 4- Définition des termes de site, de gisement et de l'unité volcanique

Le terme de site désigne l'emplacement des affleurements argilo-grésos-évaporitiques triasiques (s.l.). Le terme de gisement basaltique exprime la présence d'unité (s) volcanique (s) dans le site. Le terme d'unité volcanique regroupe plusieurs coulées basaltiques.

#### 5- Techniques analytiques

Les échantillons retenus ont été sciés afin d'éliminer la patine d'altération, puis broyés successivement au mortier d'Abich, puis au broyeur à anneaux en agate (afin d'éviter toute pollution instrumentale), jusqu'à finesse d'analyse.

#### a- Analyses par spectrométrie de fluorescence X (XRF)

##### a<sub>1</sub>- Préparation pour le dosage des éléments majeurs

La fusion de l'échantillon permet de s'affranchir des effets de grains qui deviennent importants pour l'analyse des majeurs. Il faut peser dans un creuset de porcelaine 1,2g de poudre de roche (valeur  $P_1$ ) que l'on met dans l'étuve à 110°C pendant une nuit. On met ensuite le creuset dans un dessiccateur pour faire refroidir puis on effectue une seconde pesée (valeur  $P_2$ ). On place le creuset dans le four à 1000°C pendant 1h 30mn, on remet dans un dessiccateur pour faire refroidir et on effectue une troisième pesée (valeur  $P_3$ ). Les valeurs  $P_1$ ,  $P_2$ ,  $P_3$  servent pour le calcul de la perte d'eau d'humidité et de la perte au feu. L'opération  $P_1-P_2$  = perte d'eau d'humidité et  $P_2-P_3$  = perte au feu. On récupère exactement 1g de poudre de roche grillée (après la sortie du four) que l'on met dans un creuset or-platine en incorporant 5g de fondant, en mélangeant bien. On pose un couvercle et on fait fondre sur le fluxer de Claisse sans agitation (environ 5 à 7mn). On chasse les bulles d'air en penchant le creuset tenu par des pinces, puis on enclenche l'agitation (environ 5 à 7mn). On coule la fusion dans la coupelle, on décolle et on laisse refroidir. On obtient une pastille hyaline de couleur brune qui servira pour l'analyse des éléments majeurs.

#### a<sub>2</sub>- Préparation pour le dosage des éléments traces

Les analyses sont effectuées sur de la poudre de roche compressée. Dans un premier temps, 4,5g de poudre de roche et 0,5g de cire (agent liant) sont pesés dans un tube préalablement nettoyé à l'eau distillée. L'ensemble est ensuite homogénéisé par agitation dans un mixer Mill, puis compressé à 15t dans un moule à pastiller. La pastille obtenue servira pour l'analyse des éléments traces.

Les éléments majeurs et traces (Rb, Sr, Ba, Nb, Zr, Y, Cr, Ni, Co, Sc, V) ont été analysés au spectromètre de fluorescence X Phillips PW1404 au laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de Lyon1. L'incertitude analytique varie de 1% à 2% pour les éléments majeurs et de 10% à 15% pour les éléments traces.

#### b- Analyses au spectromètre de masse quadripolaire à source plasma (ICPMS)

200mg de poudre de roche sont dissous dans un mélange de 3ml de HF et 1ml de HNO<sub>3</sub> pendant 48h en enceinte à pression (environ 50 bars) sur plaque

chauffante à 130°. Après évaporation, le dépôt est re-dissout dans 25ml de HNO<sub>3</sub> 0.5N. On procède ensuite à une dilution de 0,1 ml.

A partir de ces préparations, les Terres Rares ainsi que Rb, Sr, Zr, Nb, Ba, Hf, Th, U, ont été analysés au spectromètre de masse quadripolaire à source plasma (ICPMS) avec multiplicateur d'électrons VG du laboratoire des Sciences de la Terre de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon. L'incertitude analytique varie de 3% à 15% selon les éléments. Le standard utilisé est le BHVO1.

## **DEUXIEME PARTIE**



# LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (CAMP)

## A- DEFINITION DE LA CAMP

Les auteurs anglo-saxons désignent les grandes provinces basaltiques continentales, sans distinction d'âge, par les expressions Large Igneous Provinces (LIP), Continental Flood-Basalts (CFB), plateau-basalts, ou encore traps. Leur mise en place est souvent (mais pas toujours) associée à la fragmentation des continents au cours des temps géologiques conduisant à l'ouverture de domaines océaniques (White et McKenzie, 1989 ; Courtillot et al., 1999).

Parmi ces provinces, la CAMP (Marzoli et al., 1999), s'est mise en place à la limite Tr-J (Knight et al., 2004; Marzoli et al., 2004), en association avec la dislocation initiale de la Pangée (Fig.4) conduisant à l'ouverture de l'Atlantique central au Jurassique (Scotese, 2001).

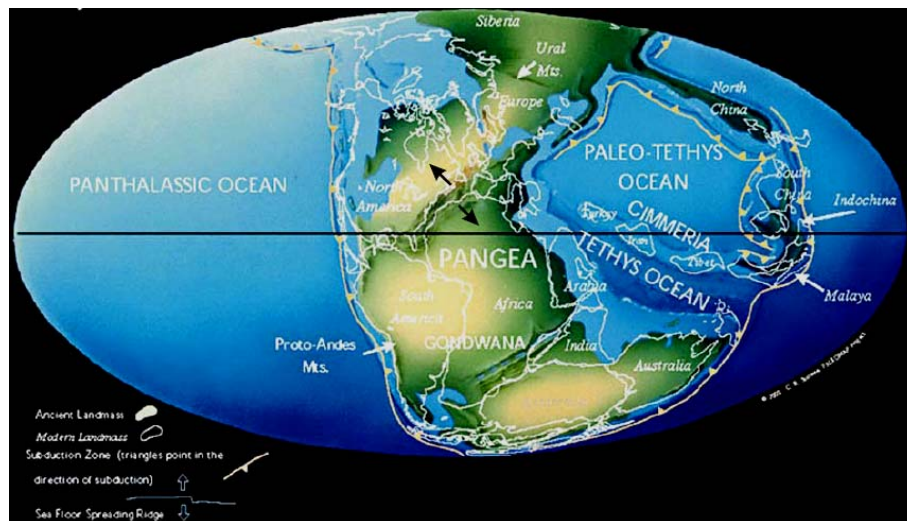


Fig.4 : Le supercontinent Pangée au début du Trias (d'après Scotese, 2001), issu du rassemblement de plusieurs masses continentales de plus petites dimensions. Il se fragmente à la fin du Trias et se disloque à partir du Jurassique. Le rifting Tr-J s'accompagne par un volcanisme de grande ampleur qui lui a valu le nom de CAMP (Marzoli et al., 1999). (Les flèches noires indiquent la direction de l'extension au Trias supérieur)

## B- UN SUPER CONTINENT POUR L'INSTALLATION DE LA CAMP

Cette partie présente la géologie du bâti de la CAMP depuis la fin du Précambrien jusqu'au Mésozoïque inférieur. Elle retrace l'accrétion continentale,

c'est-à-dire la formation du supercontinent Pangée (Fig.5), puis le rifting qui affecte la Pangée vers la fin du Trias, c'est-à-dire la formation des premiers bassins triasico-liasiques (Fig.6), la répartition du magmatisme CAMP au niveau de la Pangée (Fig.7) et sa mise en place.

Dans ce contexte historique, les évènements orogéniques, panafricains et calédo-hercyniens qui précèdent le rifting Tr-J ont bâti le supercontinent Pangée (Fig.4). L'expansion continentale, au niveau de la Pangée, a structuré le domaine de l'Atlantique central encore continental. Dans le contexte, calédo-hercynien, le domaine crustal, hétérogène, se caractérise par des chevauchements, des charriages et un réseau de failles hérité (Laville et Piqué, 1991). A la fin du cycle hercynien, la Pangée est fragilisée par des sutures lithosphériques. Ces structures héritées ont joué un rôle important pendant le rifting Tr-J : elles ont contrôlé non seulement la sédimentation triasico-liasique (Laville et Piqué, 1991 ; Ait Ouali, 1991), mais aussi la mise en place et l'extension géographique de la CAMP.

1- Les structures anté-rifts : l'accrétion continentale (Fig.5)

A la fin du Protérozoïque (Fig.5.a), la collision entre le Gondwana oriental et le Gondwana occidental forme la chaîne panafricaine. Dans ce contexte, la zone de suture qui sépare le craton ouest africain du bouclier targui (Sougy, 1970 ; Choubert et Faure-Muret, 1971 ; Bayer et Lesquer, 1978 ; Zerrouki, 2000 ; Ennih et Liégeois, 2001), c'est-à-dire la suture intra-gondwanienne ou suture panafricaine, est considérée dans la région de Reggane comme la limite orientale de la CAMP (Chabou et al., 2007).

A partir du Cambrien, il y a quatre continents: 1) le Gondwana englobant le Précambrien de l'Amérique du Sud, de l'Afrique, de l'Australie, de l'Antarctique, du sud de l'Europe et de la Chine ; 2) la Laurentia correspondant aux masses continentales précambriennes qui forment une bonne partie de l'Amérique du Nord actuelle, moins la Floride, plus le Groenland et l'Écosse ; 3) la Baltica représentée par les terrains précambriens de la Scandinavie actuelle, la Russie, la Pologne et le Nord de l'Allemagne ; 4) la Sibéria correspondant au bouclier sibérien.



A la fin du Silurien, l'expansion continentale due aux subductions, c'est-à-dire à la disparition du Proto-Téthys, du Tornquist, du Lapetus et à la collision d'Avalonia-Baltica avec la Laurentia, constitue la Laurussia (Scotese 2001, Stampfli et Borel 2002 ; Stampfli et al., 2002) : c'est ce qu'on appelle le continent des Vieux Grès Rouge ou Euramérique. Cette première période se matérialise par la suture intra-Laurussia (Fig.5.b).

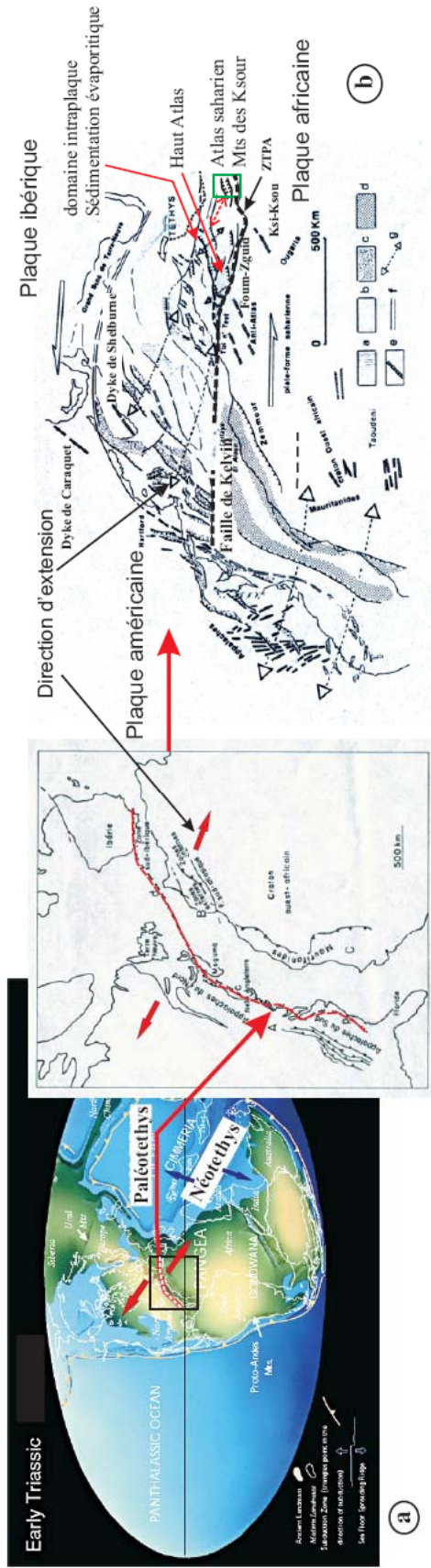
Durant la seconde période du Paléozoïque, les convergences se poursuivent sous l'effet des subductions. La fermeture de l'océan Rhéique soulève les chaînes : Appalachiennes (Amérique du Nord), hercyniennes (Maroc, Afrique du NW), et les Mauritanides (à l'ouest du craton africain) (Harland et Gayer, 1972 ; Termier et Termier, 1979). Cette collision se matérialise par la suture lithosphérique Laurussia-Gondwana ou suture de l'océan Rhéique (Fig.5.c et Fig.5.d). Cette fermeture est diachrone (Piqué et Skehan, 1992). Dans ce contexte, la chaîne appalachienne calédo-hercynienne constitue, en Amérique du Nord, la limite occidentale de la CAMP (McHone, 2000 ; McHone 2001).

## 2- Les rifts Tr-J : La distension continentale (Fig.6)

Après les convergences de plaques au Paléozoïque, une tectonique extensive s'installe et s'intensifie au Trias supérieur (Fig.6.a). Elle se traduit par la formation des premiers bassins triasico-liasiques et d'un réseau de dykes basaltiques d'âge mésozoïque, initiant la fragmentation de la Pangée (Fig.6.b).

Les bassins septentrionaux, situés entre la faille Cobequid-Chedabucto-Gibraltar et celle de Kelvin-(Tizi-n'Test) dont la continuité vers l'est correspond à l'accident sud atlasique (Proust et al., 1977 ; Jansa et Wiedmann, 1982 ; Kazi-Tani, 1986 ; Piqué et Michard, 1989), montrent une forte sédimentation évaporitique (Le Roy et al., 1997 ; Le Roy et Piqué 2001 ; Davison, 2005) qui indique un important régime distensif. Dans le bassin des Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) la sédimentation est également évaporitique (Kazi-Tani, 1986 ; Ait Ouali, 1991 ; Meddah, 1998 ; Meddah et al., 2007).

Dans les bassins méridionaux, situés au sud de la faille Kelvin-(Tizi-n'Test), les dépôts évaporitiques, absents, n'apparaissent que dans le bassin de Mauritanie et de son équivalent en Caroline ainsi que dans celui de Casamance.



Les structures fini-paléozoïques dans le domaine de l'Atlantique central. Assemblage continental d'après: Le Pichon et al., 1977 in Laville et Piqué 1996

A: Appalaches; B: Chaîne hercynienne du Maroc; C: Mauritanides. Pointillés: Suture Rhéique avec indication de la fermeture de la mer de l'Atlantique; e: dykes tholéitiques; f: zone de faille Terre-Neuve-Açores; g: directions d'extensions

Situation périatlantique au Trias adaptée de Van Houten, 1977; d'Olivet, 1978 et de Manspeizer, 1982, 1988 in Piqué et Laville 1995; a: Zones diapiriques; b: bassins détritiques du domaine atlasique; c: bassins détritiques de la côte est d'Amérique du Nord; d: bassins triasiques d'Atlantique; e: dykes tholéitiques; f: zone de faille Terre-Neuve-Açores; g: directions d'extensions

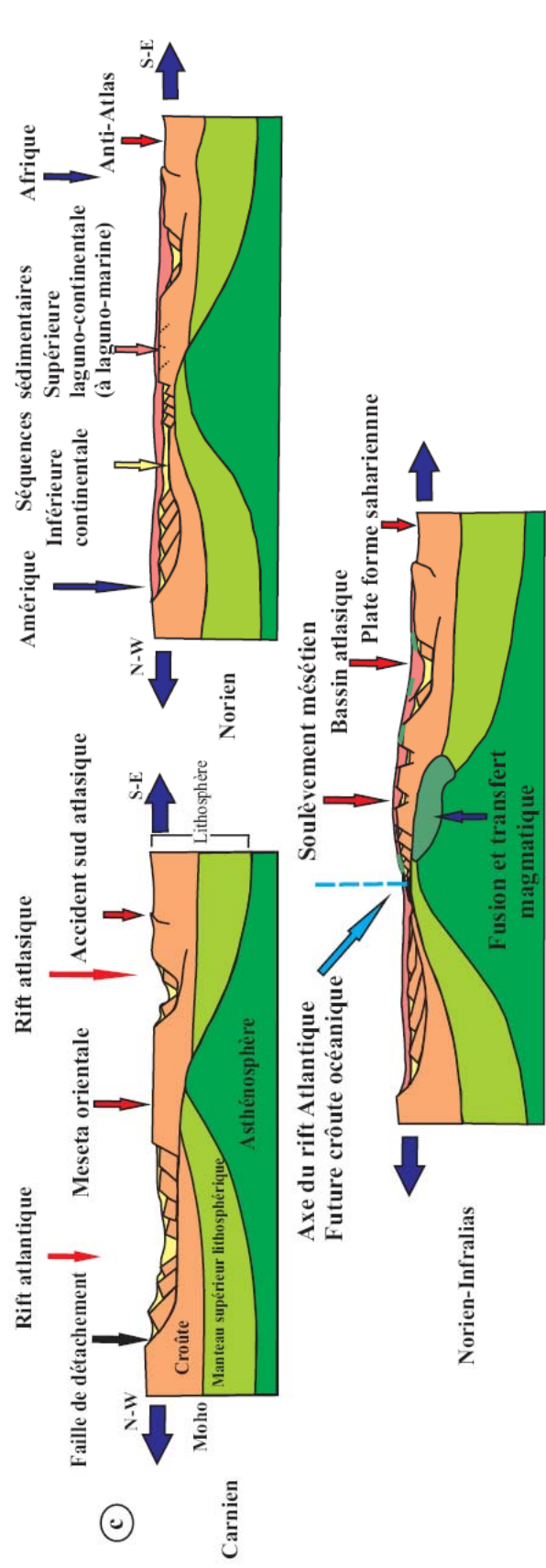


Fig. 6 : Le rift triasique. D'après Laville et Piqué, 1991; Piqué et Laville, 1995; Maillard et al., 2006.

L'individualisation de ces premiers bassins (Michard, 1976 ; Laville, 1985 ; Kazi-Tani, 1986 ; Feddan, 1988 ; Feddan et al., 1989 ; Ait Ouali, 1991) en domaine marin (Brown, 1980) ou continental, dissymétriques, de petites dimensions, est la conséquence d'une géométrie de blocs basculés (Kazi-Tani, 1986 ; Ait Ouali, 1991 ; Piqué et al., 1998 ; Yelles-Chaouche, 2001). Ils ont été contrôlés et édifiés par la réactivation de failles hercyniennes et tardi-hercyniennes en failles normales associant extension et décrochements senestres (Mattauer et al, 1977 ; Laville et Petit, 1984 ; Ait Ouali, 1991 ; Ait Ouali, 1992 ; Piqué et Laville, 1995, Piqué et Laville, 1996 ; Piqué et al., 1998). Ces failles montrent plusieurs directions : NE-SW, E-W, WNW-ESE, N-S ou encore ENE-WSW. Elles contrôlent la sédimentation triasico-liasique dans les hémigrabens, et les déchirures lithosphériques matérialisées par les dykes basaltiques. Parmi ces dykes, les plus importants sont connus en Amérique du nord (dyke de Shelburne, de Caraquet, d'Avalon), en Afrique [dykes de Fom-Zguid (Maroc), de Ksi-Ksou (Algérie)] et en Europe du sud (dyke de Messejana-Plasencia). La direction NE-SW, de ces dykes et de celle des premiers bassins triasico-liasiques, est compatible avec celle de l'extension NW-SE (Kazi-Tani, 1986 ; Ait Ouali, 1991 ; Laville et Piqué, 1991) (Fig.6.b). Notons également l'orientation WNW-ESE (N110°E) mise en évidence au Maroc, par l'alignement de centres éruptifs, compatible avec une direction tardi-hercynienne (De Pachtère et al., 1985).

Sur les deux marges de l'Atlantique central et dans le domaine intracontinental, c'est à dire dans le domaine atlasique, la colonne lithologique des bassins est composée par une séquence volcano-évaporitique qui représente le Trias supérieur et l'Infralias (Fig.6.c).

La série complète se compose de grès rouges continentaux, d'âge carnien, puis de silts, d'évaporites et de carbonates, laguno-continentaux à laguno-marins, d'âge norien à infraliasique (Bassoulet, 1973 ; Cousminer et Manspeizer ; 1976 ; Oshchudlak et Hubert, 1988 ; Ressetar et Taylor, 1988 ; Olsen, 1988 ; Laville et Piqué, 1991 ; Ait Ouali, 1991 ; Olsen et al., 1992 ; Piqué et Laville, 1995 , Olsen et al., 1996 ; Yelles-Chaouche, 2001 ; Le Roy et Piqué, 2001). La série avoisine les 5000m, indiquant une forte subsidence (Biron, 1982 ; Olsen, 1988).

En Algérie, les séries évaporitiques dépassent les 1000m, en zone pré-atlasique, sous les dépôts carbonatés du Lias inférieur (Ait Ouali, 1991).

Des deux côtés de l'Atlantique central, les dépôts sédimentaires sont plus évaporitiques au cours de la mise en place du volcanisme CAMP (De Pachtère et al., 1985 ; Wade et MacLean 1990 ; Fietchner et al., 1992 ; Hafid, 1999 ; Le Roy et Piqué, 2001 ; Coode et al. ; 2003 ; Meddah et al., 2007). A cette époque, le milieu est essentiellement lagunaire ou de sebkha côtière (Busson, 1974 ; Kulke, 1975 ; 1976 ; Kulke, 1979 ; Salvan, 1984 ; Perestman, 1985, Laville et Piqué, 1991 ; Piqué et Laville, 1995). Ainsi, seuls les dépôts de la fin du Trias et du début du Lias comportent des intercalations basaltiques (Busson, 1974 ; De Pachtère et al., 1985 ; Bertrand, 1991 ; Laville et Piqué, 1991; Meddah, 1998 ; Meddah et al., 2007). Dans les bassins américains, les coulées se situent à la base du Lias (Olsen et al., 2003) ou de part et d'autre de la limite Tr-J (Cirilli et al., 2009). Le pic d'activité de la CAMP se situe autour de 200 Ma (Knight et al., 2004; Marzoli et al., 2004 ; Nomade et al., 2007).

Dans ce contexte géodynamique, la structuration des premiers bassins précède l'évènement magmatique de la CAMP qui conduit à l'ouverture de l'Atlantique central.

Dans l'Atlas saharien occidental, le bassin des Ksour est un bassin de type rift (Ait Ouali, 1991). La phase du pré-rifting est moins documentée par rapport à la phase du rifting liasique (Ait Ouali, 1991 ; Yelles-Chouche, 2001). Les fossés d'effondrement pré-établis ont été structurés en bassins selon une extension liée au jeu de failles normales de direction N45°E, Ait Ouali, (1991) ; Ait Ouali et Delfaud (1995) ; Yelles-Chouche, et al., (2001) identifient dès le Lias inférieur trois zones subsidentes : Sillon occidental (Mécheria-Forthassa), central (Ain-Séfra-Ain-Ouarka) et oriental (Oued Namous). Elles sont séparées par deux zones hautes : les rides Aïssa-Melah et Djebel Messitir, respectivement. Les amincissements syn-sédimentaires observés dans les formations post-triasiques indiquent une mobilisation précoce des évaporites (Ait Ouali, 1991 ; Yelles-Chouche, et al., 2001 ; Belfar, 2004). L'halocinèse contemporaine de la phase du rifting liasique (Ait Ouali, 1991 ; Belfar, 2004) indique un processus de remontée

diapirique lent. Ainsi, on retrouve la même série stratigraphique aussi bien en affleurement qu'en sondage (par exemple sondages EBD1 ou CC1 de la zone pré-atlasique). La même remarque a été faite auparavant par [Ait Ouali \(1991\)](#). A titre d'exemple, les formations rhéto-hettangiennes des Monts des Ksour, c'est à dire les carbonates gris bleuté à structure laminaire stromatolitique des affleurements triasiques d'El-Hendjir, du pont de Tiout et d'Ain-El-Hadjadj visibles en surface, sont homogènes et occupent la même position stratigraphique dans tout le bassin des Ksour. Ces formations laguno-marines, se situent au-dessus de la séquence volcano-évaporitique ([Bassoulet, 1973](#) ; [Ait Ouali, 1991](#), [Meddah, 1998](#) ; [Belfar, 2004](#) ; [Meddah et al., 2007](#)) et scellent définitivement le magmatisme du bassin des Ksour ([Meddah, 1998](#) ; [Meddah et al., 2007](#)). Notons également que la formation dolomitique du Djebel Chémarikh, marine, est en continuité stratigraphique avec la séquence volcano-évaporitique ([Flamand, 1911](#) ; [Douihasni, 1976](#) ; [Meddah et al., 2007](#)). Ces faciès carbonatés annoncent l'installation de la plate-forme carbonatée liasique ([Meddah, 1998](#) ; [Meddah et Elmi, 1999](#) ; [Meddah et al., 2007](#)).

## C- REPARTITION DU MAGMATISME CAMP

### 1- Répartition péri-atlantique

Le magmatisme de la CAMP s'étale sur une superficie d'au moins 7 millions de km<sup>2</sup>. Il est actuellement réparti sur quatre continents : Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique et Europe, le long des marges de l'Atlantique central, mais aussi à l'intérieur des continents ouest-africain et sud-américain. Toutes ces émissions magmatiques, essentiellement d'origine fissurale, se manifestent sous forme de sills, de dykes ou de coulées.

La répartition du magmatisme CAMP (Fig.7) est la suivante :

Du côté nord américain le magmatisme s'étend le long de la marge atlantique (de Terre Neuve au Canada jusqu'en Géorgie aux USA) et se trouve limité à l'ouest par la chaîne des Appalaches ([McHone, 1996](#)).



En Amérique du Sud, il s'étend des côtes Guyanaises (Choudhuri et al., 1991; Deckart et al., 1997 ; Nomade, 2001 ; Deckart et al., 2005) jusqu'à la précordillère bolivienne (Bertrand et al., 2005), en passant par le Brésil (Marzoli et al., 1999 ; De Min, et al., 2003 ).

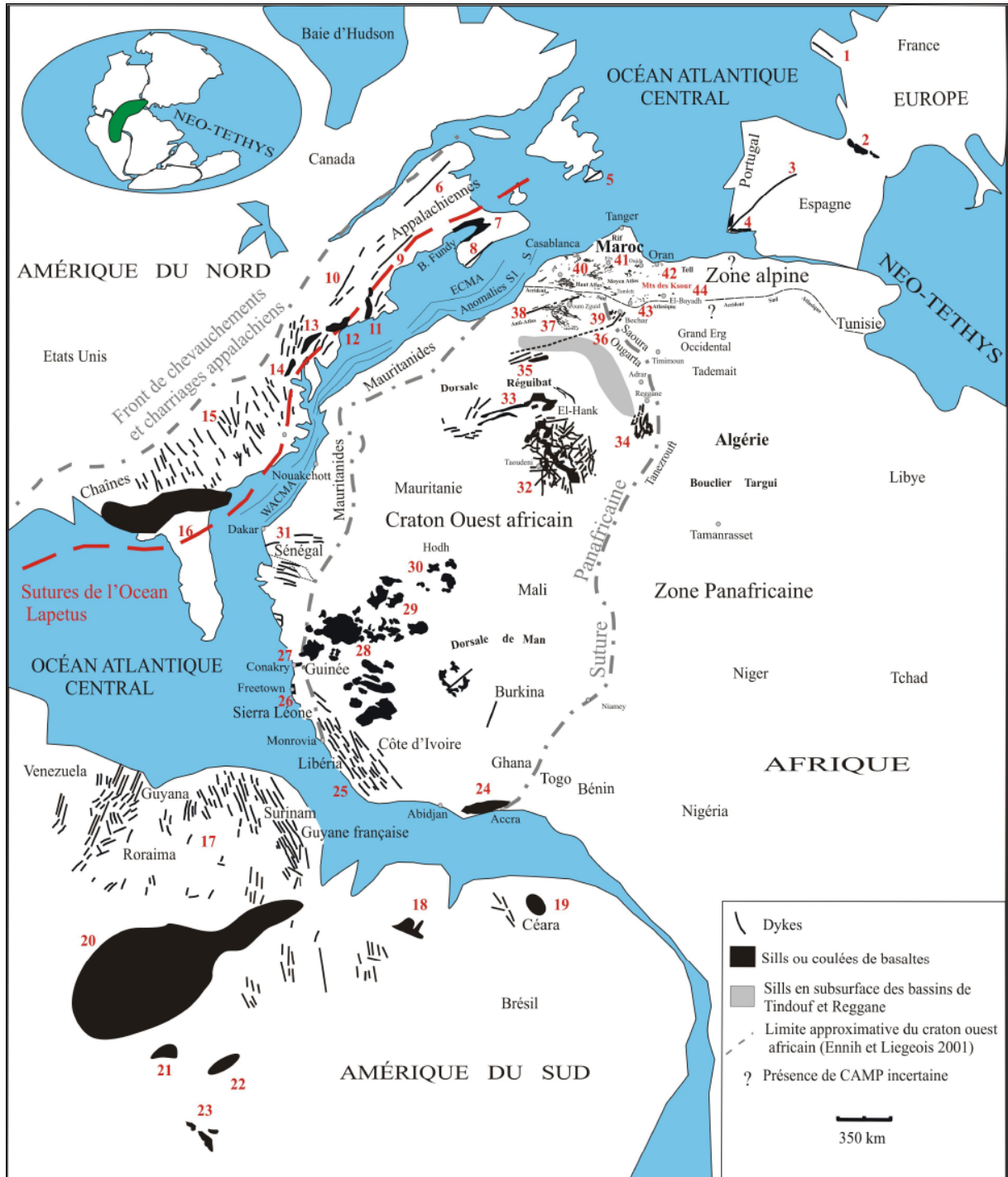


Fig.7 : Carte de répartition du magmatisme CAMP. D'après les données de May, 1971 ; Lapierre et al., 1984 ; Marzoli et al., 1999 ; Bertrand, 1991 ; McHone, 2000 ; Bertrand et al., 2005 ; Verati et al., 2005 ; Meddah et al., 2007 ; Chabou et al., 2007

Légende de la Fig.7

**Europe** : 1: Dyke de Kerforme (Bretagne, France) ; 2: Sills des Pyrénées (France et Espagne) ; 3: Dyke de Messejana (Portugal et Espagne) ; 4: Coulées de l'Algarve et de Santiago do Cacem (Portugal).

**Amérique du Nord** : 5: Dyke d'Avalon (Canada) ; 6: Dyke de Caraquet (Canada) ; 7: Coulées de la baie de Fundy (Basalte de North Mountain, Canada) ; 8: Dyke de Shelburne (Canada) ; 9: Dyke de Christmas Cove (USA) ; 10: Dyke de Higganum (USA) ; 11 : Coulées du bassin de Harford-Deerfield (USA) ; 12 : Coulées et sills du bassin de Newark ; 13 : Coulées et sills du bassin de Gettysburg (USA) ; 14 : Coulées et sills du bassin de Culpeper (USA) ; 15 : Réseau de dykes du SE des Etats Unis ; 16: Coulées et Sills du Sud de la Georgie et du Mississipi (USA).

**Amérique du Sud** : 17: Réseau de dykes de Guyane-Suriname et de Roraima (Brésil) ; 18: Coulées du Maranhão (Brésil) ; 19 : Coulée de Lavras da Mangabeira (Brésil) ; 20 : Sill de la province amazonienne (Brésil) ; 21: Coulées d'Anari (Brésil) ; 22: Coulée de Tapirapuá (Brésil) ; 23: Coulées de Tarabuco, et d'Entre Rios, sill de Camiri (Bolivie).

**Afrique de l'Ouest** : 24: Sills ou coulées des bassins de Keta et de Tano (Ghana) ; 25 : Réseau de dykes de la Côte d'Ivoire, du Liberia et de Sierra Léone ; 26 : Complexe de Freetown (Sierra Léone) ; 27: laccolithe du Kakoulima (Guinée) ; 28 : Sills de Fouta-Djalou (Guinée) ; 29 : Sills du Kaarta et du Mali occidental ; 30: Sills du Hodh (Mauritanie) ; 31: Dykes du Sénégal (anomalies de subsurface d'âge incertain) ; 32 : Sills et essaim de dykes de Taoudenni (Mali-Algérie) ; 33: Dykes et sills d'El-Hank (Mauritanie-Algérie)

**Maroc et Algérie** : 34: Dykes et sills du bassin de Reggane (Algérie) ; 35: Dykes et sills du Sud du bassin de Tindouf (Algérie) ; 36 : Dyke de Ksi-Ksou (Algérie) ; 37 : Sills du Nord du bassin de Tindouf et de l'Anti-Atlas (Algérie-Maroc) ; 38 : Dyke de Foum Zguid (Maroc) ; 39: Coulées et dyke de Ksi-Ksou du bassin de Béchar (Algérie) ; 40 : Coulées du haut Atlas et du moyen Atlas (Maroc) ; 41 : Coulées d'Oujda (Maroc) ; 42 : Coulées du Môle de Tiffrit (Algérie) ; 43 : Coulées du bassin des Monts des Ksour (Algérie) ; 44 : Coulées du bassin des Monts du Djebel Amour (Algérie).

De l'autre côté de l'océan Atlantique, en Afrique, la CAMP longe la marge ouest africaine, de la Côte d'Ivoire jusqu'au Maroc (Dalrymple et al., 1975 ; Bertrand, 1991 ; Mahmoudi et Bertrand 2007) et plus à l'est, dans la partie occidentale de l'Algérie (Meddah et al., 2007). Des témoins de ce magmatisme ont également été reconnus loin de la marge, à l'intérieur du continent africain, dans le Sahara occidental au Mali (Verati et al., 2005) et dans le SW algérien (Sebaï et al., 1991 ; Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010).

En Europe, la CAMP est connue en Espagne, au Portugal (Schermehorn et al., 1978 ; Bertrand 1987 ; Verati et al., 2007), dans les Pyrénées (Azambre et al., 1981) et en Bretagne, au NW de la France (Caroff et al., 1995 ; Jourdan et al., 2003).

## 2- Répartition du magmatisme CAMP sur le continent ouest africain.

En affleurement ou en subsurface, le magmatisme CAMP occupe une grande partie de l'Afrique occidentale et du Maghreb.

Ces témoins se trouvent : 1) En Afrique du Nord, au Maroc (Bertrand, 1991), en Algérie (Lapierre et al., 1984 ; Sebaï et al., 1991 ; Meddah et al., 2007 ; Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010), peut-être en Tunisie (Kurtz, 1983) ; 2) En Afrique de l'Ouest, en Mauritanie, au Mali (Bertrand, 1991 ; Verati et al., 2005), en Guinée (Deckart et al., 1997, Deckart et al., 2005), en Sierra-Leone, au Liberia (Dupuy et al., 1988), en Côte d'Ivoire (Nomade, 2001) et probablement au Sénégal et au Burkina Faso. Le magmatisme CAMP semble limité par la suture panafricaine en domaine saharien, au niveau du bassin de Reggane (Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010).

Cette répartition montre que le magmatisme CAMP se prolonge jusqu'à 1500km au-delà de la marge (africaine) de l'Atlantique central à l'intérieur du continent africain.

#### a) Les dykes

Deux catégories de dykes ont été recensées : 1) des dykes isolés, longs de plusieurs centaines de kilomètres et dont la puissance peut atteindre 300m, caractérisent le Nord de la CAMP. Deux exemples de ce type sont connus en Afrique, les dykes de Ksi-Ksou en Algérie et de Foug Zguid au Maroc. Celui de Ksi-Ksou, est divisé en deux branches. Il a été reconnu à l'affleurement dans la région de Béchar, sur 200km entre Abadla et le Djebel Antar, avec une direction SSW-NNE et par des relevés aéromagnétiques. Ces derniers indiquent qu'il se prolonge vers l'ouest selon une direction WSW-ENE sur plus de 700km jusqu'à la dorsale Réguibat (Zaïgouche, 1985).

Le dyke de Foug-Zguid, long de 200km (Aarab et al., 1994) dans l'Anti-Atlas Marocain, lui est parallèle ; 2) des dykes beaucoup moins longs (quelques kilomètres ou dizaines de kilomètres) et moins puissants (quelques mètres à quelques dizaines de mètres). En Algérie, ils forment un réseau dense au sud du bassin de Reggane, dans la région de Fersiga (Fabre, 1976 ; Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010). Ils sont la continuité du réseau très dense du bassin de Taoudenni, à la frontière mauritano-algéro-malienne, dans lequel les dykes montrent deux directions principales E-W et N-S (Bertrand, 1991 ; Verati et al., 2005). Des dykes discrets sont connus en Guinée (Bertrand et Villeneuve, 1989).

Des réseaux denses affleurent au Libéria, et Sierra Leone, selon une direction NW-SE parallèle à la côte (Dalrymple et al., 1975 ; Dupuy et al., 1988). Des levés aéromagnétiques suggèrent également un système de dykes E-W sous les sédiments du Sénégal (Reyre, 1984), mais leur appartenance à la CAMP est incertaine.

Tous ces dykes sont préservés actuellement dans des terrains lithologiquement différents (plutoniques ou sédimentaires) dont l'âge s'échelonne de l'Archéen à la fin du Paléozoïque. Les dykes montrent plusieurs directions souvent héritées de directions hercyniennes et tardi-hercyniennes (Kazi-Tani, 1986 ; Laville, 1985 ; Verati et al., 2005).

#### b) Les sills

Les sills sont largement représentés dans la partie sud de la CAMP mais se trouvent également dans la partie méridionale du Maroc (région du Draa, Anti-Atlas). Leur puissance varie de plusieurs centaines de mètres à quelques mètres :

- 1) les premiers occupent des aires de l'ordre du millier de km<sup>2</sup> et se localisent en Guinée (Bertrand et Villeneuve, 1989 ; Deckart et al., 1997), au Mali, par exemple le sill de Kaarta de 7000km<sup>2</sup> (Bertrand et Coffrant, 1986) et en Mauritanie (Bertrand, 1991 ; Verati et al., 2005) ;
- 2) les seconds, dans la région de Taoudenni, se situent au Nord du Mali (Villemur, 1967), au Libéria (Dalrymple et al., 1975) et au Nord de la Mauritanie (sill du Hank ; Bertrand, 1991). En Algérie, ils sont connus au NW du Sahara (région frontalière algéro-marocaine : plaine du Draa, bassin de Tindouf (Hollard, 1973) et dans le bassin de Reggane (Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010).

Il est à noter que d'importantes intrusions mafiques-ultramafiques CAMP existent en Afrique. Ce sont les complexes de Freetown, de plus de 7km d'épaisseur, en Sierra Leone (Beckinsale et al., 1977 ; Hattori et al., 1991 ; Hattori et Chalokwu, 1995) et celui du Kakoulima, de plus de 1km d'épaisseur, suivi sur plus de 50km, près de Conakry, en Guinée (Diallo et al., 1992 ; Deckart et al., 1997, Deckart et al., 2005).

Il est également important de signaler qu'en Algérie dans la partie orientale du Sahara, région du grand Erg oriental à Ghadamès-Illizi (frontière

algéro-lybienne) et dans celle du parc national du Tassili des Ajjer (frontière algéro-lybo-nigérienne), des sills et des dykes ont été signalés (Fabre, 1976 ; Fabre, 2005 ; Shahidul et Coskun, 1980). Cependant, ce matériel n'a pas fait l'objet d'études détaillées et son appartenance à la CAMP est très incertaine.

Comme les essaims de dykes, les sills sont intrusifs au sein de lithologies fortement contrastées, d'âge précambrien à paléozoïque supérieur.

### c) Les coulées

Les coulées basaltiques se localisent davantage dans les bassins triasico-liasiques de la zone alpine de l'Afrique du Nord. Elles sont rares dans les domaines méridionaux et pratiquement absentes dans les secteurs cratoniques. Cependant, deux coulées basaltiques sont signalées au Libéria où elles recouvrent des arénites paléozoïques (Dalrymple et al., 1975).

La plupart des coulées CAMP sont préservées au Maroc dans les bassins triasiques du Haut Atlas, du Moyen Atlas, et de la Meseta occidentale (Bertrand et al., 1982 ; Marzoli et al., 2004, Mahmoudi et Bertrand, 2007). En Algérie, on les connaît dans les bassins triasico-liasiques de l'Atlas saharien (Meddah et al., 2007) et dans le môle de Tiffrit (Lapierre et al., 1984). D'une manière générale, les coulées volcaniques du domaine alpin, sont généralement préservées dans les niveaux supérieurs argilo-gréso-évaporitiques des bassins triasiques.

La coupe de référence la mieux documentée se trouve dans le Haut Atlas, au Maroc (Fig.8). Elle est constituée par quatre unités volcaniques (inférieure, intermédiaire, supérieure et récurrente) représentées par une trentaine de coulées superposées dont l'épaisseur cumulée atteint 300m ; la coulée récurrente n'est représentée que par une seule coulée (Bertrand, 1991 ; Knight et al., 2004) et se limite aux bassins les plus matures. Ces unités volcaniques identifiées par des critères géologiques, pétrologiques et géochimiques, sont séparées par des horizons sédimentaires (Bertrand et al., 1982 , Bertrand, 1991 ; Marzoli et al., 2004).

A l'échelle du Maroc, l'épaisseur de la pile volcanique varie de 100m à 300m et le nombre des unités volcaniques (Bertrand et al., 2006) est variable

(Fig.9). Ces coulées se retrouvent également en subsurface dans les bassins côtiers atlantiques marocains (Le Roy et al., 1997).

Cet épisode magmatique s'est manifesté de part et d'autre de la limite Tr-J (Knight et al., 2004, Marzoli et al., 2004).

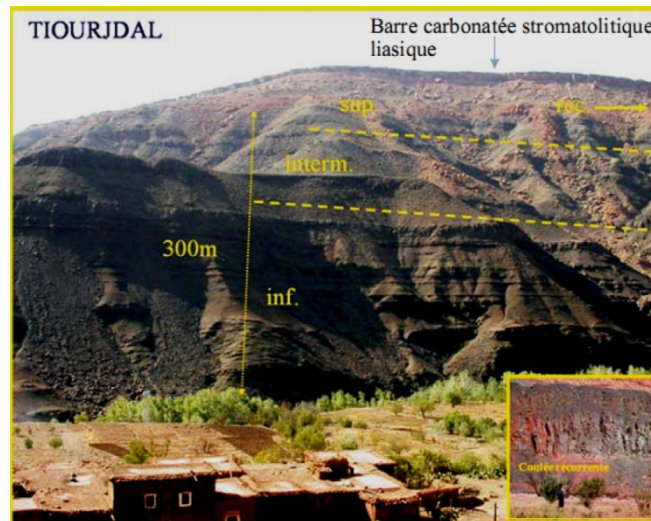


Fig.8 : Séquence volcanique de référence de la CAMP au Maroc : coupe de Tiourjidal, Haut Atlas (photo H. Bertrand). La séquence volcanique est couronnée par les sédiments carbonatés du Lias.

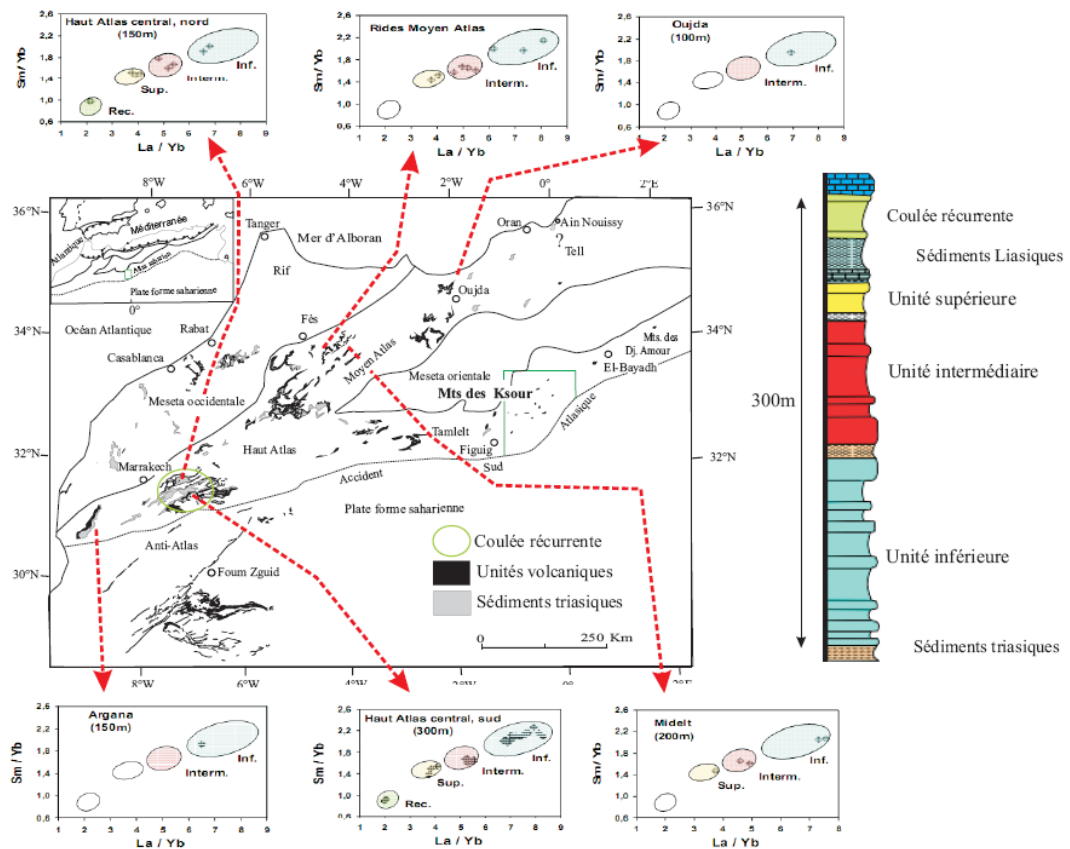


Fig.9 : Répartition et épaisseurs des unités volcaniques CAMP au Maroc (Bertrand et al., 2006)

En Algérie, dans les Monts des Ksour, les épaisseurs des unités volcaniques sont très réduites (Meddah et al., 2006 ; Meddah et al., 2007). L'épaisseur cumulée est de l'ordre de 10 à 15m. Elle se réduit à 5m dans les Monts du Djebel Amour (Atlas saharien central) où l'on ne retrouve que l'unité volcanique supérieure. Dans les Monts des Ouled Naïl (région de Boussaâda, Atlas saharien oriental ; Fig.1), les affleurements triasiques d'Ain-Rich, de Bir-Mahammed Ben-el-Kiès, d'Ain-Ograb et de Tebagh ne contiennent pas d'unités volcaniques visibles à l'affleurement.

Au sud de la flexure sud atlasique, des coulées basaltiques existent dans la région de Béchar à Zérigat et Gara 779, situés à 60km au SW de Béchar (Fig.1). Ces coulées, de 10 à 15m d'épaisseur, reposent sur les formations rouges autuniennes et sont recouvertes par les grès cénozoïques de la Hamada (Fabre, 1976 ; Fabre, 2005 ; Chabou et al., 2007).

## D- PETROLOGIE ET GEOCHIMIE DES FACIES MAGMATIQUES DE LA CAMP

### 1- Caractères généraux

Les études pétrographiques et géochimiques montrent que la majorité de la CAMP est caractérisée par des compositions minéralogiques et chimiques homogènes à caractère tholéiitique (Weigand et Ragland, 1970 ; Bertrand et al., 1982 ; Alibert, 1985 ; Bertrand, 1991 ; McHone, 2000 ; DeMin et al., 2003 ; Jourdan et al., 2003 ; Marzoli et al., 2004 ; Deckart et al., 2005 ; Verati et al., 2005).

La composition minéralogique homogène, hormis les cumulats des intrusions litées et de certains sills (Diallo et al., 1992 ; Deckart et al., 2005), montre des paragenèses typiques de tholéiites continentales : prédominance des clinopyroxènes (augite, ferro-augite, pigeonite) et du plagioclase [andésine (An40), bytownite (An80)], parfois orthopyroxène, présence de titanomagnétite et ilménite, occurrence d'olivine dans certains faciès et de micropegmatite interstitielle dans d'autres. Les roches sont représentées par des faciès à texture glomérôprhyrique, granophyrique, intersertale, ophitique à subophitique.

Les compositions chimiques des tholéiites de la CAMP (Fig.10) occupent les domaines des basaltes et des andésites basaltiques dans le diagramme TAS (Total Alkalis-Silica, [LeBas et al., 1986](#)).

Les tholéiites de la CAMP sont faiblement différenciées ( $Mg^{\#} = 0,5-0,7$  pour l'essentiel) ([Bertrand et Coffrant, 1977](#) ; [Bertrand et al., 1982](#) ; [Bertrand, 1991](#) ; [Bertrand et Villeneuve, 1989](#) ; [Verati et al., 2005](#) ; [Deckart et al., 2005](#)).

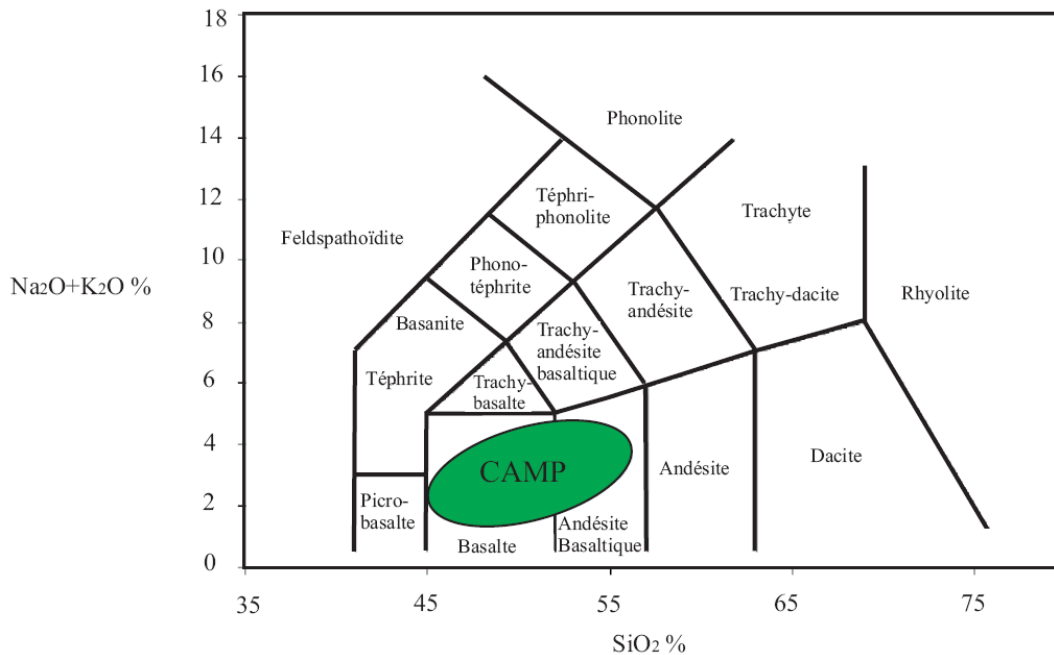


Fig.10 : Les tholéiites de la CAMP dans le diagramme de TAS ([LeBas et al., 1986](#)).  
 Compilation de [Chabou, \(2008\)](#), d'après les données géochimiques de : [Ragland et al., 1968](#); [Philpotts et Martello, 1986](#) ; [Dupuy et al., 1988](#) ; [Mauche et al., 1989](#); [Oliviera et al., 1990](#) ; [Ragland et al., 1991](#) ; [Bertrand, 1991](#); [Dostal et Greenough, 1992](#); [Puffer, 1992](#) ; [Kutina et al., 1992](#); [Tollo et Gottfried, 1992](#); [Demant et Morata, 1996](#); [Dostal et Durning, 1998](#); [McHone, 2000](#) ; [Nomade et al., 2002](#); [Cebria et al., 2003](#); [DeMin et al., 2003](#); [Jourdan et al., 2003](#); [Marzoli et al., 2004](#); [Beutel et al., 2005](#); [Deckart et al., 2005](#); [Verati et al., 2005](#); [Mahmoudi et Bertrand, 2007](#); [Martins et al., 2008](#).

## 2- Répartition et nomenclature selon la teneur en $TiO_2$

La nomenclature des tholéiites de la CAMP et des CFB en général est classiquement basée sur leur teneur en  $TiO_2$ . Cette nomenclature ne fait pas référence aux mêmes valeurs selon que l'on raisonne à l'échelle des CFB en général ([Albarède, 1992](#)), à l'échelle de la CAMP globalement ([McHone, 2000](#)) ou à l'échelle d'un secteur donné de la CAMP (par exemple [Bertrand, 1991](#) ; [Marzoli et al., 2004](#) ; [Verati et al., 2005](#) ; [Meddah et al., 2007](#)).



#### a- A l'échelle des CFB

A l'échelle des CFB, deux groupes de tholéiites peuvent être identifiés, respectivement pauvre et riche en  $\text{TiO}_2$  (Fig.11).

#### b- A l'échelle de la CAMP

A l'échelle de la CAMP (Fig.12), trois groupes de tholéiites peuvent être identifiés (Mc Hone, 2000).

- Les tholéiites pauvres en  $\text{TiO}_2$  (Low  $\text{TiO}_2$  Tholeiites ou LTiT) sont connues dans le SE des Etats-Unis (Weigand et Ragland 1970 ; Milla et al., 1999 ; Beutel et al., 2005 ; McHone, 2000). Les valeurs de  $\text{TiO}_2$  et MgO sont respectivement comprises entre 0,6 et 0,9% et entre 7 et 14%. Ce groupe est pauvre en  $\text{SiO}_2$  (46 à 49%) et en alcalins ce qui se traduit par la présence d'olivine normative.

- Les tholéiites à  $\text{TiO}_2$  intermédiaire (Intermediate  $\text{TiO}_2$  Tholeiites ou ITiT) sont connues dans toute la province CAMP, au NE des Etats-Unis et au Canada, en Amérique du Sud, au Sud de l'Europe et en Afrique de l'Ouest (Weigand et Ragland 1970 ; Bertrand et al. 1982 ; Bertrand, 1991 ; McHone 2000 ; Cebria et al., 2003 ; De Min et al. 2003 ; Verati et al. 2005). Le pourcentage de  $\text{TiO}_2$  varie entre 0,9 et 1,4% et celui du MgO entre 6 et 9%. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  sont comprises entre 51 et 55%.

Ces deux groupes de tholéiites sont classés, à l'échelle des CFB, dans le domaine pauvre en  $\text{TiO}_2$  des CFB (teneurs en  $\text{TiO}_2 < 2\%$  ; Fig.10).

- Les tholéiites riches en  $\text{TiO}_2$  (High  $\text{TiO}_2$  Tholeiites ou HTiT) se limitent à la partie méridionale de la CAMP: Nord du Brésil (DeMin et al., 2003; Merle et al., 2007), Guyane française, Surinam (Nomade et al., 2002; Deckart et al., 2005), et au Liberia (Dupuy et al. 1988 ; Mauche et al., 1989). Les teneurs en  $\text{TiO}_2$  sont comprises entre 2 et 5%. Les compositions chimiques se distinguent par des concentrations plus faibles en MgO et plus élevées en FeO (13 à 16%) que dans le reste de la province. Les teneurs en  $\text{SiO}_2$  varient entre 48 et 52%.

Ce groupe de tholéiites est classé, à l'échelle des CFB, dans le domaine riche en  $TiO_2$  des CFB (teneurs en  $TiO_2 > 2\%$  ; Fig.10).

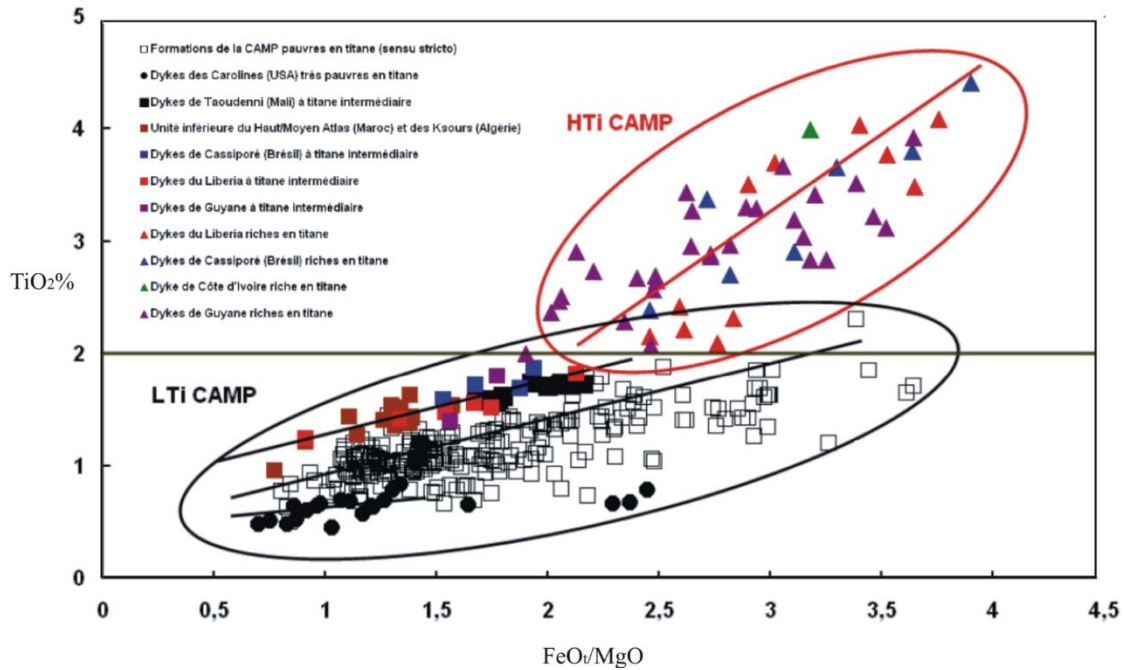


Fig.11 : Diagramme  $TiO_2$  versus  $FeO/MgO$  des roches magmatiques de la CAMP, en référence aux CFB pauvres et riches en  $TiO_2$ . (LTi CAMP : domaine des tholéiites CAMP pauvres en  $TiO_2$  ; HTi CAMP : domaine des tholéiites CAMP riches en  $TiO_2$ ). Compilation de Chabou (2008) d'après les données de Ragland et al., 1968; Dupuy et al., 1988; Mauche et al., 1989; Bertrand, 1991; Dostal et Greenough, 1992; Tollo et Gottfried, 1992; Demant et Morata, 1996; Dostal et Durning, 1998; Nomade et al., 2002; Cebria et al., 2003; DeMin et al., 2003; Jourdan et al., 2003; Marzoli et al., 2004; Beutel et al., 2005; Deckart et al., 2005; Verati et al., 2005; Mahmoudi et Bertrand, 2007; Meddah et al., 2007; Martins et al., 2008.

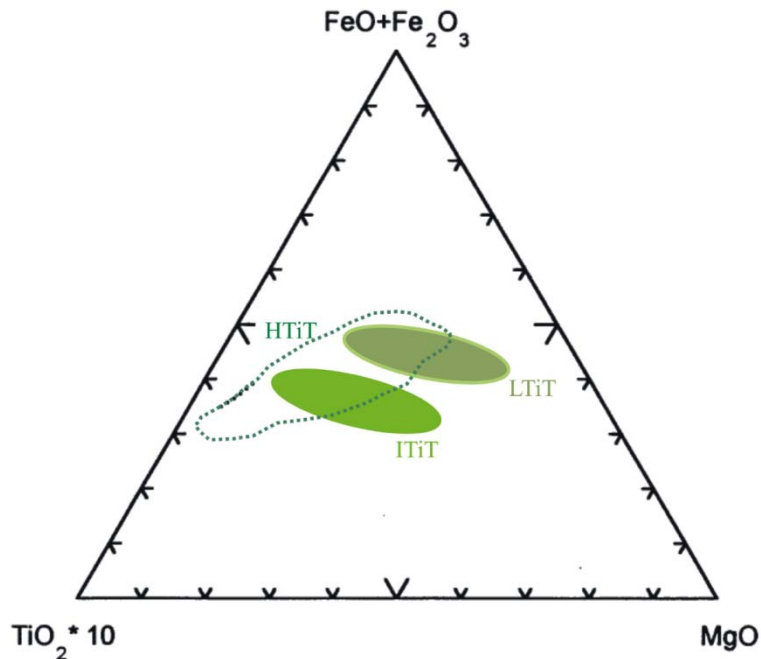


Fig.12 : Représentation des tholéiites pauvres, intermédiaires et riches en  $TiO_2$  de la CAMP dans le diagramme  $TiO_2$  versus  $(FeO+Fe_2O_3)$  versus  $MgO$  (McHone, 2000)

### c- A l'échelle d'un secteur de la CAMP, le Maroc

Au Maroc, les unités volcaniques inférieure, intermédiaire, et supérieure (Bertrand 1991 ; Marzoli et al., 2004) de la séquence volcanique du Haut Atlas marocain, appartiennent au groupe à  $TiO_2$  intermédiaire (Bertrand et al., 1982 ; Bertrand, 1991) et au groupe des LTi des CFB.

Ces unités volcaniques montrent des variations de la teneur en  $TiO_2$  selon leur enchainement stratigraphique (Marzoli et al., 2004). Elles se caractérisent par une diminution de la teneur en  $TiO_2$  (et en  $SiO_2$ ) de l'unité inférieure vers l'unité supérieure (Fig.13). L'unité récurrente est montrée a titre indicatif sur la coupe ; du point de vue géochimique, elle se différencie par des teneurs relativement élevées en  $TiO_2$  et en fer et de faibles teneurs en  $SiO_2$  (Bertrand, 1991; Marzoli et al., 2004).

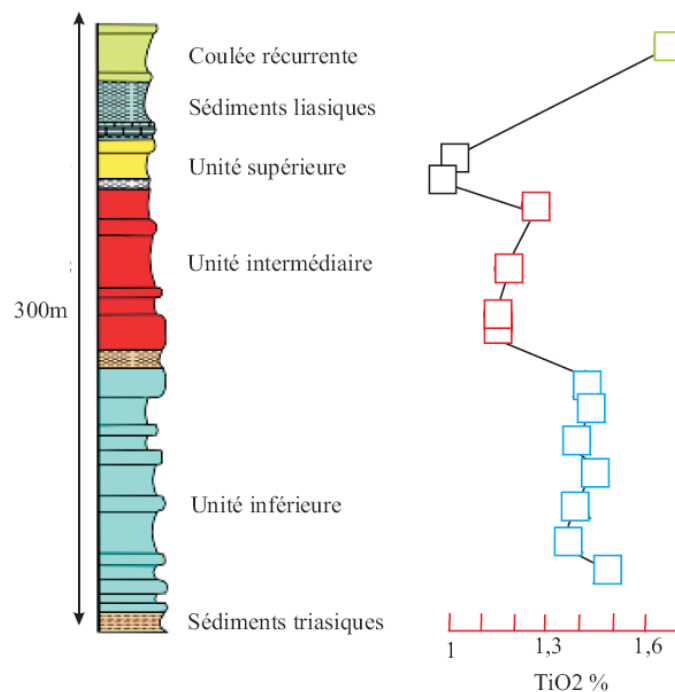


Fig.13 : Variation de la teneur en  $TiO_2$  de la séquence volcanique du Haut Atlas marocain (Marzoli et al., 2004).

### E- GEOCHRONOLOGIE

Le magmatisme de la CAMP a été daté par trois méthodes : K/Ar,  $^{40}Ar/^{39}Ar$  et U/Pb. Nous présentons rapidement les avantages et inconvénients de ces méthodes, avant de donner les résultats obtenus sur le magmatisme CAMP.

## 1) Comparaison des méthodes utilisées

### a- La méthode K/Ar

La méthode K/Ar a été utilisée principalement avant les années 90 et n'est plus d'actualité pour mesurer les âges du magmatisme de la CAMP. Cette méthode était le plus souvent appliquée aux roches totales, et ne permettait pas de discuter la validité de l'âge obtenu en fonction des perturbations du système K/Ar. Ces perturbations peuvent être le résultat d'évènements thermiques secondaires, de transferts de fluides, de recristallisations associées à des épisodes métamorphiques, d'échanges d'argon avec l'encaissant... (Montigny et al., 1982).

### b- La méthode $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

La méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  est plus appropriée que la méthode K/Ar, car elle est le plus souvent utilisée sur des minéraux séparés dont le tri rigoureux permet de sélectionner les grains les plus frais, en s'affranchissant davantage de l'altération. De plus, cette méthode permet de discuter la validité des âges obtenus par paliers de dégazage successifs (notion d'âge-plateau). Elle reste cependant sensible à l'ouverture du système : la perte d'argon (liée à l'altération) a pour conséquence de donner des âges apparents trop jeunes et l'excès d'argon identifié dans certains secteurs de la CAMP peut donner des âges trop vieux (Sebaï et al., 1991 ; Deckart et al., 1997 ; Chabou et al., 2007 ; Nomade et al., 2007 ; Chabou et al., 2008 ; Chabou et al., 2010).

### c- La méthode U/Pb

La méthode U/Pb (le plus souvent utilisée sur zircons ou baddeleyites) est la plus fiable. Elle est précise et permet de mieux s'affranchir des perturbations postérieures à la fermeture du système. Elle est mieux adaptée à la datation des roches différenciées qu'à celle des roches basaltiques en raison de la rareté des zircons dans ces dernières.

## 2) Synthèse des âges obtenus sur le magmatisme de la CAMP

### a- Les âges obtenus par la méthode K/Ar

La majorité des âges obtenus par la méthode K/Ar n'est pas recevable. Les âges sont fortement dispersés et ne correspondent pas à l'âge réel de la mise en

place de la CAMP. Ces âges s'échelonnent de 300Ma à 160Ma, c'est-à-dire du début du Permien à la fin du Jurassique moyen (Bonhomme, 1962 ; Priem et al., 1968; Lay et Reichelt, 1971 ; Conrad, 1972 ; Dalrymple et al., 1975 ; Berrangé, 1977 ; Schott et al., 1981 ; Montigny et al., 1982 ; Hodych et Hayatsu, 1988 ; Caroff et al., 1995), d'où les termes de magmatisme permo-triasique ou permo-jurassique parfois utilisés dans la littérature.

b- Les âges obtenus par les méthodes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et U/Pb

Les âges obtenus par les méthodes  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et U/Pb sont reportés sur la Fig.14.

Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  retenus selon les critères de sélection de Nomade et al., 2007 vont de  $202,6 \pm 2,6\text{Ma}$  à  $189,4 \pm 1,2\text{Ma}$ . En raison de la rareté des roches basaltiques susceptibles de contenir du zircon, les âges obtenus par méthode U/Pb se limitent à trois âges en Amérique du Nord, de  $201,3 \pm 1\text{Ma}$  et  $200,9 \pm 1\text{Ma}$  (Dunning et Hodych, 1990) et  $201,7 \pm 1,4\text{Ma}$  (Hodych et Dunning, 1992), ainsi qu'à un âge dans les Pyrénées, de  $198,2 \pm 2,1\text{Ma}$  (Rossi et al., 2003). Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  filtrés de la compilation de Nomade et al., 2007 s'échelonnent du début du Rhétien à la fin du Sinémurien alors que les âges U/Pb plus précis correspondent pratiquement au passage Rhétien-Hettangien (selon la charte de Gradstein et Ogg, 2004).

3- Discussion des âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et U/Pb

La compilation des âges, obtenue par ces deux méthodes, suggère que le magmatisme de la CAMP aurait duré une dizaine de millions d'années (Fig.14) avec un pic d'intensité maximale à  $199,1\text{Ma}$  pour l'Afrique, à  $198,7\text{Ma}$  pour l'Amérique du Nord et à  $198\text{Ma}$  pour l'Amérique du Sud (Nomade et al., 2007). Cette répartition suggère un léger diachronisme, de l'ordre de  $1\text{Ma}$ , entre les marges d'Afrique et d'Amérique du Nord avec l'Amérique du Sud (Baksi et Archibald, 1997 ; Baksi, 2003 ; Nomade et al., 2007).

Un pic d'activité secondaire est documenté entre  $194,3 \pm 2,4\text{Ma}$  et  $197,6 \pm 2,3\text{Ma}$  au Maroc (Haut Atlas). Il s'agit de l'unité récurrente (constituée d'une seule coulée) qui représente moins de 5% du volume total de magma au Maroc. Elle est scellée par les carbonates à structure laminaire stromatolitique d'âge

liasique (De Pachtère et al., 1985 ; Bertrand, 1991 ; Fig.7) qui annoncent l'installation de la plateforme carbonatée liasique.

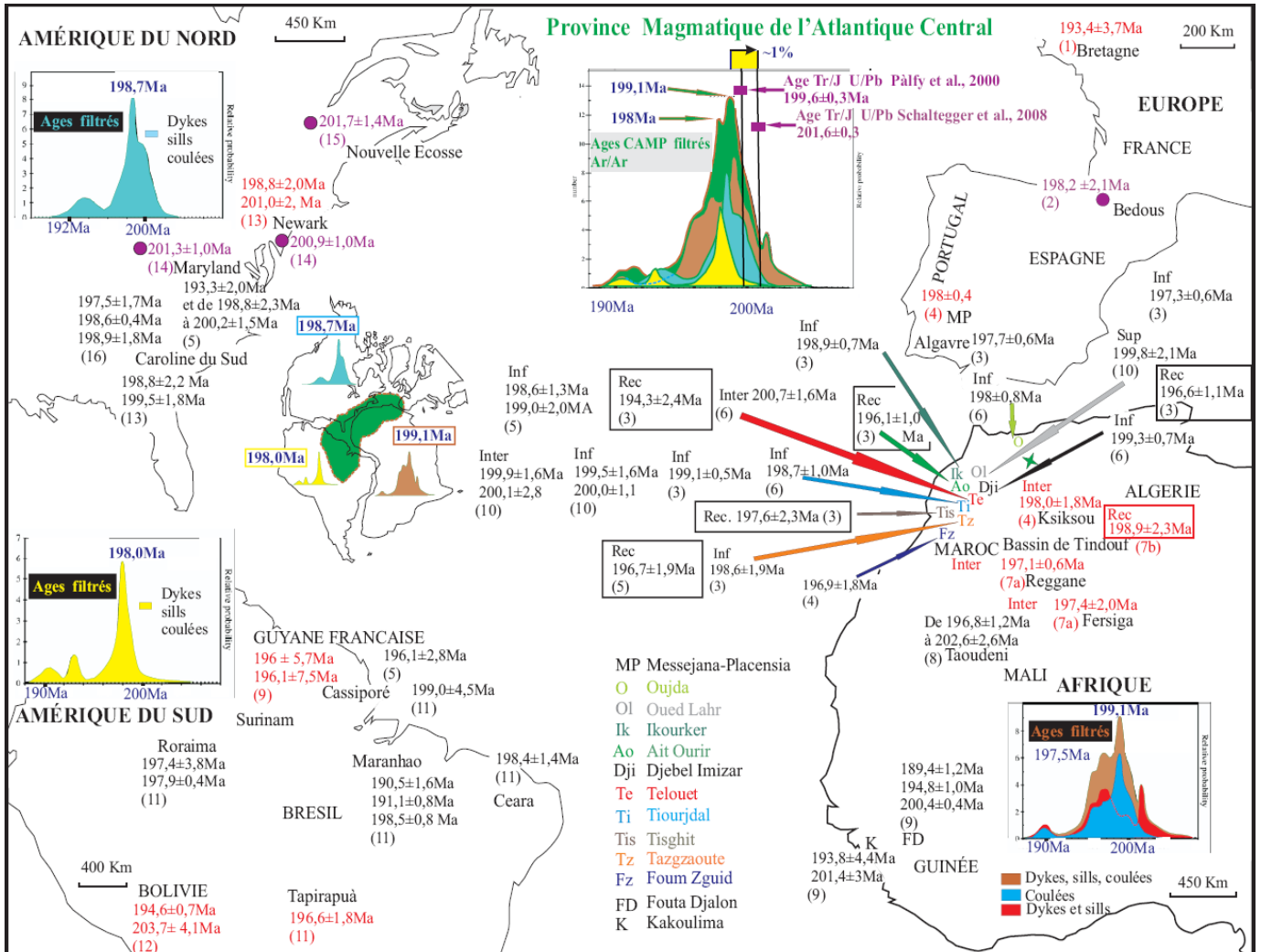


Fig.14 : Carte géochronologique  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  et U/Pb de la CAMP. Les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  filtrés de la compilation de Nomade et al., (2007) sont reportés en noir; les âges U/Pb sont signalés par un rond plein violet ; les âges  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  non retenus par Nomade et al., (2007) sont reportés à titre indicatif en rouge. Les pics d'activité reportés pour chaque continent (exception faite de l'Europe) sont issus de la compilation de Nomade et al., (2007). Le pic d'activité à 199 Ma (méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) correspond à 201Ma (méthode U/Pb), en tenant compte du biais analytique entre les deux méthodes (Min et al., 2000 ; Schaltegger et al., 2008). Il n'y a pas d'âge dans les monts des Ksour, l'étoile indique uniquement le secteur d'étude.

Sources des datations : (1) Jourdan et al., 2003; (2) Rossi et al., 2003; (3) Vérati et al., 2007; (4) Sebäi et al., 1991; (5) Nomade et al., 2007; (6) Marzoli et al., 2004; (7a) Chabou et al., 2007; (7b) Chabou, 2008 ; (8) Vérati et al., 2005; (9) Deckart et al., 1997; (10) Knight et al., 2004; (11) Marzoli et al., 1999; (12) Bertrand et al., 2005; (13) Hames et al., 2000; (14) Dunning et Hodyck, 1990; (15) Hodyck et Dunning, 1992; (16) Beutel et al., 2005.

Une dernière phase d'activité, mineure, semble se produire de façon sporadique entre  $189,4 \pm 1,2$  et  $191,1 \pm 0,8\text{Ma}$  : elle est principalement documentée en Guinée (Deckart et al., 1997) et au Brésil (Marzoli et al., 1999).

## F- LA CAMP ET LES EXTINCTIONS DE MASSE A LA LIMITE Tr-J

Les cinq plus importantes extinctions de masse connues correspondent aux limites Ordovicien/Silurien, Dévonien tardif, Permien/Trias, Trias/Jurassique et Crétacé/Tertiaire.

Si la réalité des extinctions de masse est l'objet d'un consensus dans la communauté scientifique, leur cause (impact météoritique ou éruption d'une province volcanique géante) suscite encore de nombreux débats.

La crise de la limite Tr-J se manifeste par une réduction dans la biodiversité (marine et terrestre) et par un changement climatique (Fowell and Olsen, 1993 ; Fowell et Traverse, 1995 ; McElwain et al., 1999; Hallam, 2002; Olsen et al., 2002 ; Olsen et al., 2003 ; Tanner et al., 2004).

Parmi les enregistrements de cette crise, on peut noter : 1) un changement du niveau marin et une anoxie (Hallam, 1990 ; Hallam, 1999) ; 2) un réchauffement significatif global de courte durée de 2°C à 4°C (McElwain et al., 1999; Hesselbo et al., 2002; Beerling et Berner, 2002); 3) une excursion négative de la composition isotopique en carbone observée dans les strates marines et terrestres de la limite Tr-J de Hongrie, Canada, et d'Angleterre (Pálffy et al., 2001; Ward et al., 2001; Hesselbo et al., 2002) ; 4) une anomalie négative en Osmium enregistrée dans des sédiments marins (Cohen et Coe, 2002).

Pour ce qui est des causes de la crise Tr-J, l'hypothèse d'un impact météoritique a été évoquée (Olsen et al., 1987; Bice et al., 1992; Olsen et al., 1992; Spray et al., 1998; Ward et al., 2001; Olsen et al., 2002 ; Olsen et al., 2003). Dans l'état actuel des connaissances, cette hypothèse ne peut être retenue en l'absence de datation d'un impact à la limite Tr-J et d'indices probants tels qu'anomalie en iridium significative et quartz choqués.

L'hypothèse selon laquelle la CAMP pourrait être à l'origine de la crise Tr-J peut être testée en comparant les âges respectifs de ces deux événements : 1) La limite Tr-J datée par la méthode U/Pb, sur des zircons provenant de tufs intercalés dans des sédiments marins de Colombie-Britannique est de  $199,6 \pm 0,3\text{Ma}$  (Pálffy et al., 2000). Plus récemment, elle a été ré-évaluée à  $201,6 \pm 0,3\text{Ma}$  toujours par la méthode U/Pb, sur des zircons provenant de tufs du Pérou

(Schaltegger et al., 2008) ; 2) Les données géochronologiques, magnétostratigraphiques et biostratigraphiques montrent que les émissions magmatiques de la CAMP se sont mises en place de part et d'autre de la limite Tr-J (Knight et al., 2004 ; Marzoli et al., 2004 ; Verati et al., 2007 ; Cirilli et al., 2009).

La comparaison des âges de la CAMP (principalement obtenus par la méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) avec l'âge de la limite Tr-J (établi par la méthode U/Pb) doit cependant tenir compte du biais analytique de ~1% entre ces deux méthodes (Min et al., 2000). Un pic d'activité magmatique de la CAMP à 199Ma (méthode  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) correspond à un âge U/Pb de 201Ma. Ce pic d'activité magmatique de la CAMP est donc synchrone (dans les marges d'erreur) avec la limite Tr-J récemment établie (Schaltegger et al., 2008).

Si l'âge du pic d'activité magmatique obtenu sur la CAMP est compatible (dans la marge d'erreur) avec l'âge de la limite Tr-J de Schaltegger et al., (2008), la résolution actuelle des méthodes de datation ne permet pas de caler avec suffisamment de précision la mise en place de la CAMP par rapport à la limite Tr-J (juste avant ou juste après). Ce calage peut être précisé grâce à la magnétostratigraphie de la série volcanique aux USA (Kent et al., 1995) et au Maroc (Knight et al., 2004), combinée avec la géochimie et la palynologie (Marzoli et al., 2004). La série volcanique se serait épanchée au cours des périodes magnétiques, E22n, E22r, E23n, E23r et E24n. Une inversion magnétique a été identifiée dans des sédiments intercalés dans l'unité intermédiaire marocaine (Knight et al., 2004) : cette inversion a été corrélée à l'inversion E23r identifiée immédiatement sous la série basaltique aux USA et qui marquerait la limite Tr-J (Olsen et al., 2003). Cette corrélation magnétostratigraphique, associée à la palynologie et à des corrélations géochimiques (entre l'unité inférieure des USA et les unités intermédiaire-supérieure du Maroc) ont conduit Marzoli et al. (2004) et Knight et al., (2004) à proposer que plus de la moitié des coulées se seraient épanchées avant la limite Tr-J au Maroc, tandis qu'elles seraient postérieures à cette limite sur la marge américaine. Ces données confortent l'hypothèse d'une mise en place de la CAMP



à cheval sur la limite Tr-J, et donc que ce volcanisme a pu être à l'origine de la crise Tr-J.

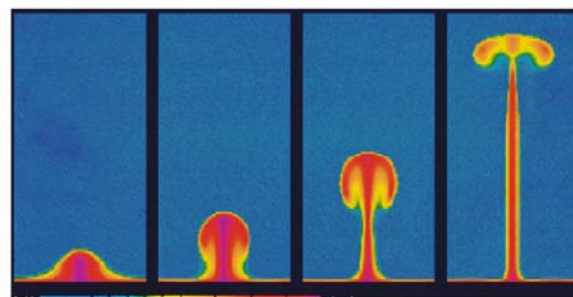
## G- HYPOTHESES SUR L'ORIGINE DE LA CAMP

Il est actuellement démontré que le magmatisme CAMP s'est mis en place à la limite Tr-J (Marzoli et al., 1999 ; Hames et al., 2000 ; Marzoli et al., 2004 ; Knight et al., 2004 ; Verati et al., 2007 ; Nomade et al., 2007 ; Cirilli et al., 2009), lors du stade initial de l'ouverture de l'Atlantique central (May, 1971 ; White et McKenzie, 1989; Bertrand, 1991 ; McHone, 1996; Marzoli et al., 1999). Par contre la cause de ce magmatisme est encore discutée. Elle est expliquée par plusieurs hypothèses. L'ensemble des hypothèses proposées repose sur deux modèles extrêmes s'opposant pour expliquer la fracturation de la Pangée et la genèse de la CAMP : ce sont les modèles de rifting actif et passif, se basant respectivement sur le développement d'un point chaud sous la lithosphère ou sur des processus tectoniques aux limites de plaques. Les deux modèles expliquent l'amincissement initial et la subsidence mais ils diffèrent par la chronologie des événements. L'étirement de la lithosphère et en particulier la fracturation de la croûte continentale sont l'expression des contraintes présentes dans la lithosphère.

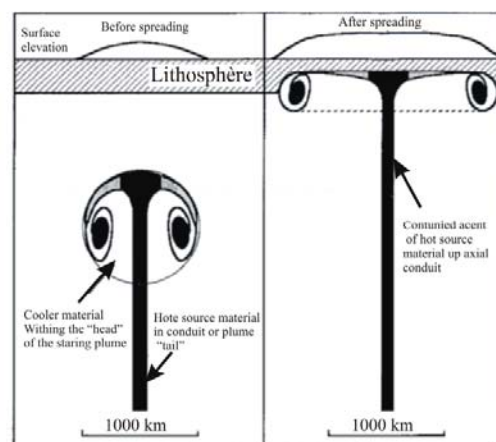
### 1- Modèle de rifting actif

Selon ce modèle (Campbell et Griffiths, 1990), une instabilité convective à la base du manteau inférieur (couche D'') initie un panache qui remonte à travers le manteau (Fig.15.a). Le panache est formé d'un conduit étroit et d'une tête qui grossit au cours de la remontée par incorporation de matériel prélevé au manteau traversé. La collision du panache sous la lithosphère (Fig.15.b) provoque un bombement de cette dernière, tandis que la tête du panache s'étale sur quelques millions de km<sup>2</sup> sous la lithosphère. La lithosphère continentale se fracture sous l'effet de l'impact de la tête du panache mantellique (le rift est centré sur l'impact ; Fig.15.c). La fusion partielle de la tête de panache provoquerait la mise en place de la CAMP (Hill, 1991 ; Ernst et Buchan, 1997 ; Wilson, 1997 ; Leitch et al., 1998 ; Janney et Castillo, 2001 ; Hansen et al.,

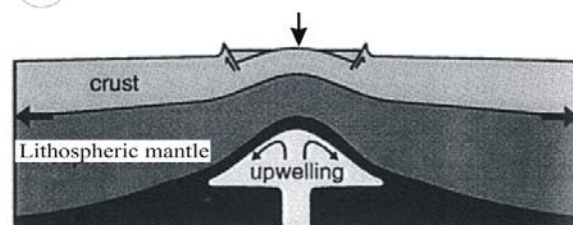
2007). Celle-ci s'exprime, au niveau de la Pangée, sous forme de dykes, de sills ou de coulées, actuellement répartis sur les quatre continents (Europe, Amériques, Afrique).



a



b

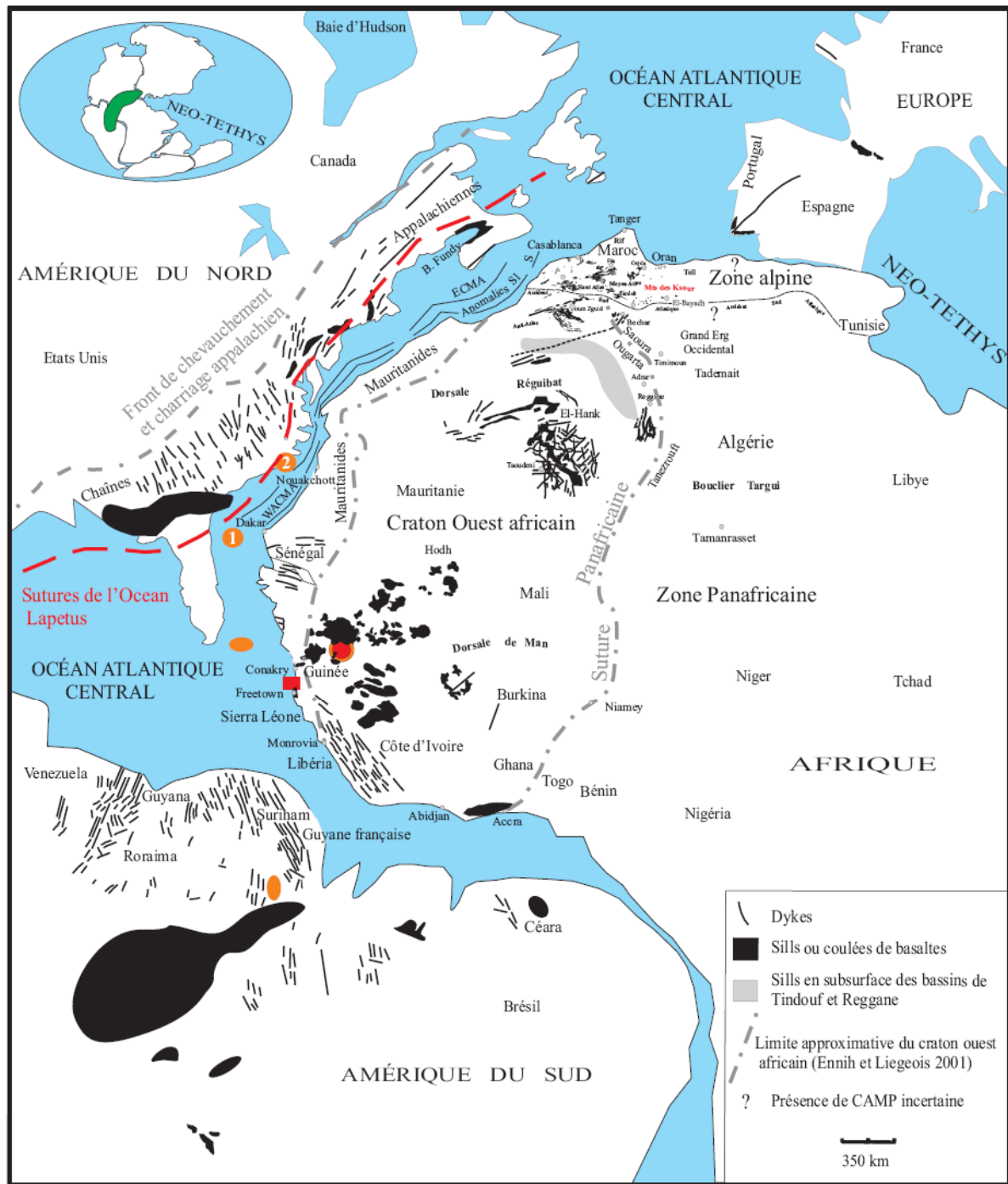


c

Fig.15 : Modélisation de la formation d'un panache mantellique et de son effet sur la lithosphère : a) in [Encyclopaedie universalis, 2010](#) ; b) d'après [Hill., 1991](#) ; c) d'après [Hansen et al., 2007](#).

Dans ce contexte le bombement lithosphérique précède le magmatisme puis l'extension ([May, 1971](#) ; [Morgan, 1983](#) ; [White et McKenzie, 1989](#) ; [Richards et al., 1989](#) ; [Campbell et Griffiths, 1990](#) ; [Greenough et Hodych, 1990](#) ; [Oliveira et al., 1990](#) ; [Hill, 1991](#) ; [Ernst et Buchan, 1997](#) ; [Wilson, 1997](#) ; [Leitch et al., 1998](#) ; [Thompson, 1998](#) ; [Courtilot et al., 1999](#) ; [Golonka et Bachavora, 2000](#) ; [Janney et Castillo, 2001](#) ; [Ernst et Buchan, 2001](#) ; [Ernst et Buchan 2002](#)).

Au niveau de la Pangée, la localisation du point chaud susceptible d'avoir été à l'origine de la CAMP diffère selon les auteurs (Fig.16).



- Point chaud des Bahamas ( May, 1971)
  - ① Point chaud du Cap vert (Oliveira et al., 1990)
  - Point chaud de Guinée (Wilson, 1997)
  - ② Points chaud du Cap vert
  - Points chaud Sierra Leone
  - Point chaud de l'Ascension
- (Golonka et Bocharova, 2000)

Fig.16 : Répartition des points chauds CAMP au niveau de la Pangée

## 2- Modèle de rifting passif

Ce modèle fait intervenir une extension lithosphérique (Fig.17) induite par les forces qui régissent les mouvements des plaques (forces aux limites de plaques, réorganisation des plaques...).

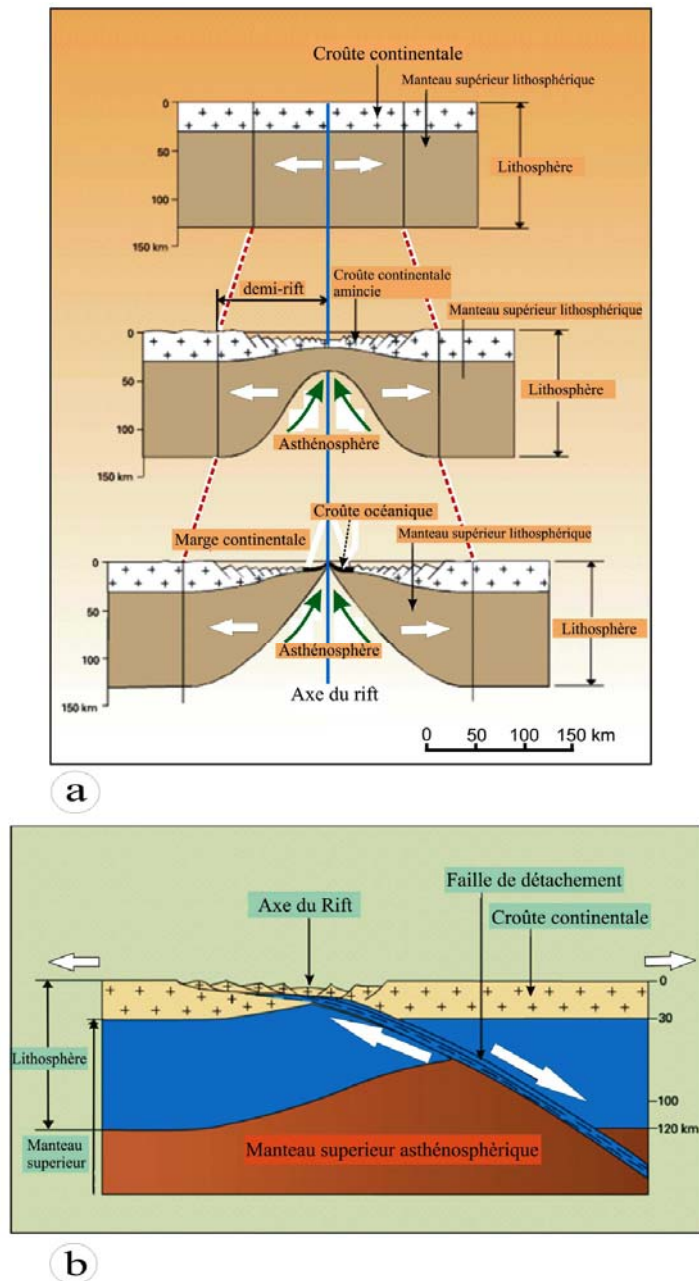


Fig.17 : Modèles d'extension lithosphérique : a) par cisaillement pur (Le Pichon et al., 1982) ; b) par cisaillement simple (Wernicke, 1985)

Cette extension crée un amincissement lithosphérique et une structure de rift en surface. Le manteau asthénosphérique remonte alors passivement, en réponse à l'extension, et subit une fusion partielle par décompression

adiabatique. Le transfert de magma à travers la croûte continentale peut être facilité par les structures anté-triasiques, par exemple hercyniennes et/ou tardi-hercyniennes. Celui-ci s'exprime, au niveau de la Pangée, sous forme de dykes, de sills ou de coulées, actuellement répartis sur les quatre continents (Europe, Amériques, Afrique). Ce concept suppose que l'extension précède le magmatisme, sans requérir de panache (Bédard, 1985 ; Pegram, 1990; Bertrand, 1991; Hames et al., 2000; McHone, 2000; Puffer, 2001;Puffer, 2003 ; DeMin et al., 2003 ; Iacumin et al., 2003 ; Jourdan et al., 2003 ; Deckart et al., 2005 ; Verati et al., 2005 ; Coltice et al. 2007).

L'extension de la lithosphère peut se faire (Fig.17.a) par cisaillement pur (Le Pichon et al., 1982), engendrant un amincissement lithosphérique et un rift symétrique. L'extension peut aussi se faire (Fig.17.b) par un mécanisme de cisaillement simple (Wernicke, 1985), par exemple selon une faille de détachement (Maillard et al., 2006), créant alors un rift asymétrique.

Cette faille de détachement serait une zone de faiblesse, héritée des orogènes anté-triasiques (Fig.5 et Fig.6).

Dans le cas de la marge marocaine et de sa marge conjuguée de la Nouvelle-Ecosse (Fig.18), ce modèle peut être contraint par la combinaison d'une approche géophysique en mer et géologique à terre (Maillard et al., 2006; Bertrand et al, 2006).

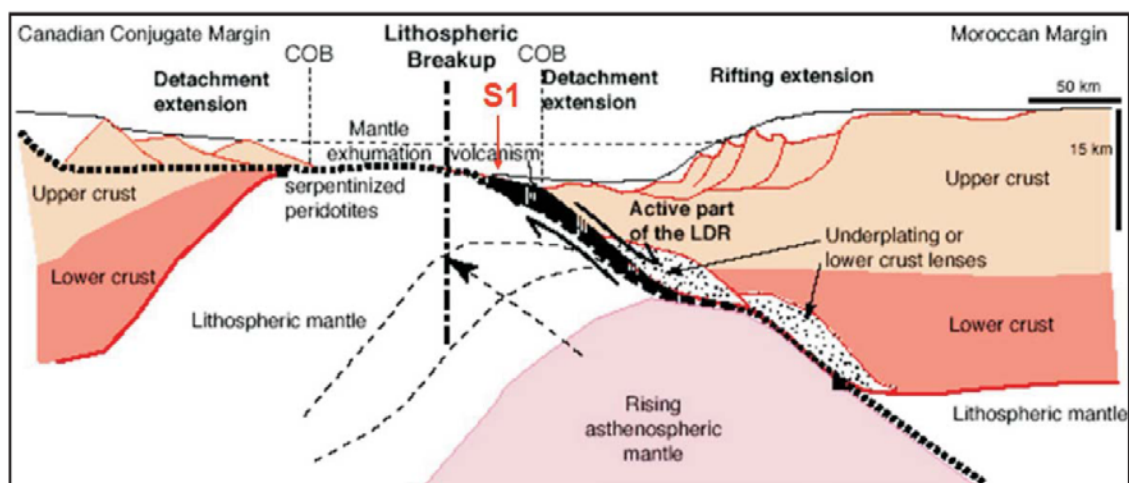


Fig.18 : Modèle d'extension lithosphérique et remontée asthénosphérique dans le secteur de la marge marocaine et sa marge conjuguée de la Nouvelle-Ecosse (Maillard et al., 2006).

Dans ce modèle, le détachement lithosphérique à l'origine de l'amincissement lithosphérique et de la structure de rift est suivi par une remontée asymétrique de l'asthénosphère, jusqu'à la rupture continentale, la dénudation du manteau coté canadien et la mise en place du magmatisme associé à l'anomalie S1 (Maillard et al., 2006 ; Bertrand et al., 2006).

### 3- Modèle du « mantle global warming »

Des recherches récentes (Coltice et al., 2007) montrent par des modèles numériques que l'accrétion de supercontinents (comme la Pangée) facilite le développement de larges anomalies thermiques dans le manteau supérieur sous-jacent, ce qui favorise la fusion à grande échelle sans exiger la participation de panaches mantelliques. Ce modèle de « mantle global warming » pourrait rendre compte de la plus grande surface de la CAMP, de sa géométrie allongée et des épaisseurs de laves moindres, par rapport au modèle de panache.

## **TROISIEME PARTIE**

# LE VOLCANISME DU BASSIN DES KSOUR (ATLAS SAHARIEN, OCCIDENTAL, ALGERIE) ET LA PROVINCE MAGMATIQUE DE L'ATLANTIQUE CENTRAL (CAMP)

## A- CARTES ET COUPES LITHOLOGIQUES DES SITES TRIASIQUES ET DES GISEMENTS BASALTIQUES

Dans le bassin des Ksour, les affleurements étudiés contiennent tous au moins une unité volcanique. Seuls les affleurements de Djénien Bou-Rezg de Tiout et d'Ain-Ouarka, contiennent les trois unités volcaniques, nommées ci-après B1, B2 et B3, de bas en haut.

D'une manière générale l'épaisseur des coulées basaltiques est de l'ordre 0,50m (Fig.19). La mauvaise qualité des affleurements souvent tronqués et recouverts par des éboulis, ne permet pas de dénombrer l'ensemble des coulées qui constituent l'unité volcanique.

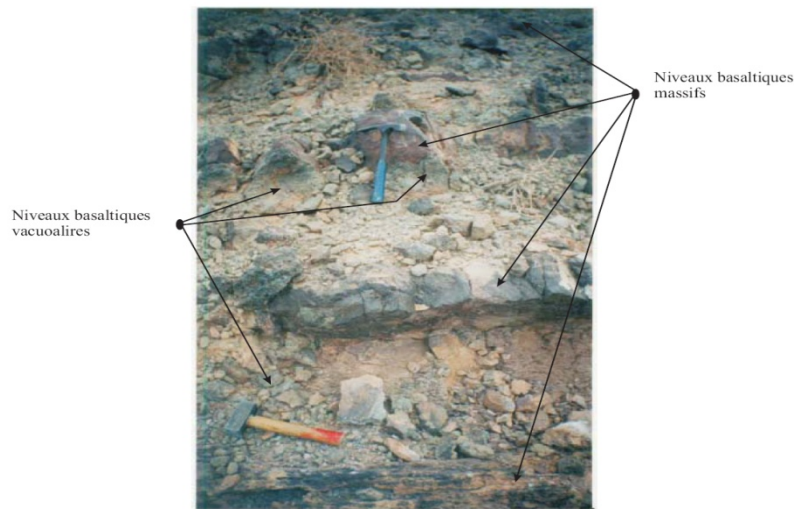


Fig.19 : Succession de coulées volcaniques dans le gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg. Sur cet affleurement, on dénombre 4 coulées successives.

Les neuf gisements échantillonnés (Fig.20 et Tab.1), sont du sud vers le nord : 1) Djénien Bou-Rezg ; 2) Ain-El-Hadjadj ; 3) El-Hendjir ; 4) Tiout ; 5) Ain-Ouarka ; 6) Méhérize ; 7) Ain-Taslouh ; 8) Chélalla Dahrana ; 9) Djebel Melah.

Les gisements de Sfisifa, à l'est d'El-Hendjir et de Djebel Souiga, au SW de Djebel Melah (Fig.3 et Fig.20), n'ont pas été étudiés car les affleurements



argilo-évaaporotiques sont trop petits et les basaltes qu'ils contiennent sont trop altérés.

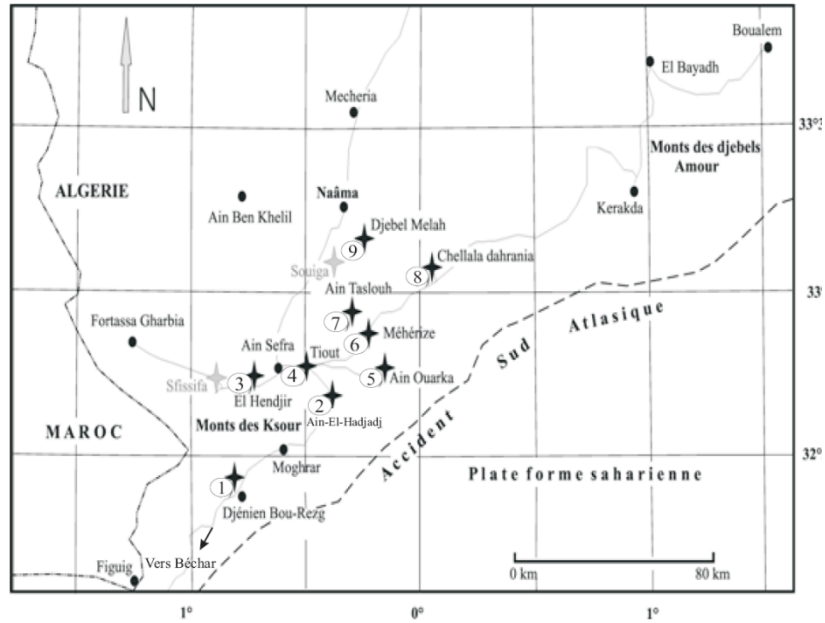


Fig.20 : Localisation des sites triasiques des Monts des Ksour ; les étoiles noires représentent les sites triasiques étudiés ; les étoiles grises représentent les sites triasiques non étudiés (sites restreints contenant des basaltes trop altérés).

Gisement basaltique (pour la situation voir (Fig.3 et Fig.20)	Latitude	Longitude	Carte photo-géologique 1/100000 (Galmier, 1972)
1- Djénien Bou-Rezg (Fig.21)	32°24'12"N	0°47'45"W	Djénien Bou-Rezg
2- Ain-El-Hadjadj (Fig.22)	32°39'18"N	0°22'39"W	Ain-Sefra
3- El-Hendjir (Fig.23)	32°42'45"N	0°42'43"W	Ain-Sefra
4- Tiout (Fig.24)	32°44'59"N	0°29'15"W	Ain-Sefra
5- Ain-Ouarka (Fig.25)	32°44'03"N	0°08'05"W	Ain-Sefra
6- Méhérize (Fig.26)	32°50'37"N	0°13'07"W	Ain-Sefra
7- Ain-Taslouh (Fig.27)	32°54'08"N	0°17'10"W	Ain-Sefra
8- Chélalla Dahrania (Fig.28)	33°02'16"N	0°03'33"E	Chellala Dahrania
9- Djebel Souiga-Melah (Fig.29)	33°08'08"N	0°14'27"W	Mékalis

Tableau 1 : Coordonnées géographiques des gisements basaltiques des Monts des Ksour

## 1- Djénien Bou-Rezg (Fig.21.a et 21.b)

Les unités volcaniques B1, B2 et B3 de Djénien Bou-Rezg sont en relation stratigraphique avec des niveaux sédimentaires distinctifs. Ces derniers représentent des repères de référence dans la séquence volcano-évaporitique.

Le gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg se trouve à 90km d'Ain Sefra sur la route de Béchar (Fig.3 et Fig.20) et à 4 km au nord de la ville de Djénien Bou-Rezg, au lieu dit Ez-zerga de Djénien-Bou-Rezg.

Le site a une forme ellipsoïdale d'axe NE-SW. Il apparaît dans la zone axiale du synclinal de Djénien Bou-Rezg qui s'étend entre le Djebel El-Ktef, au NW, et le Djebel Bou-Amoud, au SE (Fig.21.a). Il est en contact avec les formations du Crétacé qu'il redresse.

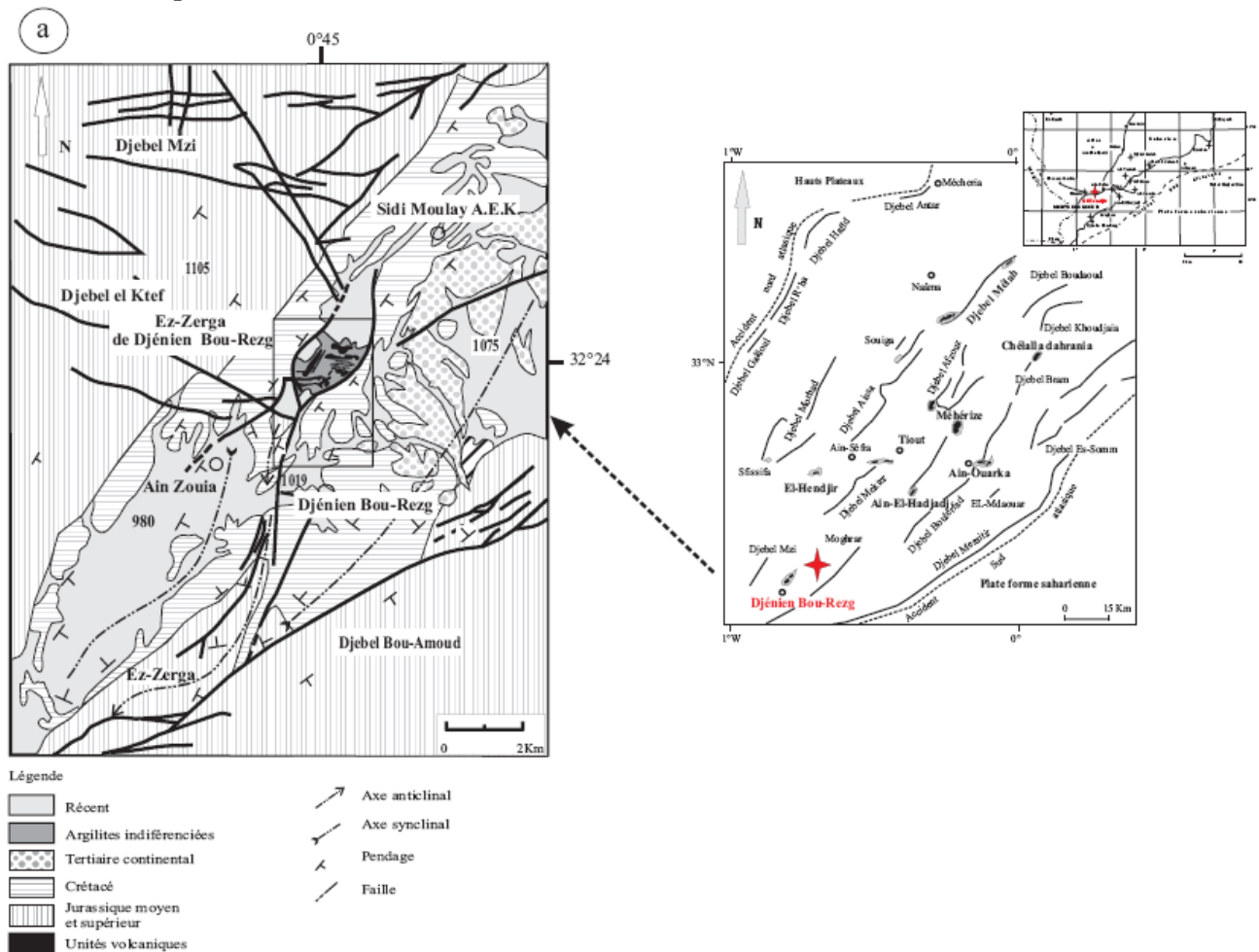


Fig.21.a : Contexte géologique du site triasique de Djénien Bou-Rezg

Dans ce site, j'ai relevé deux coupes L1 et L2 (Fig.21.b).

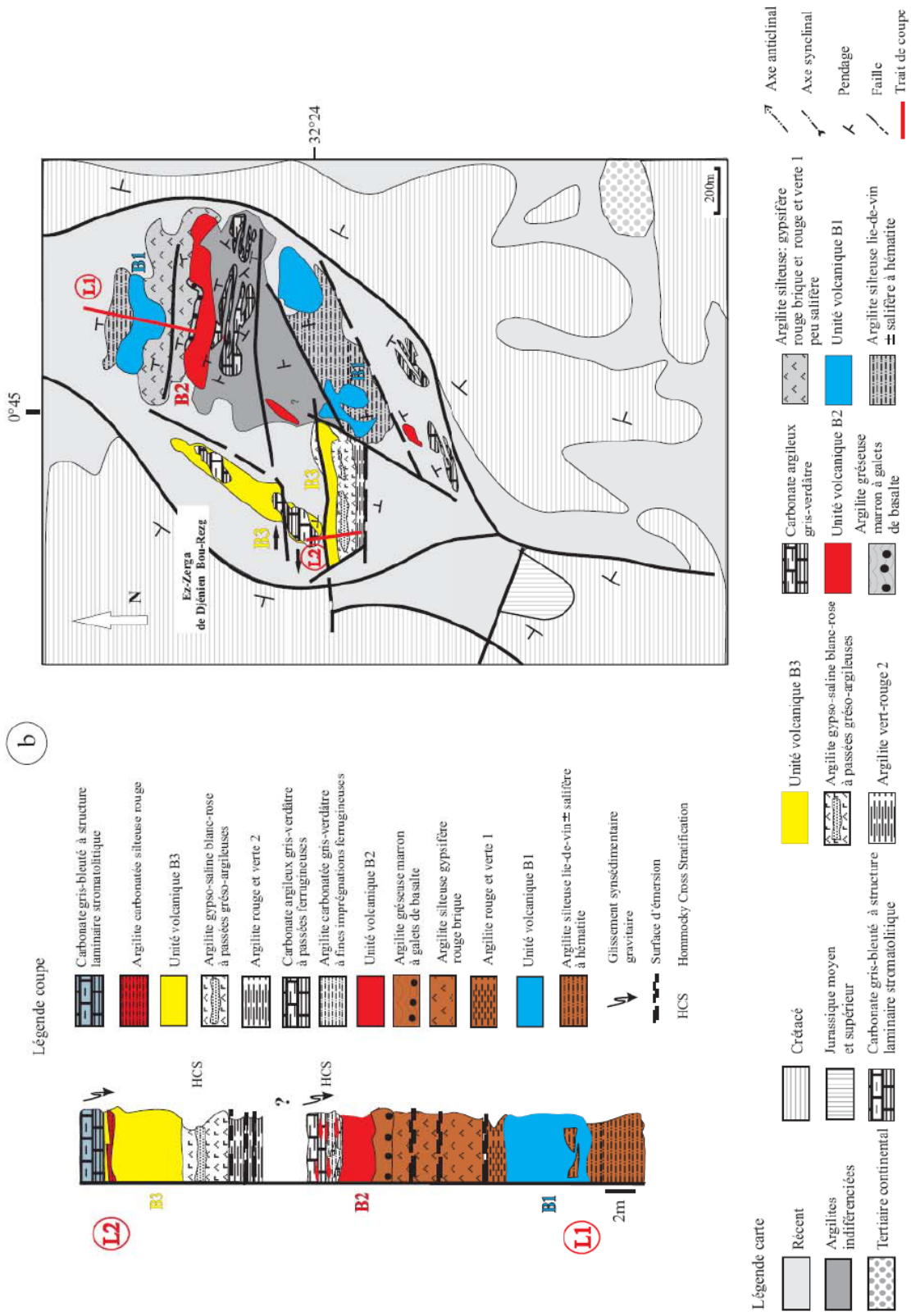


Fig.21.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg

- La première coupe L1, au NE du site, montre la séquence suivante, de bas en haut :

- Argilite silteuse lie-de-vin ( $\pm$  salifère), épaisse de 3 à 5m. Elle est finement litée et contient de l'hématite.

- Unité volcanique B1 épaisse de 6 à 7m. Le basalte est vert sombre ou vert clair.

Les coulées, lorsqu'elles sont visibles, se remarquent par l'alternance de parties massives, et vacuolaires (Fig.19). Dans la partie massive apparaissent quelques phénocristaux d'olivine visibles à la loupe, le reste de la paragenèse n'étant pas visible à l'œil nu.

L'association entre l'argilite silteuse lie-de-vin à hématite et le basalte se matérialise par des interpénétrations. Ce niveau d'argilite constitue donc un repère stratigraphique pour caler l'unité volcanique B1.

Les échantillons sélectionnés pour analyses chimiques sont les suivants : BGO, BG3, B1.2.03, B1.1.03, Dj.1.1, Tb1.03, BGC3, B5.

- Argilite vert-rouge, d'aspect schisteux, épaisse de 2m. Elle se termine par un niveau à fentes de dessiccation (mud cracks), sur une épaisseur de 3cm.

- Argilite silteuse rouge brique ; elle est gypsifère et finement litée. Son épaisseur est de 6m. Des mud cracks y sont également observés.

- Barre d'argilite gréseuse marron, épaisse de 1,5m. A la base, des galets de basalte vacuolaire (ou leur moule externe), de taille centimétrique, sont présents.

- Unité volcanique B2 épaisse de 2,5m. Le basalte est vert sombre et montre une structure massive ou vésiculée. Il se débite, par endroit, en pelure d'oignon. Les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu.

Deux échantillons ont été sélectionnés pour analyses chimiques : BGC'3 et B6.

- Argilite carbonatée gris-verdâtre à fines imprégnations ferrugineuses discontinues, épaisse de 0,50m. Elle présente des structures entrecroisées de type HCS (Hommocky Cross Stratification). Elle est surmontée par 1m de carbonate argileux gris-verdâtre à passées ferrugineuses centimétriques. Ce carbonate se

présente en plaquettes ondulées de 5 à 10cm d'épaisseur. Il est affecté par des plissements syn-sédimentaires gravitaires. Dans les têtes de pli, des éléments de 1 à 8cm à contour anguleux et de même nature que le carbonate sont consolidés par des niveaux argilo-carbonatés de couleur beige. L'association avec le basalte de l'unité volcanique B2 se matérialise par des interpénétrations argilite-basalte et carbonate-basalte. Ce faciès sédimentaire qui est associé au basalte de l'unité volcanique B2 diffère d'un gisement à un autre (par exemple par l'absence de matière ferrugineuse). Cependant, l'unité volcanique B2 est souvent épidotisée.

- La deuxième coupe L2, au SW du gisement, montre la séquence suivante, de bas en haut :

- Argilite rouge et verte finement litée, épaisse de 3m. Elle se caractérise par plusieurs niveaux à mud cracks de 3cm, présents de la base au sommet.

- Argilite salifère blanc-rose. Son épaisseur est de 3m. Dans sa partie supérieure, apparaissent des dalles grésio-argileuses beiges, épaisses de 20cm. Ces dalles grésio-argileuses se caractérisent par des stratifications entrecroisées de type HCS et des empreintes de cristaux de sel millimétriques à centimétriques. Ces argilites représentent un repère qui se trouve systématiquement sous l'unité volcanique B3. Dans certains sites, les dalles grésio-argileuses peuvent ne pas apparaître.

- Unité volcanique B3 épaisse de 5m. Le basalte est vert clair ou violacée et se caractérise par des niveaux massifs et vésiculés. Dans la partie massive apparaissent quelques phénocristaux de pyroxène encore visibles à la loupe, le reste de la minéralogie n'étant pas visible à l'œil nu ; dans la partie vacuolaire la paragenèse secondaire est constituée par du quartz, calcite, épidote, trémolite etc.

Au sommet de l'unité volcanique, le basalte contient des enclaves centimétriques à décimétriques d'argilite silteuse carbonatée rouge finement litée. Cette relation volcano-sédimentaire argilite-basalte fait de ce niveau sédimentaire un niveau repère.

Aucun échantillon de basalte n'a été sélectionné à cause de l'altération.

- Carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique, épais de 1,5m. Il est affecté par des plissements syn-sédimentaires de pente et par une bréchification dans les têtes de pli. Ce niveau repère scelle la séquence volcano-évaporitique. C'est un faciès qui est identique à ceux qui se trouvent dans les sites d'Ain-El-Hadjadj, de Tiout et d'El-Hendjir. Dans les deux premiers sites, ces faciès ont fourni des fossiles qui permettent de les situer dans le Rétho-Hettangien (Bassoulet, 1973). Ceux du troisième site seraient du même âge par analogie faciologique (Bassoulet, 1973).

## 2- Ain-El-Hadjadj (Fig.22.a et b)

Le gisement basaltique d'Ain-El-Hadjadj est situé à 28 km au SW de la ville d'Ain Sefra sur la route de Djenien Bou-Rezg (Fig.3 et Fig.20). Il apparaît à l'extrémité SE de l'anticlinal de Djebel Djara et au NE de Djebel Cheracher (Fig.22.a). Le site d'Ain-El-Hadjadj (Fig. 22.b), restreint, à une longueur de 1km et une largeur de 250m. Il est visible grâce à la couleur verdâtre des roches basaltiques, à celles des argilites bigarrées et aux efflorescences salifères. Ces différentes couleurs le distinguent des formations jurassiques du Djebel Djara de couleur grisâtre.

Dans ce site, j'ai relevé deux coupes L1 et L2 situées à l'ouest du site (Fig.22.b)

- La première coupe (L1) est constituée par la séquence suivante, de bas en haut :

- Argilite rouge et verte épaisse de 1,5m finement litée, d'aspect schisteux.
- Argilite rouge brique, litée, gypsifère épaisse de 1,5m.
- Unité volcanique B2, caractérisée par le développement d'épidote vert-clair à vert-pistache. Son épaisseur est de 1,60m. Elle se débite en plaquettes ou en bancs massifs de 20 à 30cm d'épaisseur. Les niveaux vésiculés se distinguent par une minéralogie secondaire à quartz, calcite, épidote, amphibole, présente dans les vacuoles.

- Cette unité volcanique est associée à une argilite carbonatée gris-verdâtre peu ferrugineuse.

- Le carbonate argileux gris-verdâtre peu ferrugineux est représenté par un lambeau métrique en enclave dans les basaltes épidotisés. Il montre des plissements syn-sédimentaires de pente. Il est identique à celui du gisement de Djénien Bou-Rezg.

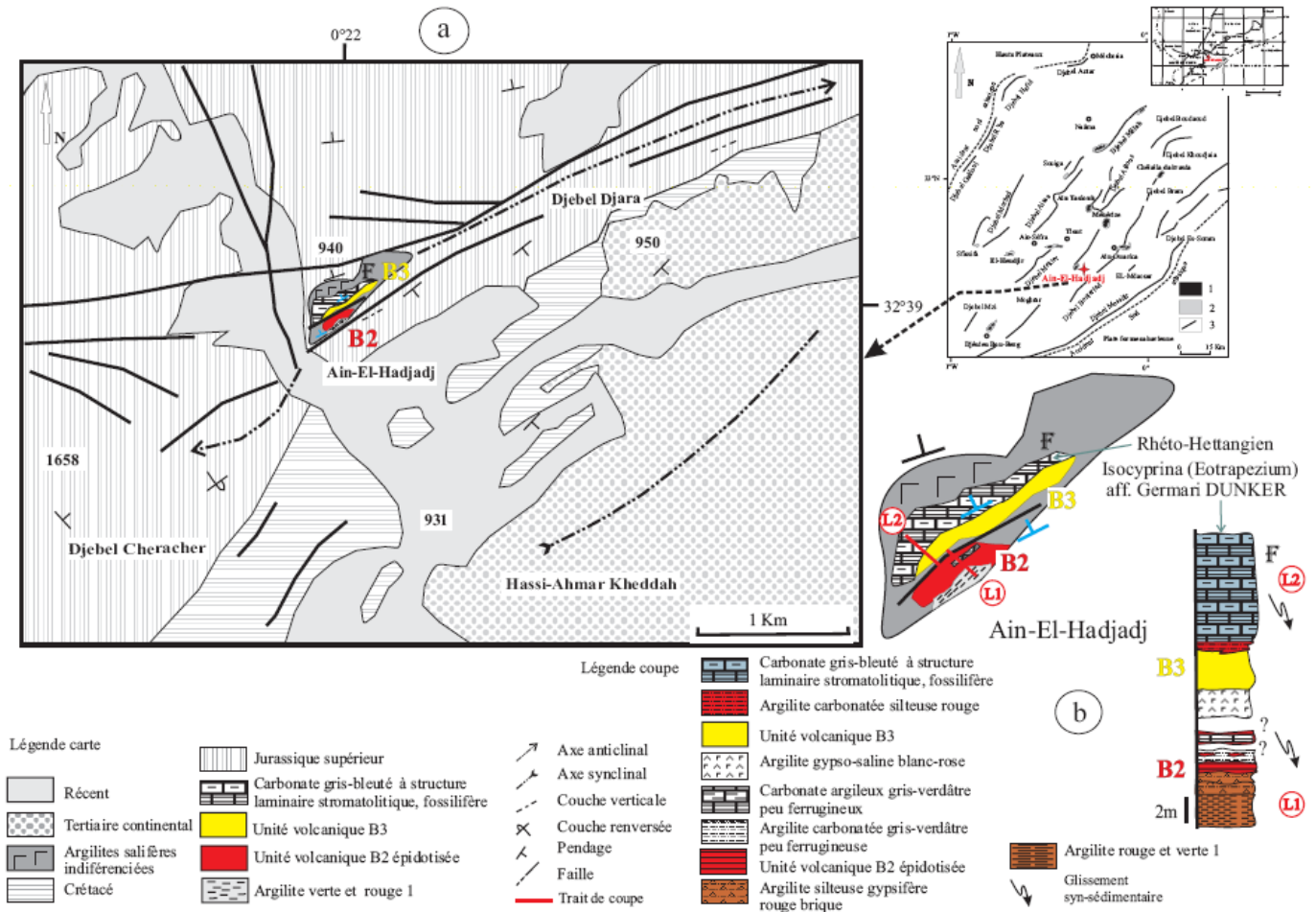


Fig.22 : a) Contexte géologique du site triasique d'Ain-El-Hadjadj ; b) Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique d'Ain-El-Hadjadj

- La deuxième coupe (L2) est constituée par la séquence suivante, de bas en haut :

- Argilite gypso-saline blanc-rose à efflorescences salifères. Son épaisseur est de 2,5m.

- Unité volcanique B3 épaisse de 2m. Le basalte est vert clair ou violacé, massif ou vésiculé.

Aucun échantillon n'a été sélectionné pour des analyses chimiques à cause de l'altération.

- Argilite silteuse carbonatée rouge, épaisse de 30cm. Elle s'interpénètre avec le basalte.

- Carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique, épais de 12mètres. Il est affecté par des plissements syn-sédimentaires gravitaires. Il est bréchifié dans les têtes de plis. Il s'est montré fossilifère en fournissant *Isocyprina (Eotrapezium) aff. germari* DUNKER (Bassoulet, 1973)

### 3- El Hendjir (Fig.23.a et 23.b)

Le gisement basaltique d'El-Hendjir se situe à une distance de 14km à l'ouest d'Aïn Sefra sur la route de Sfisifa (Fig.3 et Fig.20), entre Rofset El-Hamra, au Nord, et la carrière de Sefrat el Djir, au Sud (Fig.21.a).

Le site d'El-Hendjir à une forme circulaire ayant un diamètre de 800m. Il apparaît dans les formations du Crétacé dont il redresse les couches. Les pendages, de 65° vers le NW au contact, s'atténuent jusqu'à 10° en s'éloignant du site (Fig. 23.b). Celui-ci se caractérise par l'abondance de carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique. Le basalte apparaît uniquement au Sud de l'affleurement.

Dans ce site, j'ai relevé une seule coupe L1 située au SE du site

On observe la séquence suivante, de bas en haut :

- Argilite litée, de couleur rouge et verte. Elle apparaît au SE et au Nord du site. Elle est différente de celle du Crétacé qui s'interstratifie entre les bancs gréseux à malachite et azurite. Cette remarque a été faite auparavant par [Flamand \(1911\)](#).

- Argilite gypso-saline blanc-rose, épaisse de 1,5m.

- Unité volcanique B3 épaisse de 2,5m. Le basalte à une couleur vert sombre. Sa structure est massive ou vésiculée. Dans la roche massive apparaissent quelques phénocristaux de pyroxène visibles à la loupe, le reste de la paragenèse n'étant pas visible ; dans la roche vacuolaire, les vacuoles sont remplies par une paragenèse secondaire. Cette dernière est constituée par du quartz, de la calcite, épidote, amphibole etc.



Les échantillons sélectionnés pour analyses chimiques sont : FC1, FC2, ELHFC3, ELH1, ELH2, SF03.

- Argilite silteuse carbonatée rouge, épaisse de 20cm. Elle est cuite au contact du basalte. En outre, le contact inférieur est matérialisé par des filonnets d'opagues noirs et par des enclaves centimétriques de l'argilite dans le basalte et vice versa.

- Carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique, épais de 2m. Il montre, à la base, des figures sédimentaires de type HCS, des oncolites et des madréporaires au sommet (communication orale [Benhamou et Elmi](#)). Il est très affecté par des plissements syn-sédimentaires et est localement bréchifié dans les têtes de plis.

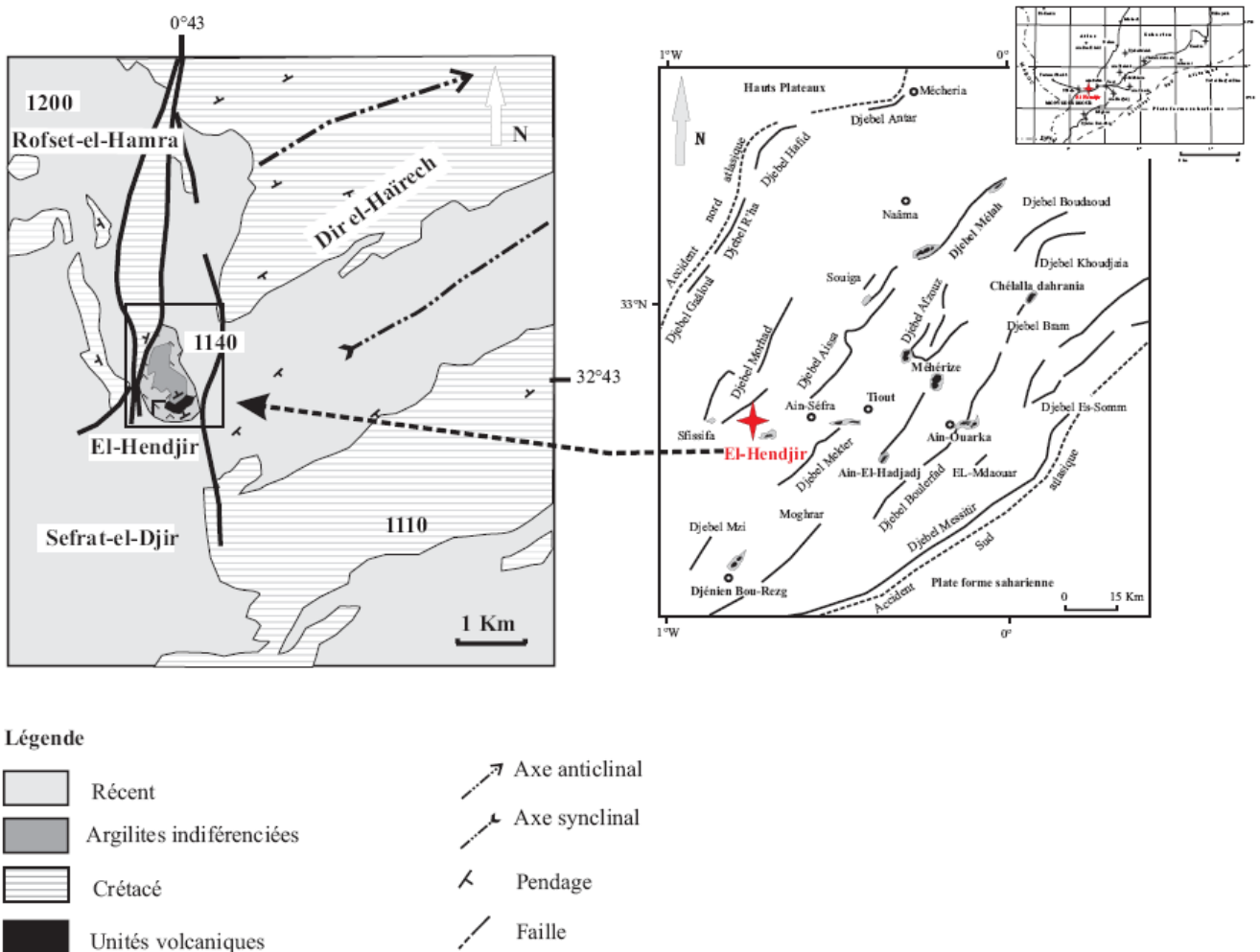


Fig.23.a : Contexte géologique du site triasique d'El-Hendjir

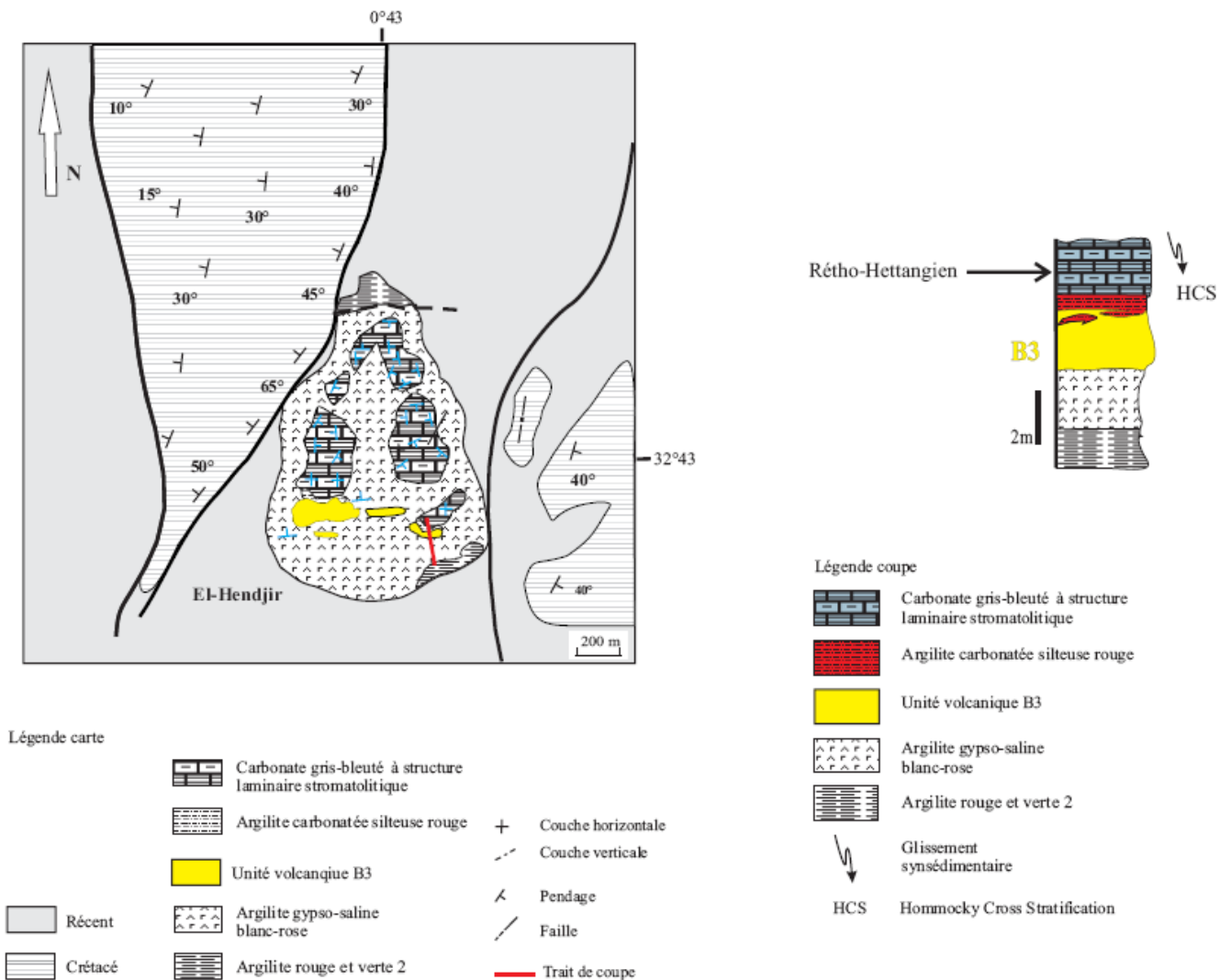


Fig.23.b : Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique d'El-Hendjir

#### 4- Tiout (Fig.24.a et 24.b)

Le gisement basaltique du pont de Tiout (Fig.24.a) se situe à 12km à l'est d'Ain Sefra, au SW de l'oasis de Tiout (Fig.3 et Fig.20).

De loin, le site montre une couleur blanchâtre, dû aux efflorescences salifères. Il se situe entre le Jurassique supérieur de Djebel Mekter d'altitude 1310m et le Crétacé du synclinal de Tiout, d'altitude 1040m.

Le site du pont de Tiout a une forme allongée de direction WSW-ENE (Fig.24.b). Sa longueur est de l'ordre de 6km ; sa largeur de 400m passe à 500m au niveau de sa partie centrale plus dilatée.

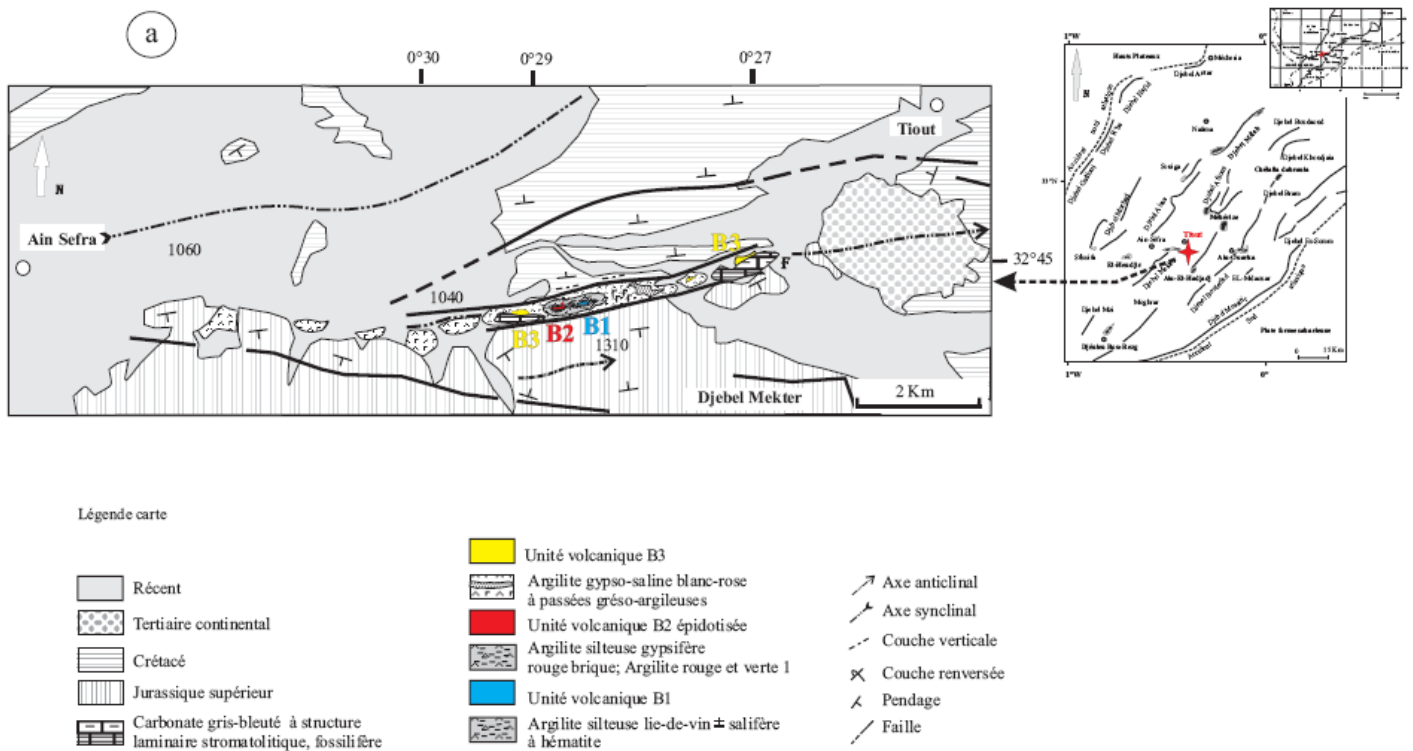


Fig.24.a : Contexte géologique du site triasique de Tiout

Le contact avec les formations du Crétacé, au Nord, se matérialise : 1) par l'accentuation des pendages de l'engraissant qui varient entre 60° et 90° vers le nord ; 2) par une zone de broyage qui parcourt le contact ; 3) par des stries horizontales sur les miroirs de failles dans les grés crétacés. Ces stries ont une direction N80° en moyenne ; le pitch est incliné de 30 à 35° vers l'est.

L'étude géologique, du site de Tiout, m'a permis d'identifier trois zones (Fig.24.b) : 1) à l'Ouest, la lithologie est essentiellement argileuse ; elle contient un petit massif de carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique identique à celui qui se trouve dans la zone orientale ; 2) au centre, l'ensemble de la séquence volcano-évaporitique est présente ; 3) à l'Est, se trouve le petit massif de carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique étudié par Bassoulet (1971 et 1973).

La zone centrale, plus dilatée vers le nord, se resserre aux extrémités ce qui donne au site argilo-évaporitique une forme allongée et fusiforme. Cette morphologie est le résultat d'une mise en place le long d'un plan de faille E-W.

Dans la zone centrale du site, les unités volcaniques B1, B2 et B3 affleurent bien mais ne forment pas une séquence continue. Quatre coupes (de L1 à L4) ont été levées dans quatre lambeaux discontinus afin de reconstituer la séquence volcano-évaporitique.

La succession des lithologies, de bas en haut, est la suivante :

- La première coupe (L1)

- Argilite de couleur lie-de-vin à débit schisteux. Son épaisseur est de 6m. Elle est silteuse, ± salifère et riche en hématite. Cette dernière, se présente sous deux aspects : 1) en paillettes noires et brillantes, éparses dans la masse sédimentaire 2) en filonnets tapissant la surface structurale du banc.

- Unité volcanique B1 épaisse de 4m. Le basalte à une couleur vert sombre, vert clair ou violacé. Le basalte et l'argilite s'interpénètrent. L'échantillon Tiout a été sélectionné pour analyses chimiques.

- Argilite rouge et verte, épaisse de 1,70m. Elle se caractérise par un aspect schisteux et de nombreux plis gravitaires. En outre, elle est traversée par des filonnets de calcite qui remplissent les fissures.

- Argilite silteuse rouge brique, gypsifère, finement litée. Son épaisseur est de 1,50m.

- La deuxième coupe (L2) est constituée comme suit :

- Argilite gréseuse marron. Elle est finement litée et contient des galets centimétriques de basalte vacuolaire vert clair.

- Epidotite (unité volcanique B2) de couleur vert pistache à débit schisteux, épaisse de 1,70m. La nature volcanique se reconnaît aux structures massives et vésiculées. En outre, les vésicules sont remplies par une minéralogie secondaire à quartz, calcite, épidote, amphibole etc. Ce faciès épidotitique contient des enclaves centimétriques cuites d'argilite ferrugineuse et de carbonate noir ferrugineux.

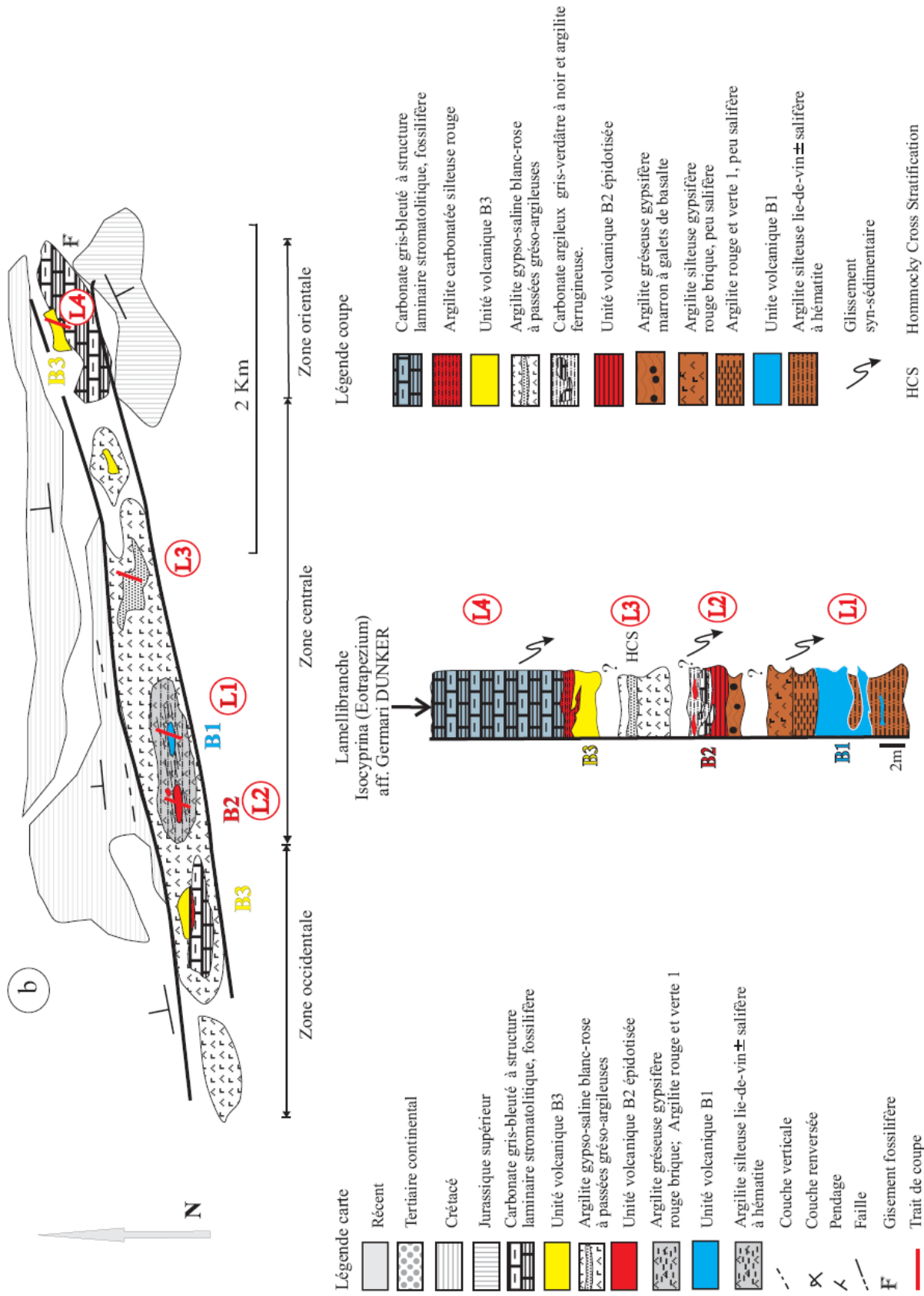


Fig.24.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique de Trout

- La troisième coupe (L3) est constituée par la succession suivante :

- Argilite salifère blanc-rose. Son épaisseur apparente est de 4m. Dans sa partie supérieure, il y a des dalles discontinues grés-argileuses de couleur beige, épaisses de 25cm, qui montrent des stratifications entrecroisées de type HCS et des empreintes de cristaux d'halite centimétriques.

- La quatrième coupe (L4) est constituée par la succession suivante :

- Unité volcanique B3, épaisse de 2,5m. Le basalte à une couleur vert clair ou violacé. Sa structure est massive ou vésiculée. Les minéraux ne sont pas visibles à l'œil nu, excepté quelques grains de pyroxène.

Aucun échantillon basaltique n'a été sélectionné à cause de l'altération.

- Argilite carbonatée silteuse rouge. Son épaisseur est de 30cm. Le contact avec le basalte est matérialisé par des filonnets ferrugineux et par la cuisson de l'argilite.

- Carbonate de couleur gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique. Il apparaît dans la zone orientale du site avec une épaisseur de l'ordre de 15m et dans la zone occidentale avec une épaisseur de 5m. Il est affecté par des plissements syn-sédimentaires gravitaires.

Dans la zone orientale du site (Fig.24.b), le carbonate est représenté par un petit massif en bordure de l'oued d'Aïn Sefra, 500m à l'Est du pont Tiout sur l'axe routier d'Oran-Béchar. En bordure de l'oued à environ 100m du front de taille de la carrière, [Bassoulet \(1973\)](#) a découvert dans ce petit massif des empreintes de pas de dinosaures qui appartiennent au genre *Grallator* HITCHCOCK. Il reconnaît, au toit du niveau à traces de dinosauriens, un banc contenant des lamellibranches qu'il attribue à *Isocyprina (Eotrapezium) aff. germani* DUNKER, des exemplaires indéterminables généralement appartenant aux Bakvellidae (famille à laquelle appartient *Gervillia praecursor*). L'espèce *J. germani* est hettangienne, le genre est connu du Trias supérieur jusqu'au Lias inférieur. Les empreintes tridactyles du genre *Grallator* sont connues du Trias moyen jusqu'au Lias inférieur. On les rencontre en France, en Vendée, dans le Rhétien et l'Hettangien ([Bassoulet 1973](#)). Ces considérations conduisent [Bassoulet](#) à admettre pour ces niveaux carbonatés, et pour ceux qu'il a aussi

reconnu dans les sites de Djebel Melah et d'El-Hendjir, un âge Rhétien ou Hettangien très probable.

D'un autre côté, [Ait-Ouali \(1991\)](#) compare ces faciès carbonatés avec ceux, contenant *Mytilus cf. psilonoti* QUENSTEDT, décrit par [Flamand \(1911\)](#) et [Bassoulet \(1973\)](#) dans le site de Djebel Melah. Il montre que ces faciès sont identiques et se situent sous la formation L1 (Hettangien-Sinumurien) dont ils se séparent par la discontinuité D<sub>0</sub>. Cette dernière est considérée comme étant le passage entre le Rhétien et l'Hettangien ([Ait-Ouali, 1991](#)).

### 5- Ain-Ouarka (Fig.25.a et 25.b)

Le gisement basaltique d'Ain-Ouarka est situé à 50km à l'est de Tiout (Fig.3 et Fig.20).

La lithologie volcano-sédimentaire du site d'Ain-Ouarka est visible du col de Téniet-Bou-Rdou (Fig.25.a et 25.b); elle contraste nettement avec les formations du Jurassique qui l'entourent.

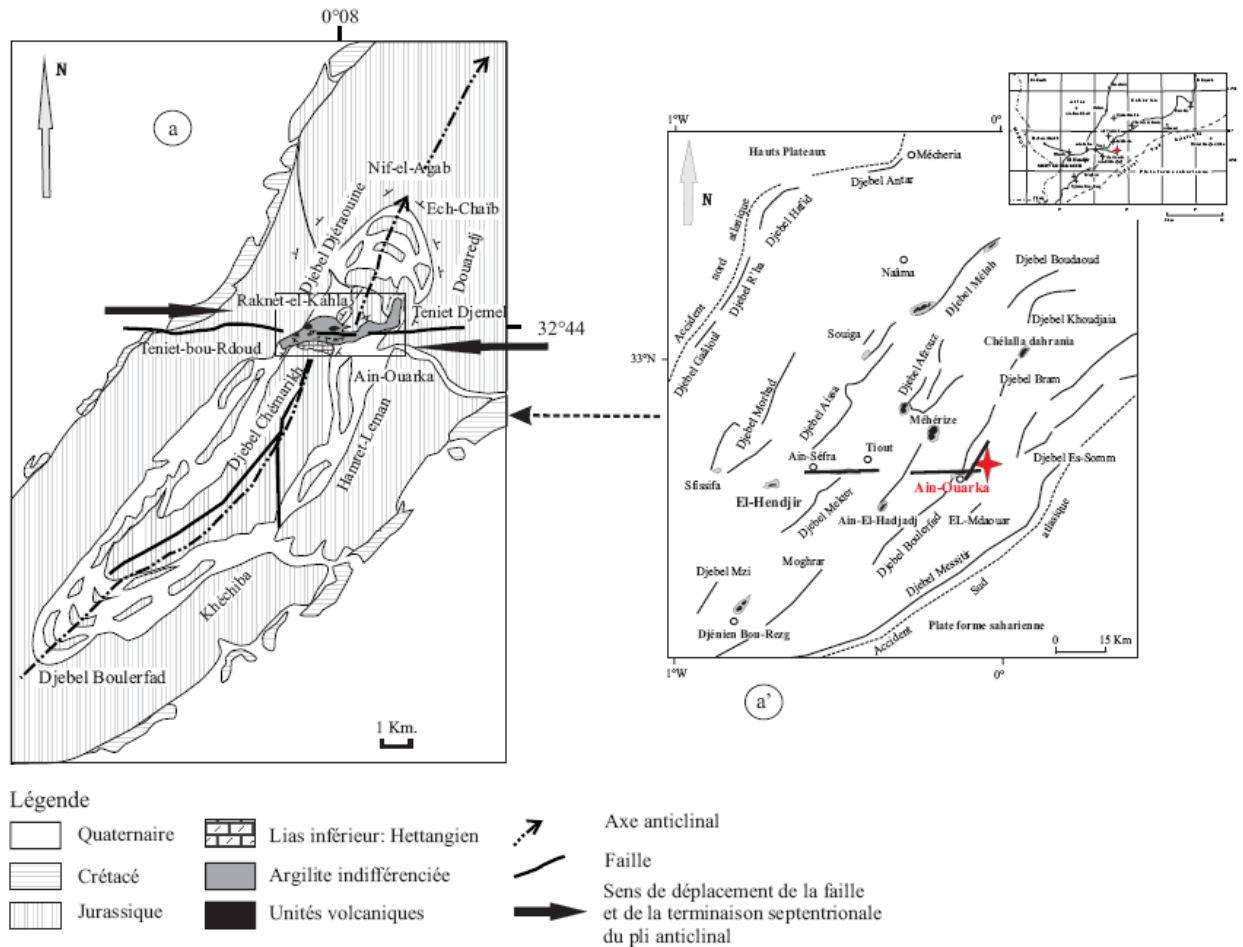


Fig.25.a : Contexte géologique du site triasique d'Ain-Ouarka

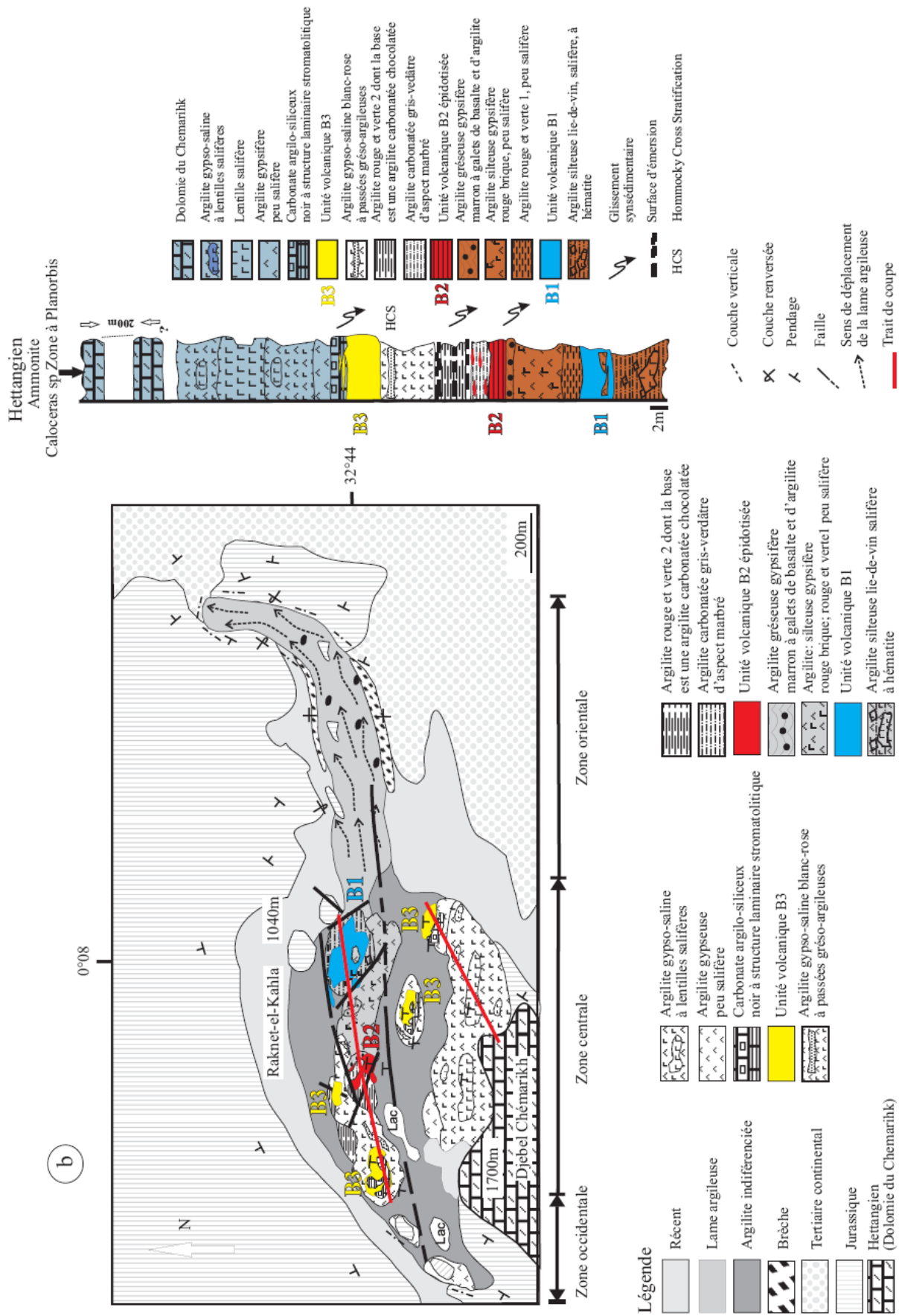


Fig. 25.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique d'Ain-Ouarka



Le site, à une altitude de 1000m, se situe dans une dépression en contrebas du Djebel Chémarikh d'altitude 1700m. Il est entouré par les reliefs de Djebel Djéraouine d'altitude 1513m à l'Ouest, de Nif-el-Ogab d'altitude 1706m au Nord, d'Ech Chaïb et de Douaredj d'altitude 1377m à l'Est (Fig.25.a). Ces reliefs constituent la terminaison septentrionale du pli anticlinal de Djebel Boulerfad (Douihasni et Rolet, 1974). Le Djebel Chémarikh, dolomitique, constitue, avec la séquence volcano-évaporitique du site d'Ain-Ouarka, le cœur du pli.

Le site argilo-évaporitique d'Ain-Ouarka affleure selon une direction E-W, transversalement à la structure anticlinale dont la direction est NE-SW (Fig.25.a). Les formations sédimentaires qui constituent les reliefs septentrionaux de la terminaison périclinale du pli, sont déplacées vers l'est par la faille d'Ain-Ouarka de direction E-W (Fig.25.a). Le rejet horizontal dextre, est de l'ordre de 1500m. En outre, la topographie montre un rejet vertical de 700m, entre le site d'Ain-Ouarka et le Djebel Chémarikh (Fig.25.b). La composante de ce rejet est un mouvement oblique, confirmé par des stries obliques sur les miroirs de faille (Douihasni et Rolet 1974). La faille d'Ain-Ouarka se trouve dans le prolongement de celle qui longe le site de Tiout (Fig.25.a').

L'étude géologique du site d'Ain-Ouarka (Fig.25.b) a permis de faire les mêmes subdivisions qu'à Tiout.

La zone centrale, longue de 1200m environ, contient la séquence volcano-évaporitique où les unités volcaniques B1, B2, B3 s'identifient bien parce qu'elles sont associées aux repères lithologiques précités. Les zones situées de part et d'autre de la zone centrale ne contiennent pas d'unités volcaniques ; elles correspondent à une extension latérale des argilites évaporitiques. Cette extension les met en contact avec les dépôts qui s'étendent du Lias inférieur au Dogger moyen.

La zone orientale est représentée par une lame argileuse longue de 1000m et large de 300m (Fig.25.b). Son épaisseur de 10m se réduit à 1m au niveau de sa terminaison NE. Elle est constituée par de l'argilite salifère. Elle montre à la base un niveau bréchique à éléments centimétriques. Au milieu de la lame argileuse, les galets et blocs épars sont de taille décimétrique à métrique. Ces éléments sont

constitués par diverses roches de la séquence volcano-évaporitique et des formations du Jurassique qui l'entourent.

Au contact de la lame argileuse, les formations jurassiques sont relevées à la verticale ou renversées. Cette particularité indique que la lame argileuse a exercé une poussée sur ces faciès lors de son déplacement vers le NNW, le NE et le NNE (Fig.25.b).

La zone occidentale, sur 300m de long environ, est gypsifère et peu salifère ; elle se caractérise par des infiltrations à travers les plans de stratification des bancs du Jurassique du Djebel Boulerfad.

Il est à noter que la zone occidentale se gauchie vers le sud, alors que la zone orientale se gauchie vers le nord. Cette morphologie transverse, de direction EW par rapport à la structure NE-SW du pli anticlinal, est du même style tectonique que celle du site de Tiout

La lithologie volcano-évaporitique est la suivante, de bas en haut :

- Argilite silteuse lie-de-vin, épaisse de 7m. Elle est litée, salifère et contient des paillettes d'hématite. En outre, elle contient des trémies de sel centimétriques (1 à 3cm) et quelques lentilles salifères, larges de 0,5m et longues de 1m au plus, dans sa partie basale (NE de la zone centrale).

- Unité volcanique B1, épaisse de 3m. Le basalte est vert à vert clair ; il est massif et vacuolaire.

Deux échantillons ont été sélectionnés dans cette unité volcanique pour analyses chimiques : AO1.2, AOMSH1

- Ensemble d'argilite, épais de 7m. Cet ensemble est constitué, à la base, par une argilite rouge et verte d'aspect schisteux, sur 2m qui évolue vers une argilite rouge brique gypsifère, peu salifère, sur 5m. Cet horizon sédimentaire se caractérise par des figures sédimentaires de pente qui sont représentées par des rouleaux (Fig.26 ; communication orale [Benhamou](#)).

- Argilite gréseuse marron, d'épaisseur 1,20m. Elle contient des blocs centimétriques à contour anguleux ou subanguleux ; les éléments sont constitués par du basalte altéré et par de l'argilite de couleur rouge. A l'échelle de l'échantillon, les éléments basaltiques dominent à la base, ceux d'argilite

dominant au sommet. La taille des éléments est plus grande à la base et se réduit au sommet pour devenir millimétrique (les éléments de basalte se remarquent donc mieux à la base par rapport aux éléments d'argilite et vice versa).

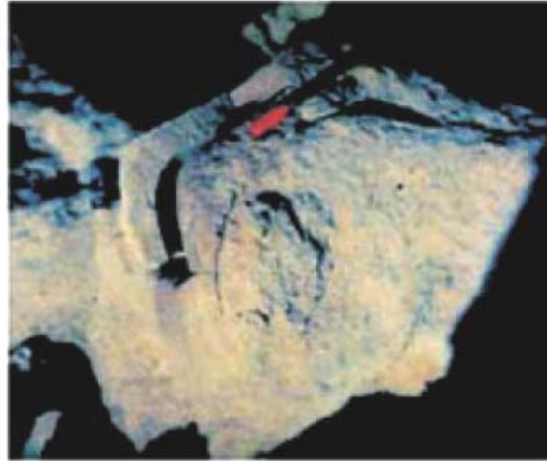


Fig.26 : Structure sédimentaire en rouleau

- Epidotite (unité volcanique B2) vert pistache, épaisse de 1,50m. Elle se débite en plaquettes de 3 à 5cm ou en bancs massifs de 30cm d'épaisseur. Elle a une direction N100° et des pendages compris entre 30 et 40° vers le SSW. Elle montre des vacuoles remplies par une minéralogie secondaire à quartz, calcite, épidote, amphibole etc.

- Argilite carbonatée gris-verdâtre, épaisse de 1,5m. Elle se présente en bancs d'aspect marbré. Ce faciès diffère de celui qui a été observé dans le gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg.

- Ensemble d'argilite rouge et vert, épais de 3m dont la base est constituée par une argilite carbonatée chocolatée, sur 1,5m, qui s'interpénètre avec le basalte. Cette dernière se caractérise par des trémies de sel centimétriques de 6 à 8cm de côté dont la profondeur peut atteindre une dizaine de centimètres. L'argilite rouge et verte est litée et se caractérise par des surfaces à polygones de dessiccation de 10 à 20cm de diamètre. L'argilite rouge remplit les fentes de dessiccation. Aucune activité biologique tel que perforations d'organismes lithophages ou pistes de vers, n'a été observée à la surface. En outre, ce niveau se caractérise par des figures sédimentaires de pente en rouleaux.

- Argilite blanc-rose, salifère et peu gypsifère. Son épaisseur est de 5m. Des dalles ondulées de nature gréso-argileuse beige, épaisse de 30cm, apparaissent de manière discontinue dans la partie supérieure de l'argilite et montrent des stratifications entrecroisées de type HCS et des empreintes de cristaux de halite de taille millimétrique à centimétrique.

- Unité volcanique B3, épaisse de 3,5m. Le basalte à une couleur vert sombre à vert clair, et un aspect massif ou vésiculé. Les affleurements basaltiques affleurent de manière discontinue, à travers le site, suivant une direction N100°. Les surfaces structurales des coulées, lorsqu'elles sont visibles, ont des pendages qui varient entre 50 et 60° vers le SSW. Elles sont en contact avec du carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique. Cette association lithologique n'a été observée que dans le site de Djebel Melah.

Cette relation volcano-sédimentaire carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique-basalte fait de ce niveau sédimentaire un niveau repère. Il n'a pas été identifié dans la séquence volcano-évaporitique de Djenien Bou-Rezg.

Deux échantillons ont été sélectionnés, AOB4.2 et AOB9.1.

- Carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique. Son épaisseur est de 1,5m. L'affleurement se caractérise par des variations du pendage et de la direction des axes de plis qui se recoupent, témoignant d'une tectonique gravitaire. Les interactions carbonate-basalte se manifestent 1) par de nombreuses enclaves centimétriques du carbonate dans le basalte et vice versa ; lorsqu'il ne s'agit que du carbonate, elles sont métriques ; 2) par la cuisson du carbonate ; 3) par de minces passées basaltiques verdâtres, centimétriques (3 à 4cm), suivant les plans de stratification.

Le carbonate montre une structure sparitique dont la cassure devient conchoïdale au contact avec le basalte. A la surface du banc du carbonate, il y a quelques empreintes cubiques ou losangiques, de taille millimétriques, creuses de trémies de sel.

- Argilite gypso-saline, peu salifère. Son épaisseur est de 2m. Elle se caractérise par l'abondance du gypse fibreux, blanc ou jaune brun. Le gypse se

présente soit en filons discontinus centimétrique à décimétrique, épais de 3cm ou en en cristaux de 1 à 6cm, maclée en fer de lance, épars dans la masse argileuse.

- Ensemble d'argilite évaporitique, épais de 17m, contenant des lentilles de sel massives, hyalines ou à impuretés argileuses. Ce sel est exploité par les artisans d'Ain-Ouarka à ciel ouvert.

- Carbonate du Chémarikh. Le sommet de cette formation a été daté de l'Hettangien par une ammonite *Caloceras sp.* Zone à Planorbis (Mékahli, 1995). Le contact entre la séquence volcano-évaporitique et la formation du Djebel Chémarikh n'est pas visible.

#### 6- Méhérize (Fig.27.a et b)

Le gisement basaltique de Méhérize est situé à 20km de Tiout, sur la route d'El-Bayadh et à 8km au SE du gisement d'Ain-Taslouh (Fig.3 et Fig.20).

Le site de Méhérize, de forme circulaire, a un diamètre de 1,5km. Il apparaît dans les formations du Crétacé et se situe dans une dépression du Tertiaire continental entaillé par l'érosion, au NE de Djebel Djara et au NW de la cuvette de la Khoundjaïa (Fig.27.a).

Dans le site, on observe la séquence lithologique suivante (Fig.27.b), de bas en haut :

- Argilite rouge et verte, d'aspect schisteux. Son épaisseur est de 1m. Elle apparaît dans les crevasses creusées par le ruissellement de l'eau.

- Argilite gypsifère rouge brique épaisse de 1m. Elle forme les mamelons de l'affleurement.

- Unité volcanique B2, sur 1,5m. Le basalte à une couleur vert sombre à vert clair. Les minéraux de la roche ne sont pas visibles à l'œil nu.

Deux échantillons ont été sélectionnés pour analyses chimiques : MZH1 et MZH5.

- Argilite carbonatée gris-verdâtre à fines imprégnations ferrugineuses, formant un seul banc épais de 30cm.

- Carbonate argileux gris-verdâtre, épais de 1m. Il se présente en banc ondulés. L'affleurement montre des plissements syn-sédimentaires gravitaires.

Dans les têtes de pli, des éléments de taille 1 à 6cm, à contour anguleux et de même nature que le carbonate gris-verdâtre sont consolidés par de l'argilite carbonatée beige. Le contact inférieur montre une interpénétration argilite carbonatée-basalte B2.

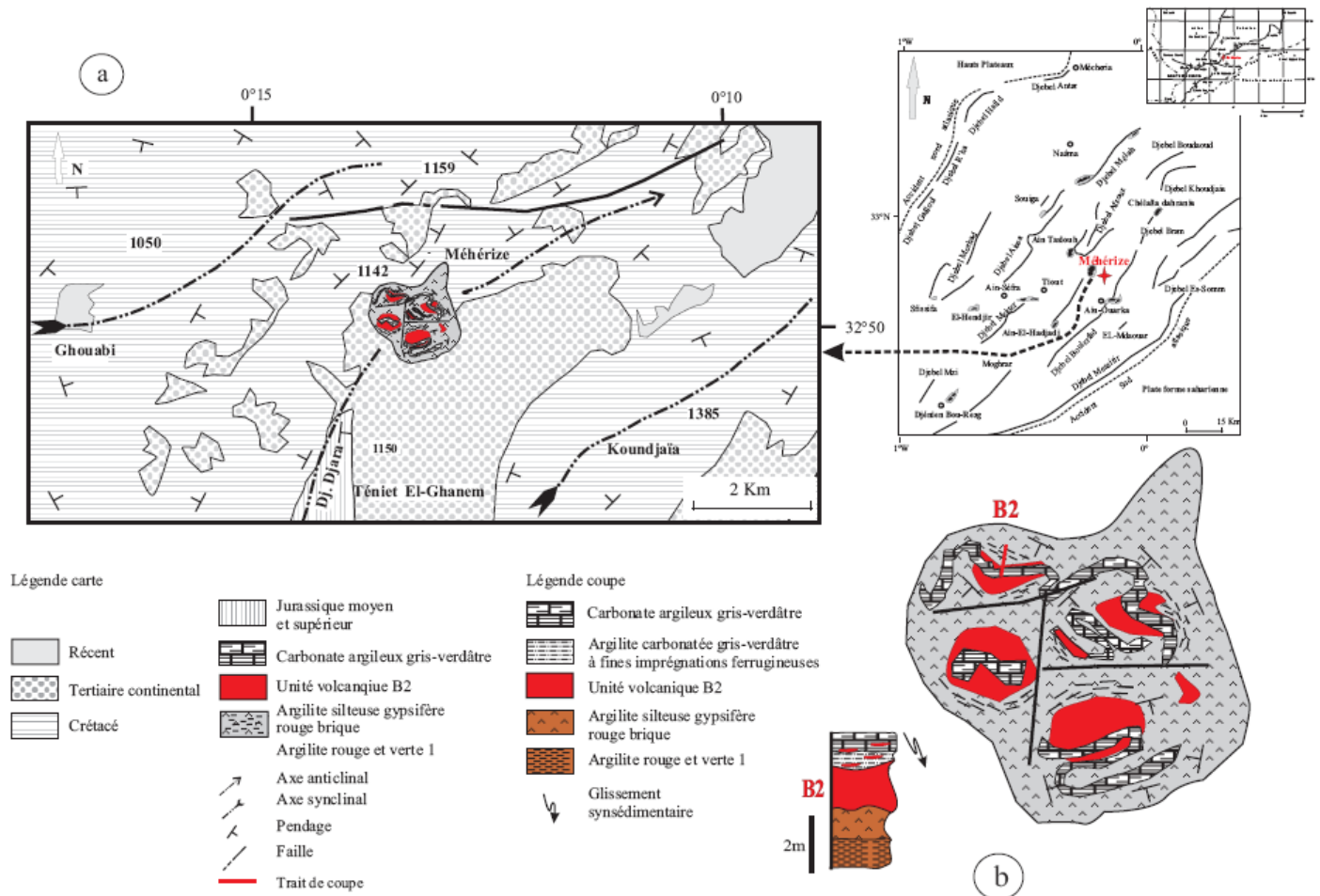


Fig.27 : a) Contexte géologique du site triasique de M'ehérize ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique de M'ehérize

### 7- Ain-Taslouh (Fig.28.a et 28.b)

Le gisement basaltique d'Ain-Taslouh est situé à 30km au NE de Tiout en allant vers Chélalla Dahrana (Fig.3 et Fig.20). Le site de forme circulaire apparaît dans les formations sédimentaires du Crétacé, à l'ouest du Djebel Afzouz, et de Dalaat Miloudah et au NE de Koudiat Tiourtelt (Fig.28.a).

Dans le gisement basaltique (Fig.28.b), on observe la séquence lithologique suivante, de bas en haut :

- Argilite silteuse lie-de-vin à hématite, plus ou moins salifère.

Son épaisseur est de 6m. Le contact supérieur montre une interpénétration entre le basalte et l'argilite.

- Unité volcanique B1 d'épaisseur 6,5m. Le basalte à une couleur vert sombre à vert clair.

Deux échantillons ont été sélectionnés pour analyses chimiques : AFZ1 et AFZH4.

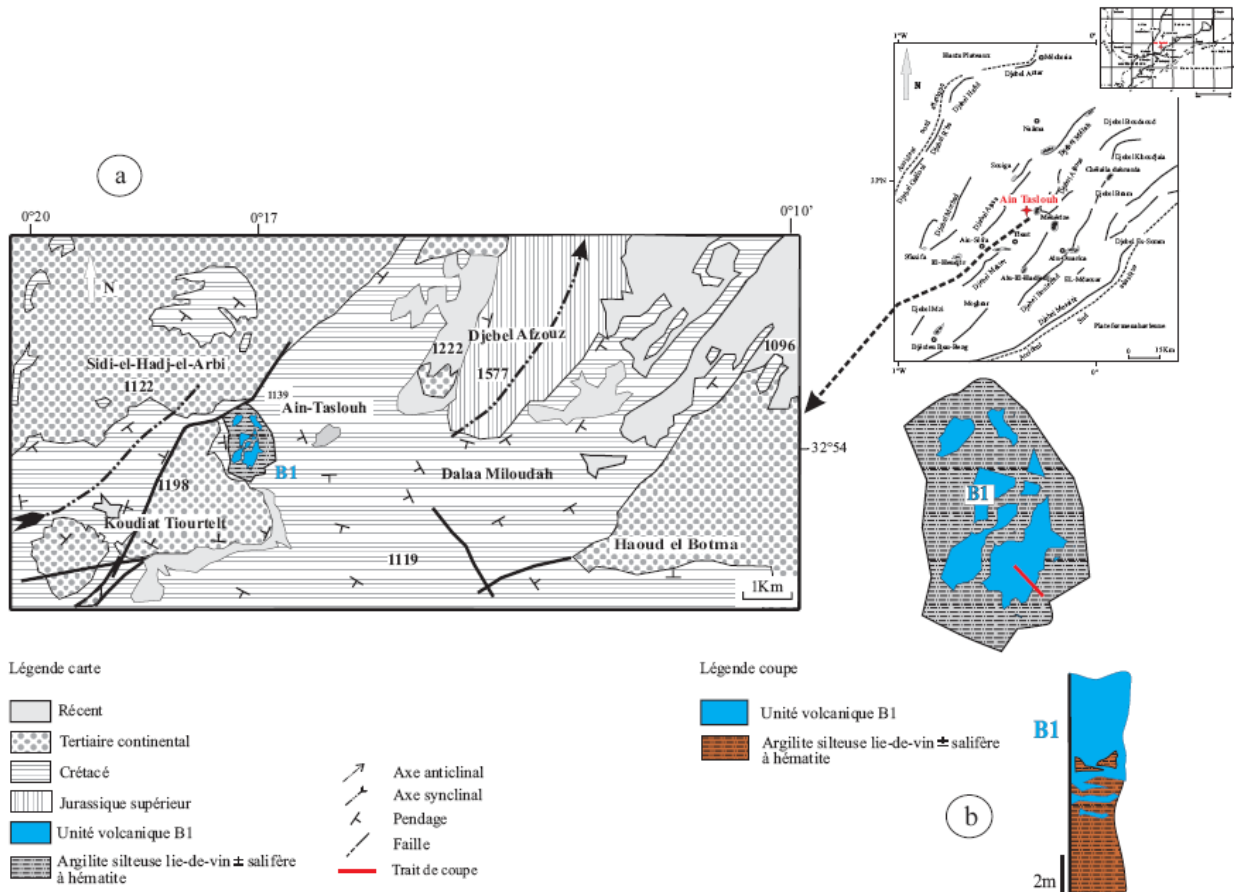


Fig.28 : a) Contexte géologique du site triasique d'Ain-Taslouh ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique d'Ain-Taslouh

## 8- Chélalla Dahrانيا (Fig.29.a et b)

Le gisement basaltique de Chélalla Dahrانيا est situé à 50km de Tiout sur la route d'El-Bayadh (Fig.3 et Fig.20). Le site à une forme elliptique de direction SW-NE. Il apparaît dans les formations du Crétacé, au NE du Djebel Bram et au SW de Dallaât Mahjouba, entre Chélalla Dahrانيا et Chélalla Gueblia (Fig.29.a).

Le Site de Chélalla Dahrانيا est traversé par deux failles. La première, longitudinale, suit l'axe du plissement SW-NE ; la seconde, transversale, à

mouvement dextre et de direction E-W, passe au milieu de l’affleurement triasique ; elle décale l’axe du plissement et la faille longitudinale.

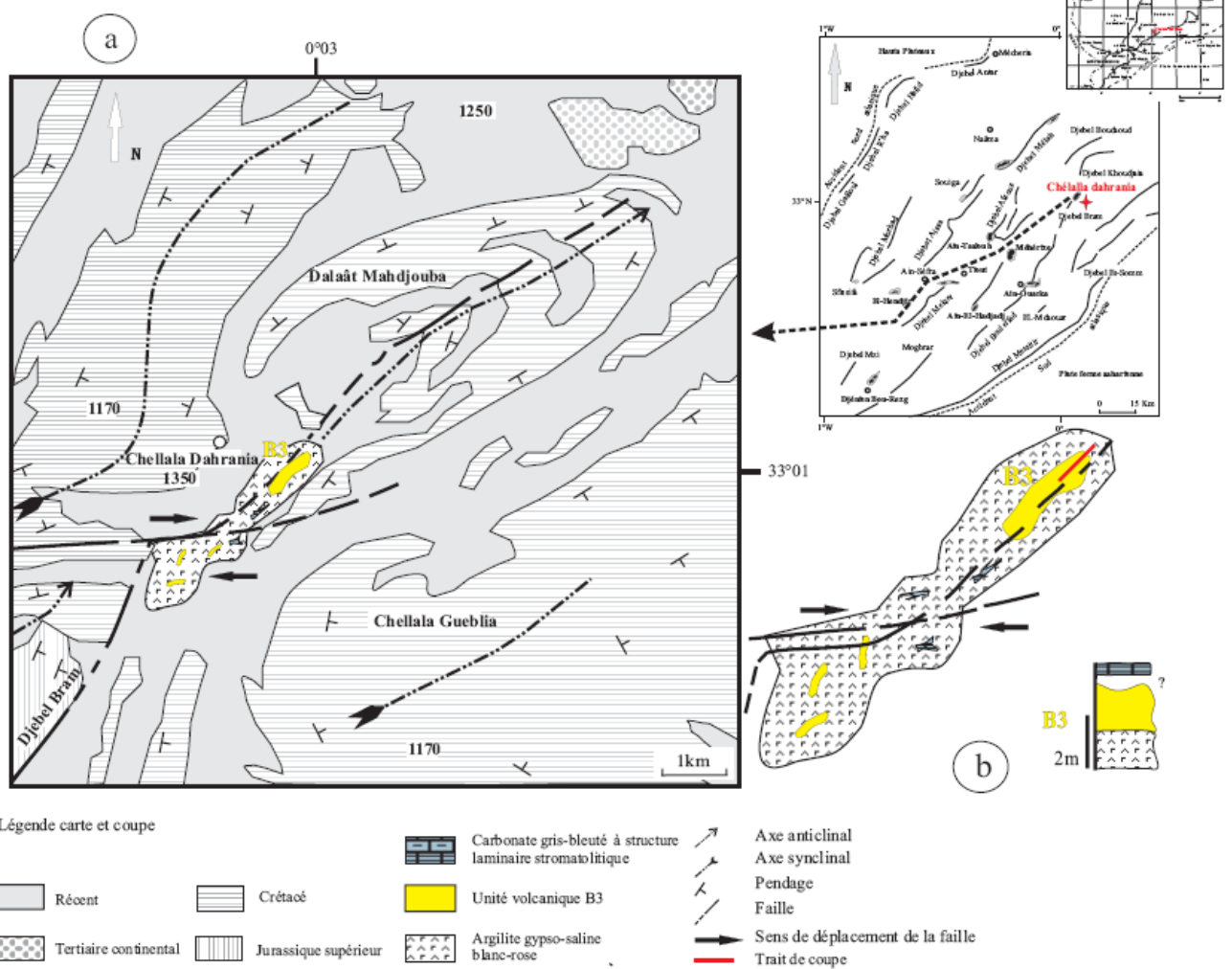


Fig.29 : a) Contexte géologique du site triasique de Chélalla Dahrania ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique de Chélalla Dahrania

Dans le gisement basaltique (Fig.29.b), la séquence lithologique est composée comme suit, de bas en haut :

- Argilite gypso-saline blanc-rose à efflorescences salifères, sur 1,5m, sans aucune stratification apparente. Elle forme les mamelons de l’affleurement.
- Unité volcanique B3, épaisse de 1,5m. Le basalte est massif ou vacuolaire, rarement sombre, vert clair ou violacé. Les minéraux de la roche ne sont pas visibles l’œil nu. L’échantillon CHL a été sélectionné pour analyses chimiques. En de rares endroits, épars au-dessus des argilites, il y a quelques plaquettes de carbonate gris-bleuté à structure laminaire stromatolitique.



## 9- Djebel Souiga-Melah (Fig.30.a, 30.b et 30.c)

Les sites triasiques des Djebel Souiga-Melah sont situés à 40km au SSE de Mecheria (Fig.3 et Fig.20). Le Djebel Souiga-Melah constitue un axe orographique traversé par une faille longitudinale qui suit la direction du plissement SW-NE. Il s'étend sur une cinquantaine de kilomètres. Il est constitué par deux plis anticlinaux qui se suivent(Fig.3) : le Djebel Souiga au SW, long de 20km et le Djebel Melah au NE, long de 30km. Ces deux reliefs sont séparés par la dépression de Bine Et-Touaref où passe une faille transverse à mouvement dextre de direction E-W qui décale l'axe principal du plissement (Fig.30.a et Fig.30.b). Cette faille est considérée par [Aït Ouali \(1991\)](#) comme l'une des structures tectoniques fondamentale dans la structuration du bassin des Ksour. Il existe dans les Monts des Ksour d'autres failles de même direction dont la plus importante est celle d'Ain-Ouarka-Tiout.

Dans le site du Djebel Melah, la séquence volcano-évaporitique s'expose sur une longueur de 30km, le long du pli anticlinal liasique NE-SW dont les flancs sont très redressés (entre 60°et 85°) ou renversés (Fig.30.b), dessinant une structure en éventail. Cette séquence apparaît en 3 secteurs (Fig.30.b) : 1) à la terminaison méridionale du pli, à Djebel Zrigat ; 2) dans la partie centrale du pli, à Dir-Chémakhem ; 3) à la terminaison septentrionale du pli, à Djebel El-Acheheb.

Dans les trois secteurs, on observe notamment de l'argilite gypsifère ou gypso-saline, des carbonates et du basalte. Parmi ces trois secteurs, la séquence volcano-évaporitique est mieux représentée à Djebel Zrigat, au SE de Djebel Melah. Dans sa partie centrale à Dir-ech-Chémakhem, la séquence volcano-évaporitique est mal conservée mais [Bassoulet \(1973\)](#) a pu déterminer le passage entre le Trias et le Lias inférieur. Les témoins volcaniques y sont sporadiques. A Djebel El-Acheheb, au NE du Djebel Melah, la succession lithologique est représentée par la coupe L1 (Fig.30.c) ; la position stratigraphique de l'unité volcanique B3 est identique à celle de Djebel Zrigat.

Un seul échantillon a été sélectionné à Djebel El-Acheheb pour analyse chimique : MLB6

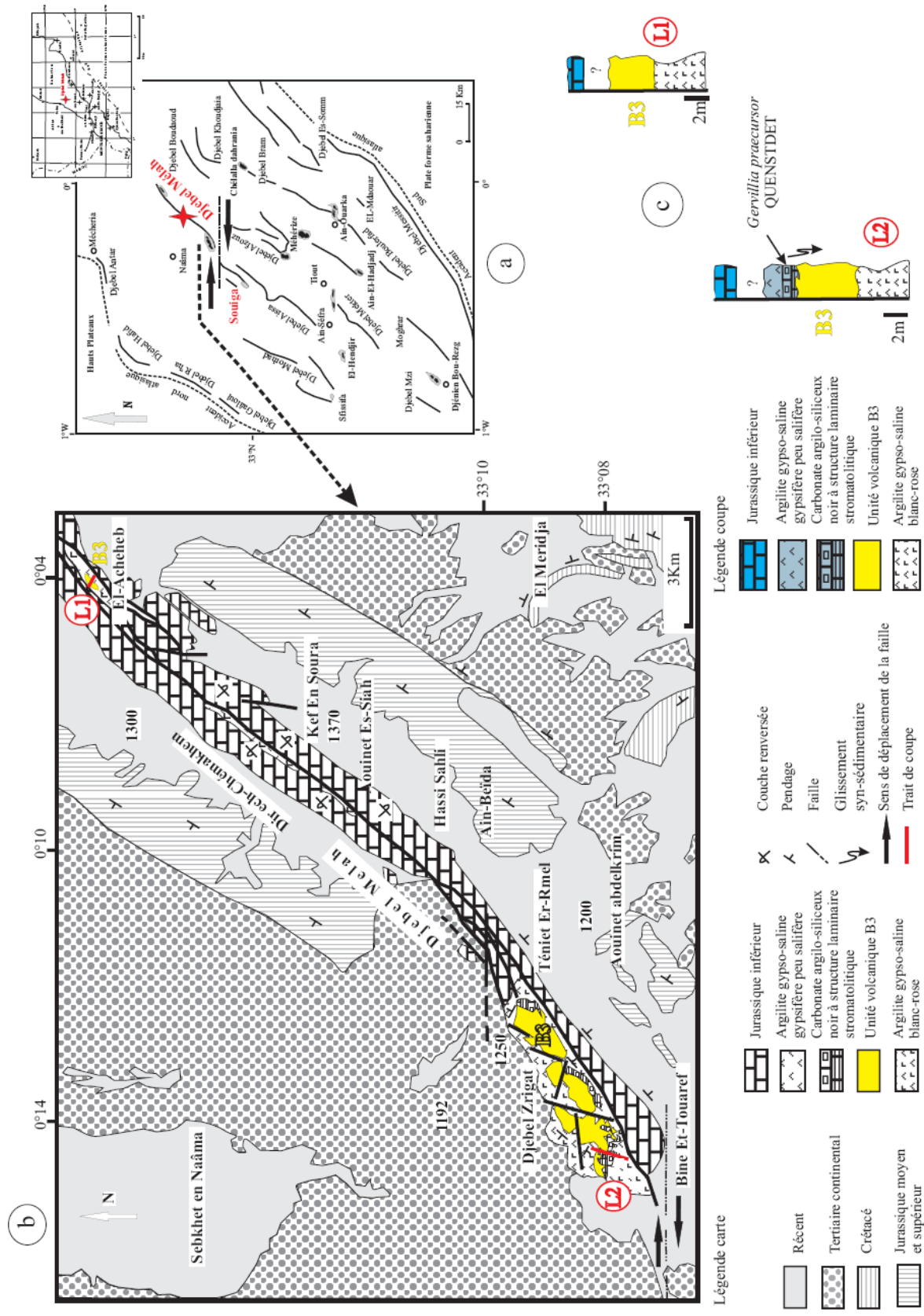


Fig.30: a) Situation géographique des sites triasiques des Djebels Souiga et Melah; b) Contexte géologique du site triasique de Djebel Melah et des gisements basaltiques; c) Coupes lithologiques des gisements basaltiques

La coupe de Djebel Zrigat est représentée par la coupe L2 (Fig.30.c) ; elle se présente comme suit, de bas en haut :

- Argilite gypso-saline blanc-rose à efflorescences salifères, épaisse de 4m.

- Unité volcanique B3, épaisse de 5 à 6m. Le basalte est vert sombre ou clair parfois violacé. Les coulées se caractérisent par une structure stratiforme soulignée par le contraste entre les niveaux massifs et les niveaux vacuolaires. Les minéraux de la roche ne sont pas visibles à l'œil nu, hormis quelques pyroxènes visibles à la loupe.

Les échantillons sélectionnés pour analyses chimiques sont les suivants : ML1, ML1.5H, ML3, ML3.2S.

- Carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique. Son épaisseur est de 1,20m. Ce niveau se caractérise par une structure ondulante en plaquette à débit laminaire stromatolitique. Il est affecté par des plissements syn-sédimentaires de pente, de direction et de pendage variable. Il montre des passées siliceuses et argileuses millimétrique. Il y a aussi de minces passées basaltiques verdâtres qui suivent les plans de stratification. Ce niveau présente les mêmes caractéristiques faciologiques que celui d'Ain-Ouarka.

- Argilite gypso-saline blanche. Son épaisseur est de 2m. Elle est peu salifère et se caractérise par l'abondance du gypse. Ce dernier est blanc, rose ou jaune brun. Il se présente en cristaux maclé fer de lance épars dans la masse argileuse (cristaux de 1 à 6cm) ou en filons décimétriques à métriques, épais de 3cm.

Dans le site de Djebel Melah, à Téniet Er-Rmel et à Dir-Chémakhem (Fig.30.b), les lithologies de la séquence volcano-sédimentaire sont entraînées tectoniquement dans la masse argilo-gypso-saline. Les unités volcaniques sont indifférenciées et altérées. Cependant, au niveau de la mine d'amiante de Téniet Er-Rmel, [Flamand \(1908 ; 1911\)](#) rapporte au Trias le carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique à *Gervillia praecursor* QUENSTEDT qu'il identifie au contact direct des basaltes B3. J'ai observé ce contact [carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique-basalte B3] à

l'extrémité SE du flanc occidental de Djebel Melah. Ce carbonate est lithologiquement identique, occupe la même position stratigraphique et montre les mêmes relations (structurale et chronologique) avec l'unité volcanique B3 dans tout le gisement de Djebel Zrigat. Par ailleurs, dans la coupe de Dir-Chémakhem, [Flamand \(1908 ; 1911\)](#) et [Bassoulet \(1973\)](#) ont découvert, au Nord d'Hassi Sahéli et à Téniet Er-Rmel (Fig.30.b), des carbonates à bivalves dont : *Mytilus cf. psilonoti* QUENSTEDT et *Gervillia praecursor* QUENSTEDT. Ils situent cet ensemble carbonaté dans le Rhéto-Hettangien, sous les dolomies massives du Lias inférieur et au-dessus d'argilite gypso-saline triasique. Dans la séquence volcano-évaporitique, ce niveau se situe stratigraphiquement au-dessus du carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique. [Ait Ouali \(1991\)](#) situe l'ensemble carbonaté (Rhéto-Hettangien) de la coupe de Dir-Chémakhem sous la formation L1 (Hettangien à Sinémurien) dont il se sépare par la discontinuité D<sub>0</sub>. Il rapporte l'ensemble carbonaté (Rhéto-Hettangien) au Rhétien.

## B- SYNTHÈSE DES COUPES

La séquence litho-stratigraphique triasico-liasique (Fig.31) du bassin des Ksour est scindée en deux ensembles lithologiques.

Le premier ensemble correspond à la séquence volcano-évaporitique. Il est marqué par le développement des dépôts syn-rifts, à dominance silico-clastique évaporitique, dans lesquels s'inter-stratifient les 3 unités volcaniques B1, B2, et B3, de bas en haut. Ces trois épisodes volcaniques coïncident avec des changements de la lithologie sédimentaire (Fig.32). Ces caractéristiques constituent de bons marqueurs stratigraphiques. Les structures d'interpénétrations entre le basalte et les niveaux sédimentaires impliquent une mise en place des unités volcaniques dans un milieu subaquatique où le sédiment était encore plastique (gorgé d'eau).

Ce premier ensemble est subdivisé en deux horizons (Fig.33). L'horizon (1) inférieur est gypsifère et peu salifère, avec cependant une salinité plus élevée dans le site de Tiout et d'Ain-Ouarka (Fig.31).



Localisation des coupes lithologiques des gisements basaltiques (cercle avec numéro).  
 1 : Coulees basaltiques ; 2 : Sédiments triasiques ; 3 : Rides Antiflinales ;  
 4 : Gisements fossilifères.

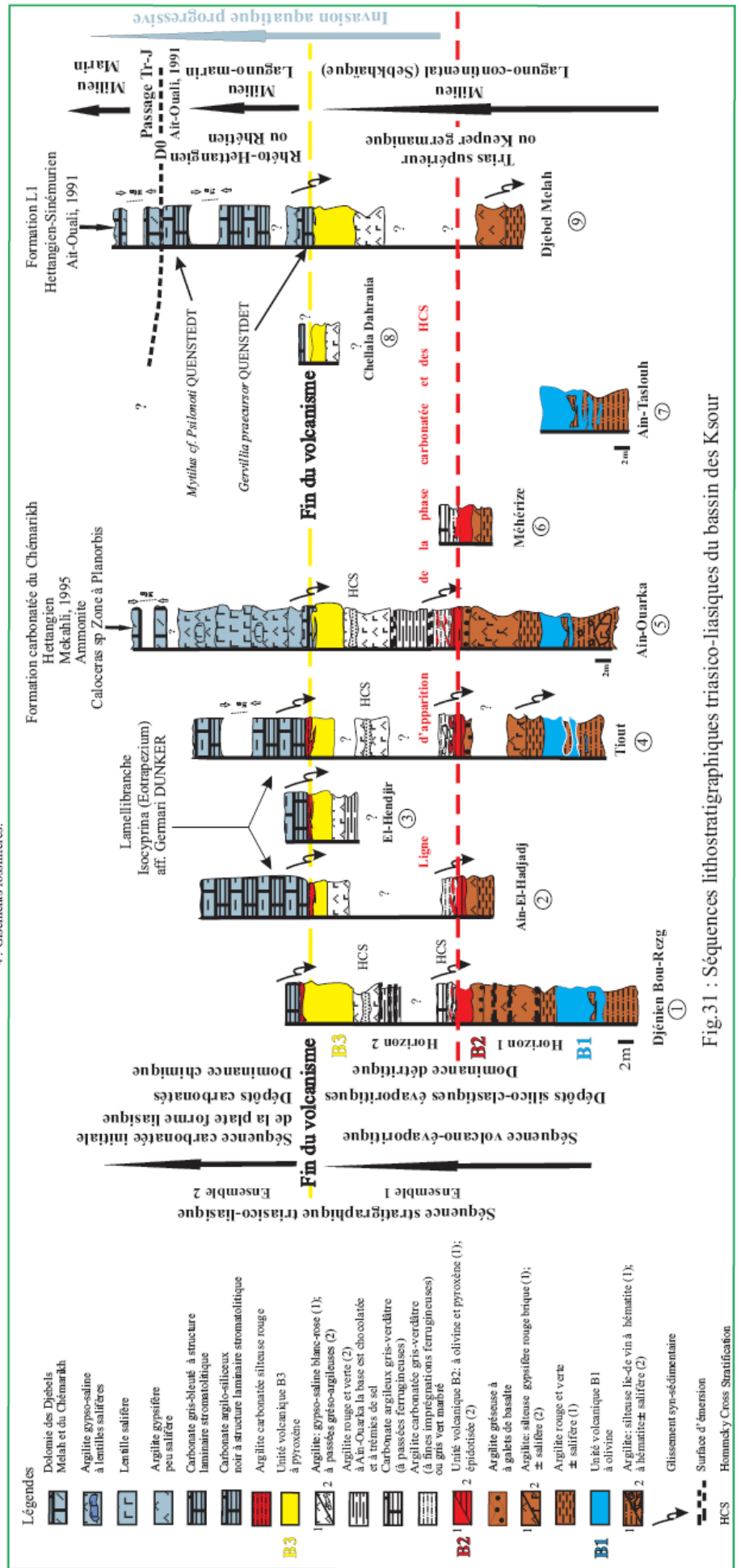


Fig.31 : Séquences lithostratigraphiques triasico-liasiques du bassin des Ksour

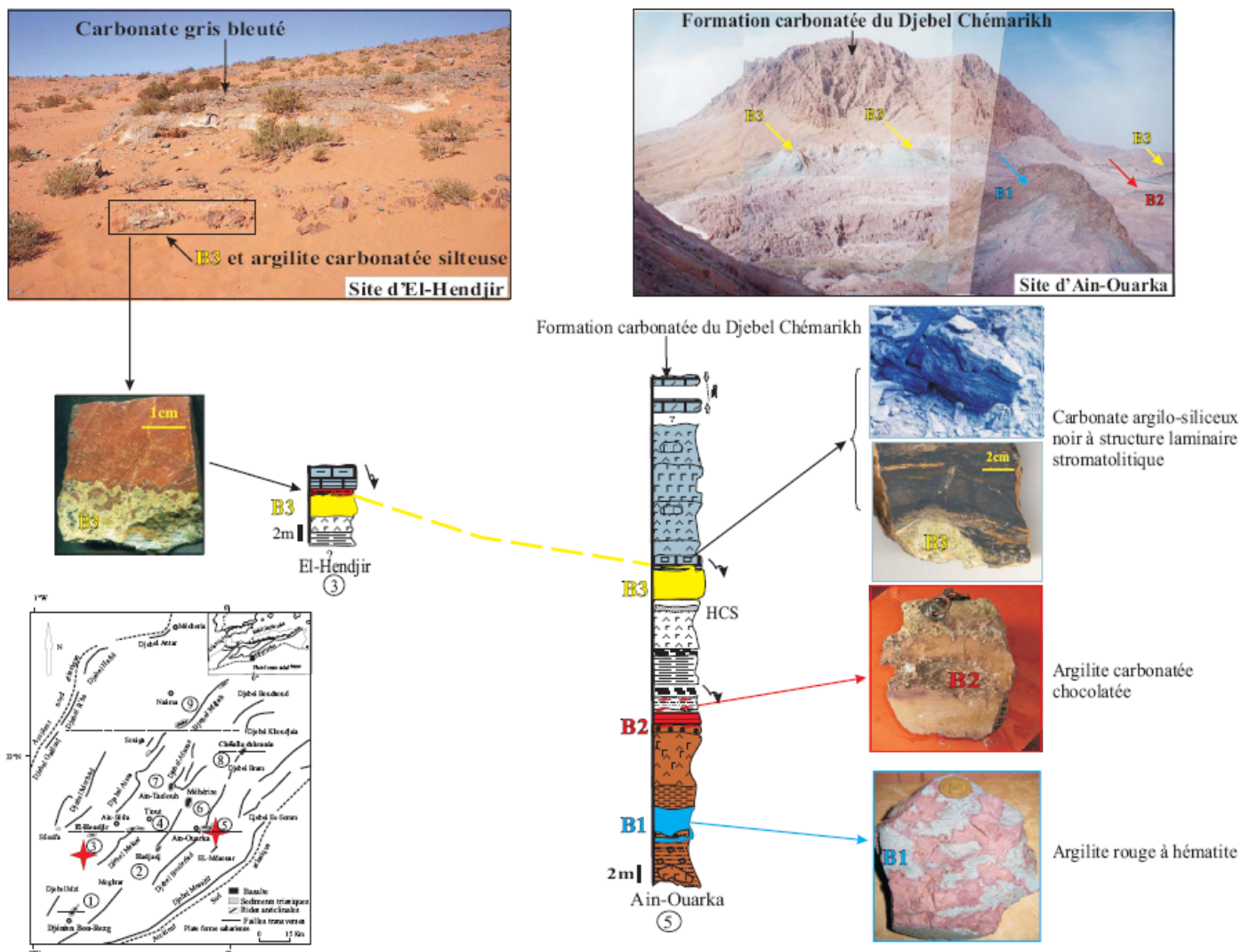


Fig.32 : Stades syn-rifts : variations lithologiques et structures d'interpénétrations basalte-lithologies syn-rifts

L'horizon (2) supérieur, généralisé sur l'ensemble du bassin des Ksour, se caractérise par une salinité plus élevée. Quelques tapis stromatolitiques se développent entre ces deux horizons dans les carbonates gris-verdâtre (Fig.41).

Ces indices de salinité, où le confinement est important, suggèrent que l'environnement de mise en place du volcanisme n'étant pas caractéristique d'un milieu marin franc mais plutôt laguno-continentale, de sebkha côtière (Fig.33).

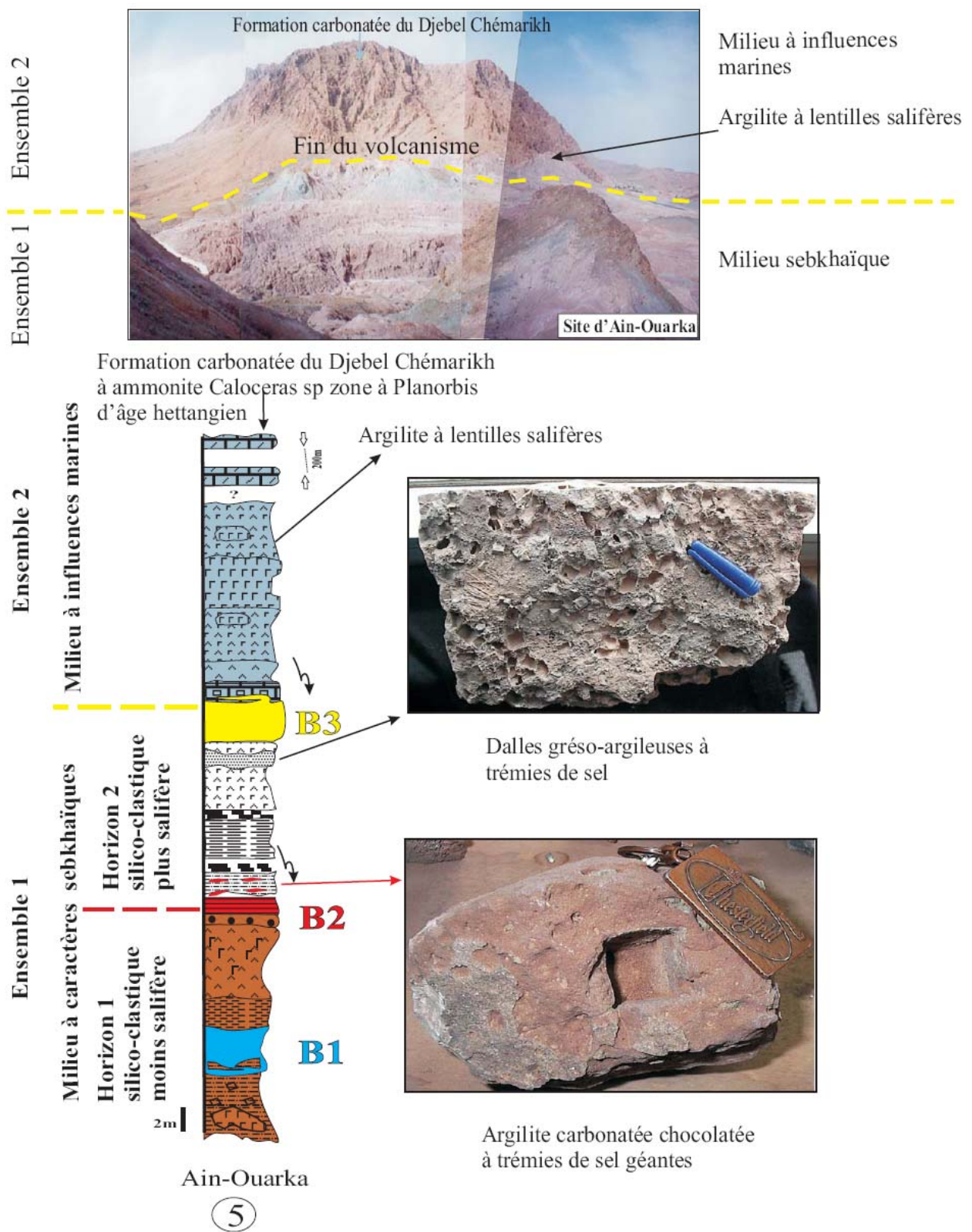


Fig.33 : L'environnement de mise en place du volcanisme

Les stratifications obliques de type HCS montrent que l'invasion aquatique a débuté avec la fin du premier horizon (Fig.34). Cette invasion annonce l'installation de la plate forme carbonatée liasique.

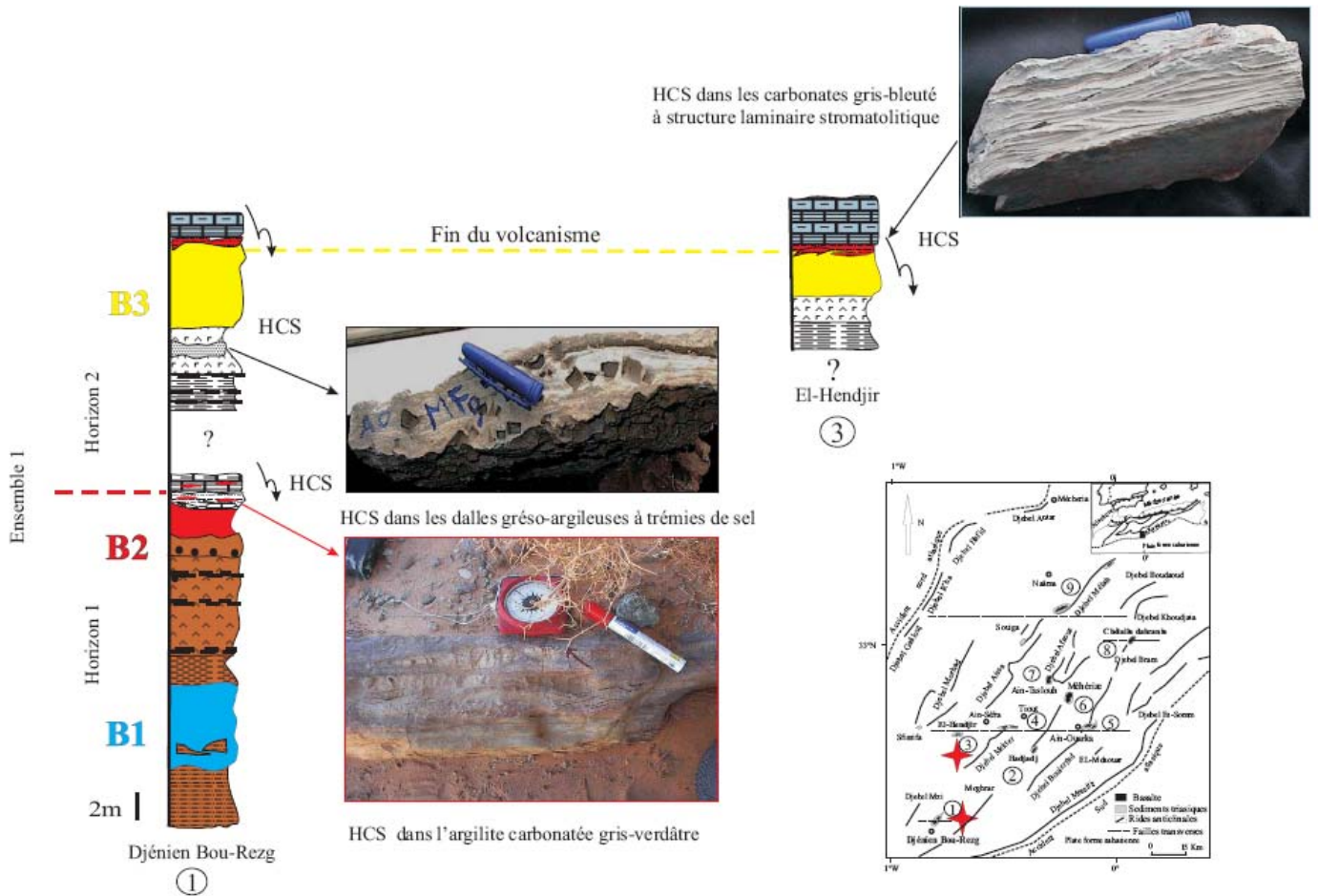


Fig.34 : Indices de l'invasion aquatique de la séquence triasico-liasique

Le magma cesse définitivement son activité après la séquence volcano-évaporitique.

Le deuxième ensemble correspond à la séquence carbonatée initiale. Il est marqué par le développement des dépôts post-rifts. Dans ce contexte, la prolifération des stromatolithes dans l'aire sédimentaire du bassin des Ksour dont le remplissage devient uniquement carbonaté, après la fin du volcanisme, marque la fin du fonctionnement du rifting triasique (Fig.35).



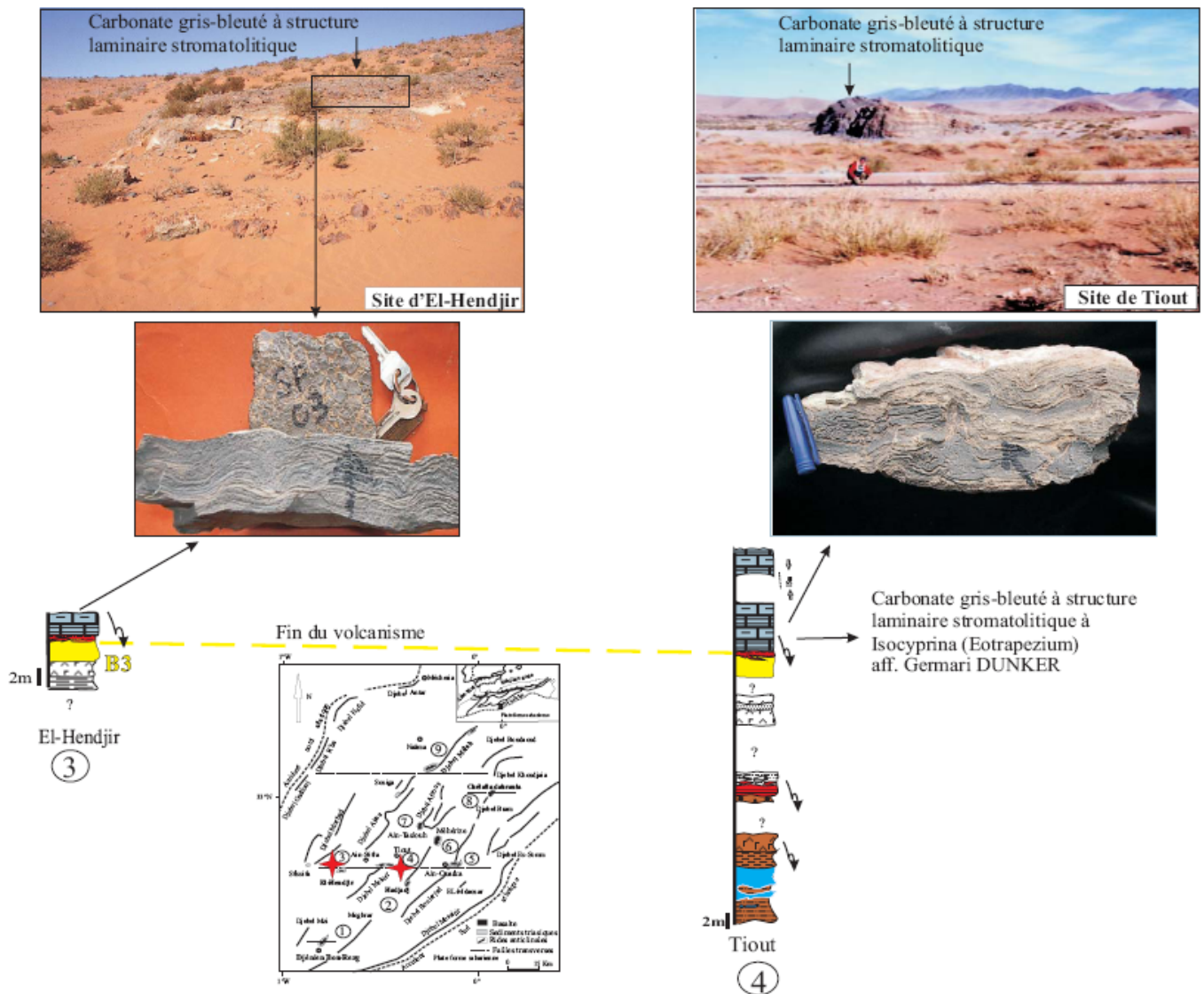


Fig.35 : Stade post-rift : prolifération des stromatolithes

On relève toutefois, dans tous les niveaux stromatolitiques, une instabilité tectonique. Elle se manifeste par des microfailles normales, par le développement de glissements gravitaires associés à des microfailles inverses et à une brèchification aussi bien dans la stratification que dans les têtes de plis. Dans notre contexte paléogéographique, ces nombreux plissements syn-sédimentaires (Fig.36), millimétriques à pluri-décimétriques s'individualiseraient le long de failles faiblement pentées.

Ces indices d'instabilités suggèrent alors l'existence d'une tectonique impliquant des basculements du substratum. Ces basculements résulteraient,

vraisemblablement, du jeu de failles normales d'échelle crustale liée à l'étirement de la croûte. Ces failles auraient été favorables aux transferts du magma. Ainsi, les coulées volcaniques du bassin des Ksour se sont mises en place dans un contexte intraplaque distensif.

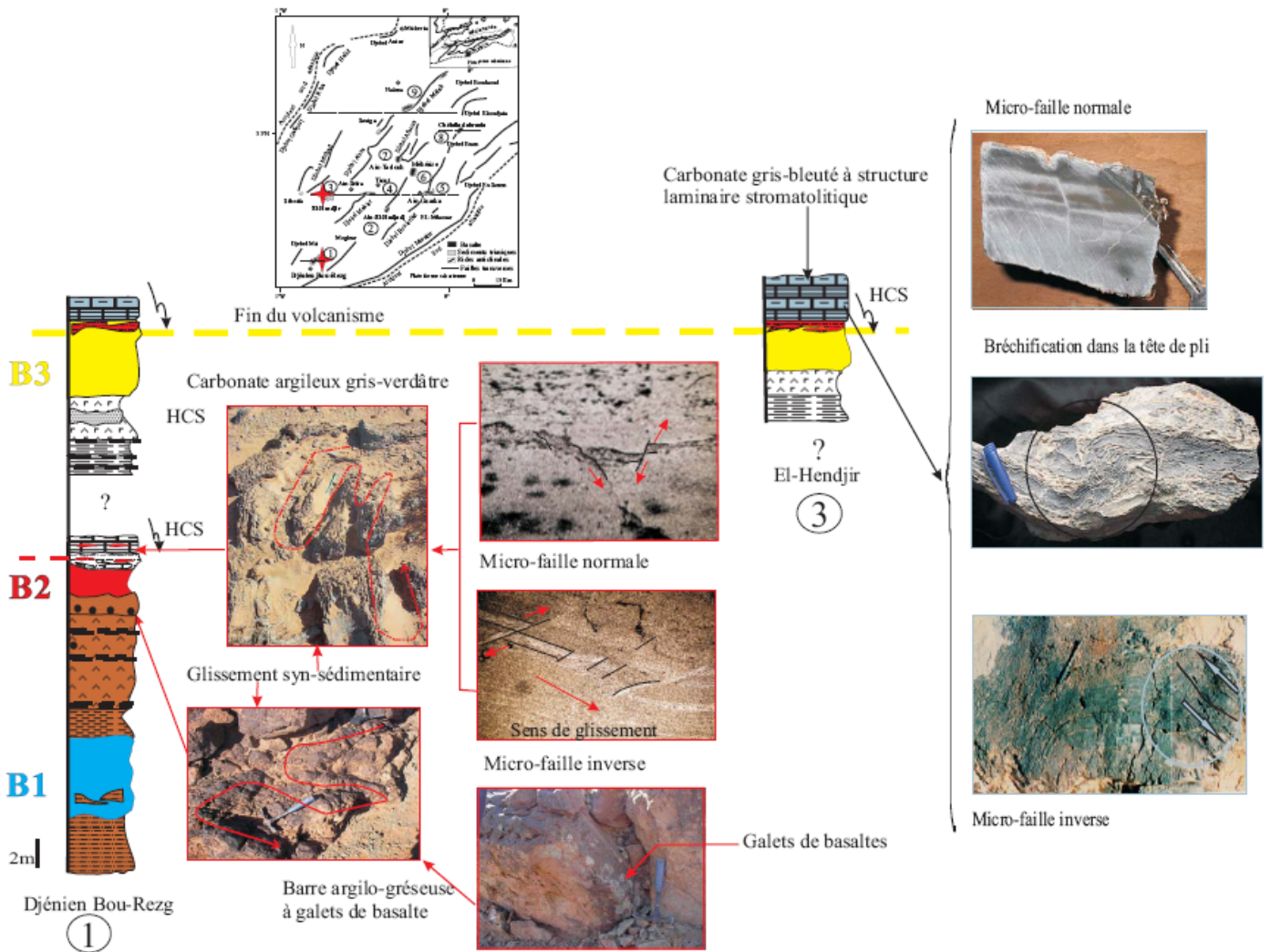


Fig.36 : Indices de tectonique syn-sédimentaire de la séquence triasico-liasique

L'analyse des deux ensembles met en évidence un milieu de sebka côtière instable en liaison avec la formation du bassin. Les sebchas côtières auraient fonctionné dans des rifts, pouvant expliquer les épanchements magmatiques et les dépôts évaporitiques généralisés du deuxième ensemble. Si l'on admet, au Trias, le jeu de failles normales d'échelle crustale, celle-ci ne sont plus visibles sur les terrains. Elles ont été réutilisées au cours du rifting liasique (Ait Ouali, 1991).

Dans cette séquence triasico-liasique, les unités volcaniques inférieure (B1), intermédiaire (B2) et supérieure (B3) sont rapportées au Trias supérieur (Flamand, 1911 ; Bassoulet, 1973), tandis que la séquence carbonatée post-magmatique qui lui succède, après la fin du volcanisme, est rapportée au Rhétangien (Flamand, 1911 ; Bassoulet, 1973), au Rhétien (Aït Ouali, 1991) ou à l'Hettangien lorsqu'il s'agit de la formation carbonatée du Djebel Chémarikh (Mékahli, 1995) (Fig.31).

Ces âges sont en accord avec les datations disponibles sur le magmatisme de la CAMP qui s'étalent du Rhétien à l'Hettangien, compte tenu des marges d'erreurs analytiques (Fig.5).

## C- PETROGRAPHIE

### 1- Les unités volcaniques

A l'affleurement, les coulées (épaisseur de l'ordre de 0,5m par coulée,) se caractérisent par un cœur à faciès massif et des bordures à faciès vacuolaire (Fig.20).

Au microscope, la texture des roches est sub-ophitique à intersertale (Fig.37.a et 37.b) ou gloméroporphyrique (Fig.37.c).

Les paragenèses minérales primaires (Fig.37.a, b, c, e, f, g et h), représentées par l'olivine, le plagioclase, le clinopyroxène et la titano-magnétite, sont relativement homogènes (Meddah, 1998) et caractéristiques des tholéiites continentales constituant la province CAMP, notamment au Maroc (Bertrand, 1991 ; Bertrand et al., 1982).

Les trois unités volcaniques sont marquées par une variation de la minéralogie (abondance de l'olivine, observable aussi bien sur le terrain qu'au microscope). L'olivine est présente en phénocristaux (<5 %), mais jamais dans la pâte, dans l'unité inférieure (B1); elle subsiste parfois, en quantité moindre (2 à 3%) dans l'unité intermédiaire B2, puis disparaît dans l'unité supérieure B3, ce qui constitue un bon marqueur stratigraphique (Fig.38).

L'olivine, rarement fraîche, se présente sous forme de cristaux globulaires

dont la taille varie entre 0,5 et 1,5mm. Elle est souvent serpentinisée ou chloritisée, plus rarement iddingsitisée.

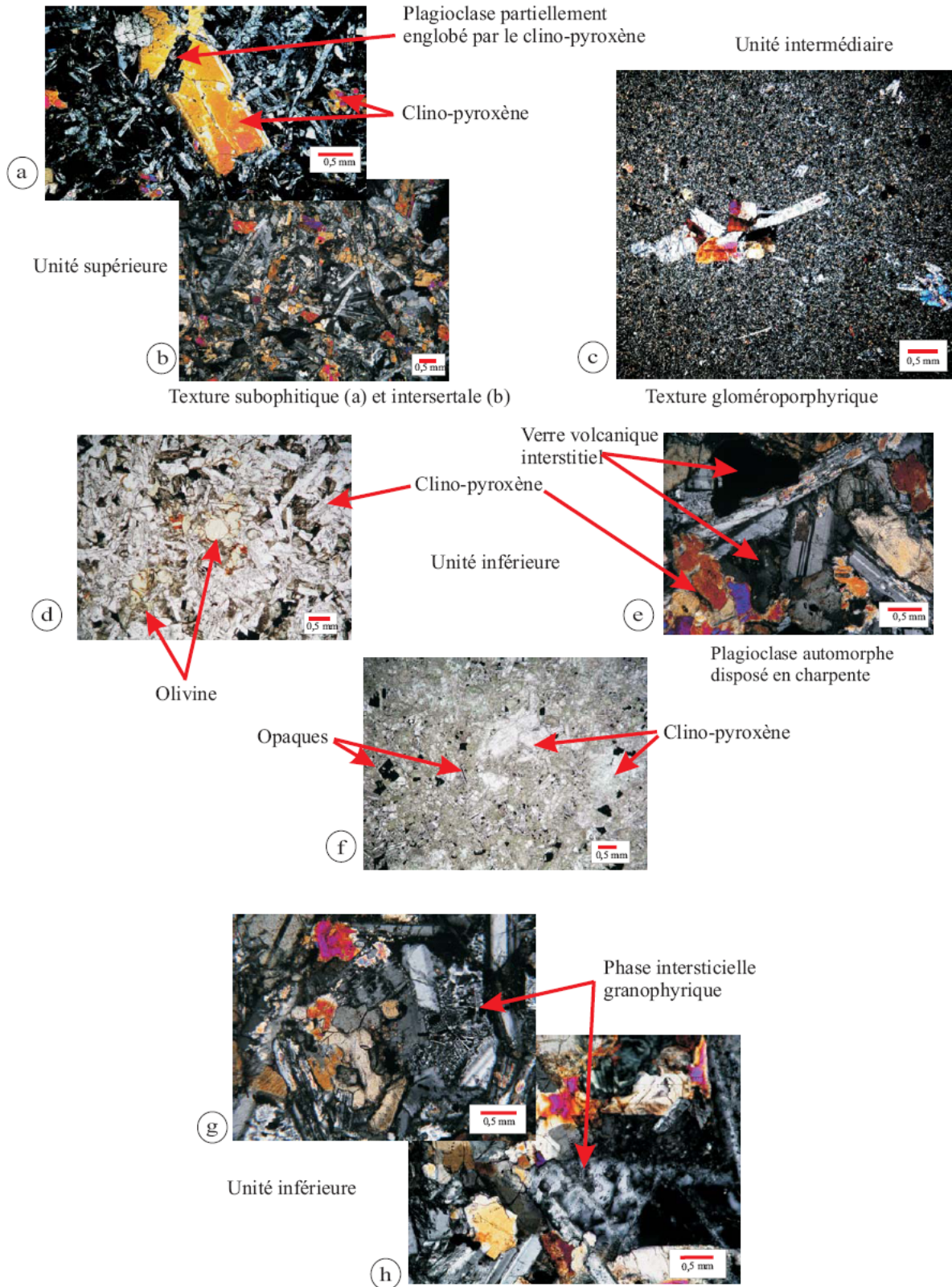


Fig.37 : Les textures et la minéralogie des basaltes des Monts des Ksour

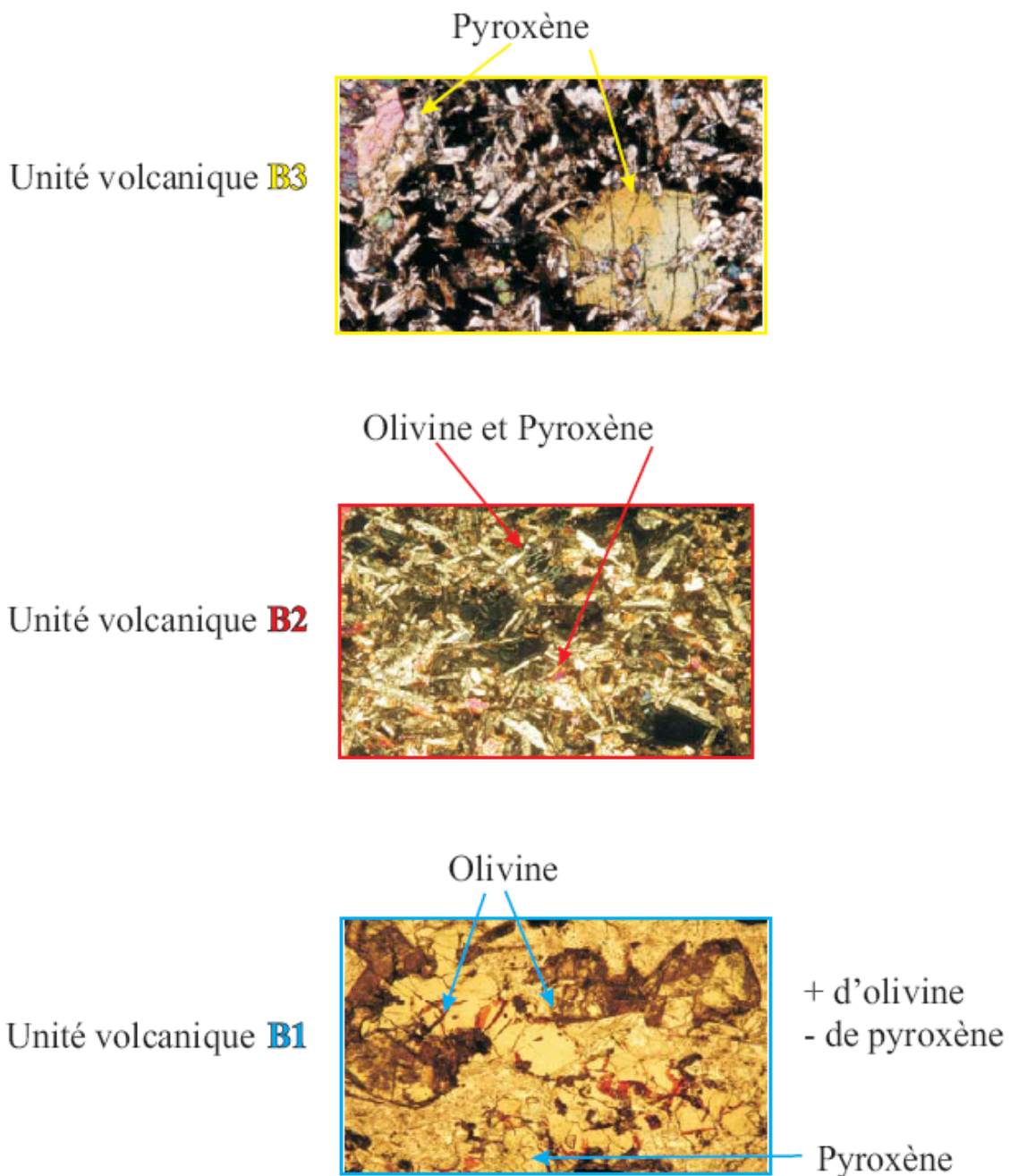


Fig.38 : Evolution minéralogique des unités volcaniques

Le plagioclase se présente généralement en tablettes automorphes à subautomorphes disposées en charpente. Il représente entre 45% et 55% de la paragenèse. Il est englobé partiellement ou totalement par des cristaux de pyroxène (Fig.37.a). Sa taille varie entre 0,6 et 1,5mm pour les phénocristaux et entre 0,05mm et 0,30mm pour les microlites de la mésostase. Il est fréquemment saussuritisé, séricitisé et albitisé (Fig.39). Les cristaux dont les macles

polysynthétiques sont encore visibles (Fig.37.e) indiquent un taux d'anorthite compris entre 30 et 50%.



Fig.39 : Exemple d'altération du plagioclase en séricite

Le clinopyroxène (20 à 35%) se présente en cristaux poecilitiques ou en microcristaux (de 2 à 0,05mm respectivement). Il est plus ou moins altéré en amphibole, en épidote, ou en calcite.

Parmi les phases primaires, la titano-magnétite (3 à 10%) s'observe sous forme de cristaux automorphes à subautomorphes dont la taille varie entre 0,05 et 1,5mm (Fig.37.f). Elle est isolée dans la mésostase ou incluse dans les clinopyroxènes et le verre.

Une phase interstitielle granophyrique est localement présente dans l'unité inférieure (B1) du site de Tiout (Fig.37g et 37h). En outre, la pâte contient des quantités variables de verre interstitiel brun, brun vert ou de verre dévitrifié (Fig.37e).

Les relations mutuelles entre cristaux montrent qu'il y a eu cristallisation des phénocristaux d'olivine, de plagioclase, de pyroxène et d'opakes dans un premier temps. Dans un deuxième temps, il y a eu cristallisation concomitante du plagioclase et du clinopyroxène constituant la mésostase intersertale. Les phases granophyriques ou le verre, interstitiels, se forment tardivement. Le quartz, l'albite, la calcite, l'épidote, l'amphibole et la séricite constituent les phases secondaires post-magmatiques.

## 2- Les lithologies argilo-carbonatées anté à syn-magmatiques

La mise en place des épanchements volcaniques dans un milieu subaquatique (où le sédiment est encore plastique) est aussi confirmée par l'observation microscopique (Fig.40) qui montrent des interpénétrations syn-magmatiques.

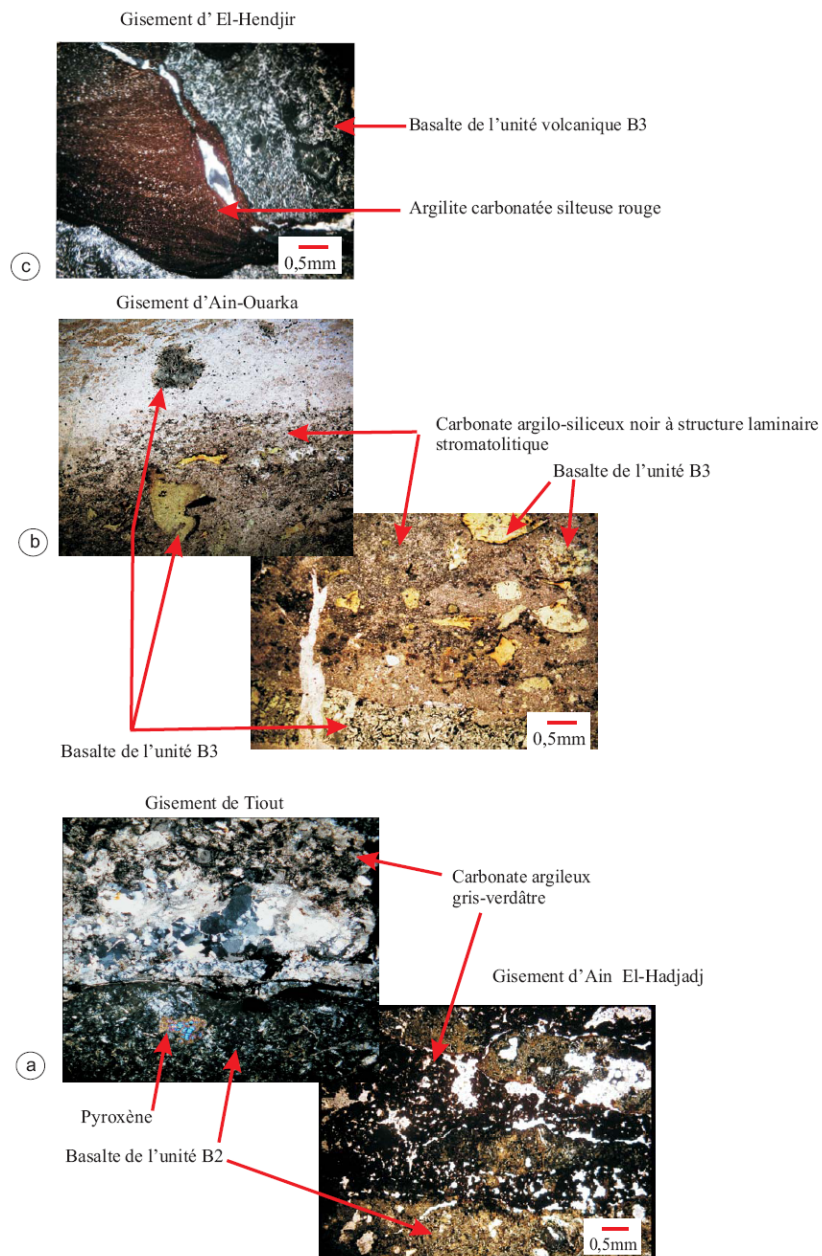


Fig.40 : Les lithologies argilo-carbonatées anté à syn-magmatiques

Dans les lithologies médianes qui accompagnent l'unité volcanique B2, il est possible d'observer, notamment à Méhérise (Fig.41) l'alternance 1) d'argilite carbonatée ferrugineuse à gypse (Fig.41.a) ; 2) du carbonate argileux à tapis

microbiens constitués par une alternance de lamines sombres et de lamines dolomicritiques où se développent des brèches de dessiccation et des fissures remplies de quartz en dents de chien (Fig.41.b, c, d) ; 3) de la bio-micrite argileuse à fantômes de bivalves (Fig.41.e).

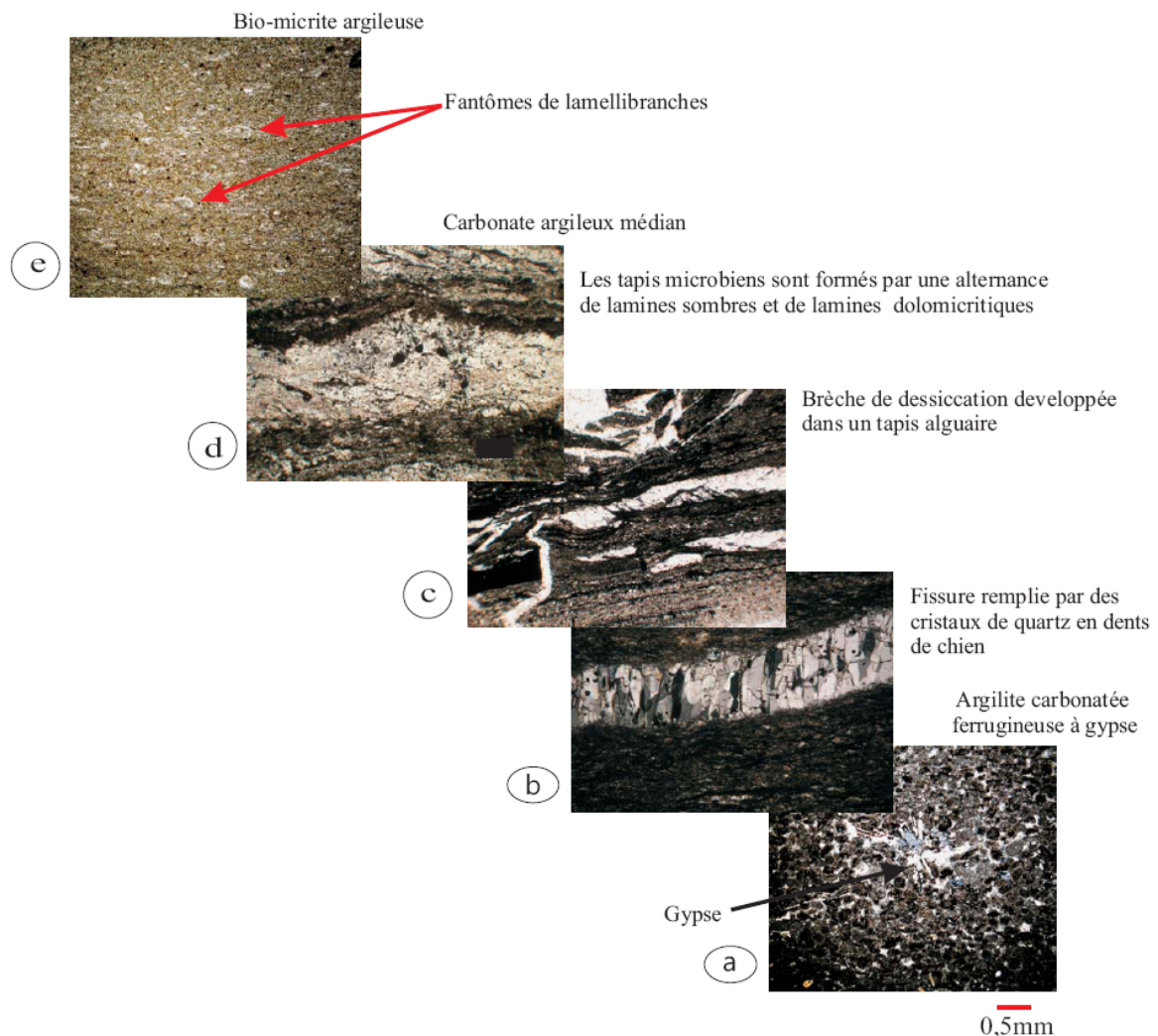


Fig.41 : Lithologies anté à syn-B2

Les niveaux carbonatés argilo-siliceux noirs à structure laminaire stromatolitique qui accompagnent l'unité volcanique B3 sont constitués par la répétition de petits lits argileux à tapis microbiens (Fig.32, photo du carbonate argilo-siliceux noir à structure laminaire stromatolitique), siliceux ou carbonatés. Cette stratification est oblitérée par la présence de globules de roche volcanique moulés par des filonnets d'argilite brunâtre. De même des globules de la roche sédimentaire s'observent dans le basalte (Fig.40.b).



Ces deux premiers niveaux, anté à syn-B2 et B3, plastiques au moment de l'activité magmatique évoquent un milieu de type vasière, caractéristique d'un relatif approfondissement de la tranche d'eau qui peut être soumise à l'émersion.

Les troisièmes niveaux carbonatés gris bleutés stromatolitiques (post-B3) du Rhéto-Héttangien ou du Rhétien sont décrits et illustrés dans la thèse de [Bassoulet \(1973\)](#). Ils comprennent une succession de dolomies finement litées, de dolomies à pellets et de marnes. Ils correspondent à un milieu supralittoral, avec des périodes d'émersion indiquant un milieu réducteur et à salinité variable. Les fentes de retrait, les oxydes ferrugineux et les décharges détritiques plaident en faveur d'un climat relativement chaud et humide, qui devait être à proximité d'un continent, probablement en bordure du bassin ([Bassoulet, 1973](#) ; [Meddah, 1998](#)).

En définitive, l'environnement de la séquence triasico-liasique se caractérise par un approfondissement progressif. L'environnement laguno-continentale (sebkhaïque) siège du volcanisme CAMP évolue après la fin du volcanisme vers un environnement laguno-marin à marin.

## D- GEOCHIMIE

### 1- Provenance des échantillons et méthodes analytiques

Les échantillons des basaltes analysés proviennent de huit sites (Fig.20 et Tab.1). Le gisement d'Ain-El-Hadjadj n'a pas fait l'objet d'échantillonnage, car les affleurements sont trop altérés.

Les compositions en éléments majeurs et certains éléments en traces de 31 échantillons ont été obtenues par spectrométrie XRF. Les analyses couvrent les unités inférieure (B1), intermédiaire (B2) et supérieure (B3) au nombre de 13, 4, 14 échantillons, respectivement (Tab.2).

Les terres rares ainsi que Rb, Ba, Th, U, Nb, Sr, Zr, Hf, ont été dosés en ICPMS, sur six échantillons représentatifs des trois unités et sélectionnés parmi les moins altérés (Tab.3).



Domaine	Monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie)																
Unité	Unité inférieure												Unité intermédiaire				
Gisement	Djénien Bou-Rezg								Tiout	Ain-Taslouh		Ain-Ouarka		Djénien Bou-Rezg		Mehérize	
Latitude	32°24'12" N								32°44'59"	32°54'08" N		32°44'03" N		32°24'12" N		32°50'37" N	
Longitude	0°47'45" W								0°29'15" W	0°17'10" W		0°08'05" W		0°47'45" W		0°13'07" W	
Echantillon	BGO	BG3	B1.2.03	B1.1.03	Dj.1.1	Tb1.03	BGC3	B5	Tiout	AFZ1	AFZH4	AO1.2	AOMSH1	B6	BGC3'	MZH1	MZH5
Sc	32	32	35	30	29	33	24	30	32	27	26	31	31	29	33	34	36
V	270	232	266	265	267	288	220	271	274	250	255	275	265	252	254	307	303
Cr	315	453	305	307	298	274	509	285	269	297	288	337	356	258	278	126	110
Co	36	45	41	41	40	45	57	44	36	38	38	33	31	41	37	36	37
Ni	95	116	100	105	99	95	232	93	84	88	88	88	91	92	81	68	68
Cu	11	325	4	24	6	49	159	1	25	7	13	4	4	179	91	6	5
Rb	66	44	67	62	54	64	25	50	35	68	65	92	59	55	61	72	73
Sr	127	86	149	137	133	150	37	135	225	124	119	147	67	148	145	128	137
Ba	1192	757	1878	1334	1095	588	289	1091	380	815	750	857	332	961	599	762	743
Zr	131	122	129	128	138	115	108	132	151	126	129	148	143	137	126	110	101
Nb	12	11	12	11	12	11	10	12	13	11	11	14	12	12	11	8	6
Y	23	19	25	24	29	23	19	25	26	25	25	25	25	21	22	25	24
Rb				61			62			33				49			
Sr				142			154			227				155			
Ba				1354			573			374				926			
Zr				142			125			161				143			
Hf				3,61			3,13			3,92				3,49			
Nb				10,36			9,40			11,4				10,42			
Th				3,24			2,77			3,59				3,34			
U				0,70			0,61			0,83				0,75			
La				18,95			15,71			15,75				11,63			
Ce				38,16			33,92			35,73				26,66			
Pr				4,57			4,16			4,55				3,41			
Nd				19,26			17,73			19,59				14,82			
Sm				4,59			4,17			4,83				3,70			
Eu				1,74			1,41			1,51				1,12			
Gd				5,13			4,65			5,14				3,99			
Tb				0,70			0,64			0,74				0,57			
Dy				4,63			4,27			4,83				3,91			
Ho				0,92			0,84			0,94				0,78			
Er				2,64			2,46			2,75				2,33			
Yb				2,33			2,19			2,38				2,10			
Lu				0,30			0,28			0,31				0,27			

Tab.3 : Analyses chimiques des éléments en traces obtenues en XRF et en ICPMS des basaltes des Monts des Ksour

Domaine	Monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie)														
Unité	Unité supérieure														
Gisement	Ain-Ouarka			Chellala Dahrania			El-Hendjir						Djebel Melah		
Latitude	32°44'03" N			33°02'16" N			32°42'45" N						33°08'08" N		
Longitude	0°08'05" W			0°03'33" W			0°42'43" W						0°14'27" W		
Echantillon	AO B4.2	AOB9.1	CHL	FC1	FC2	ELHFC3	ELH1	ELH2	SFO3	ML1	ML3	ML1.5H	MLB6	ML3.2S	
Sc	34	38	34	36	31	35	36	41	32	31	32	32	31	33	
V	284	308	257	284	273	292	287	297	297	257	282	248	283	286	
Cr	212	162	149	172	138	128	148	103	137	154	143	134	147	151	
Co	44	49	44	34	38	34	35	35	38	36	35	40	34	39	
Ni	83	81	78	86	79	75	80	71	86	75	71	75	74	76	
Cu	260	98	10	5	4	5	5	3	5	3	66	86	88	99	
Rb	50	52	75	84	66	75	87	73	63	91	97	95	96	70	
Sr	88	50	105	189	185	195	206	193	195	113	128	106	128	155	
Ba	200	270	647	1148	1062	1092	1260	1067	997	738	1156	1056	999	592	
Zr	87	97	97	90	89	98	98	102	98	97	91	93	91	93	
Nb	6	6	6	5	6	6	6	6	5	6	6	6	5	6	
Y	20	20	23	24	21	22	22	23	23	22	22	20	22	21	
Rb				74									61		
Sr				186									198		
Ba				1129									1016		
Zr				97									100		
Hf				2,54									2,67		
Nb				5,19									5,78		
Th				1,64									1,71		
U				0,39									0,41		
La				7,52									8,09		
Ce				19,23									19,66		
Pr				2,62									2,66		
Nd				11,84									12,26		
Sm				3,21									3,32		
Eu				1,12									1,15		
Gd				3,49									3,56		
Tb				0,58									0,59		
Dy				3,94									4,01		
Ho				0,80									0,82		
Er				2,38									2,43		
Yb				2,18									2,26		
Lu				0,28									0,29		

Tab.3 (suite) : Analyses chimiques des éléments en traces obtenues en XRF et en ICPMS des basaltes des Monts des Ksour

La reproductibilité des analyses, selon les méthodes utilisées, est mise en évidence dans la Figure 42 qui montre une bonne concordance entre les concentrations en Rb, Ba, Nb, Sr, Zr, (et à un degré moindre Y), dosées en XRF et en ICPMS. Ces méthodes analytiques et leur précision sont décrites dans la première partie (voir point D-3).

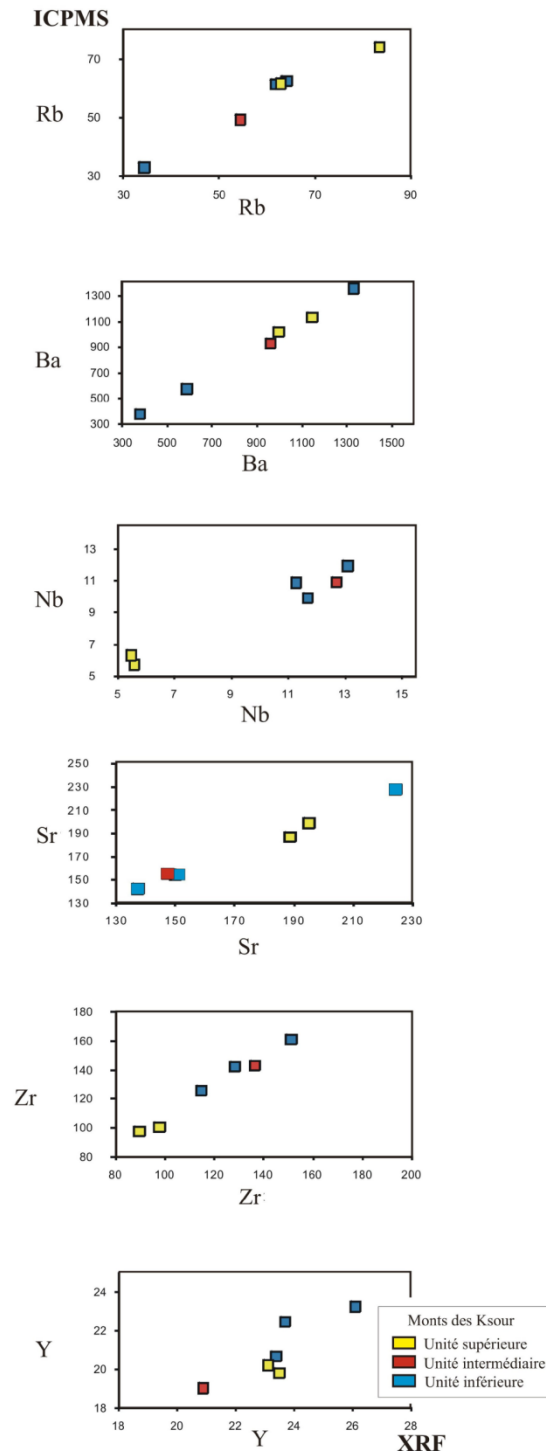


Fig.42 : Comparaison entre les concentrations mesurées en XRF et en ICPMS (Monts des Ksour)

Les caractères géochimiques des roches étudiées seront comparés à ceux de la série volcanique de référence, pour la CAMP, établie dans le Haut Atlas, au Maroc (Bertrand, 1991 ; Marzoli et al., 2004).

## 2- Evolution chimique post-magmatique : effets de l'altération

Dans les roches magmatiques des Monts des Ksour, la perte au feu est comprise entre 1,93 et 4,31%, sauf pour un échantillon provenant du site de Tiout et dans lequel elle est de 1,27% (Tab.2). Ces valeurs élevées contrastent avec celles mesurées dans le Haut Atlas (0,12 et 2,64 %), en moyenne plus basses.

Les valeurs élevées de la perte au feu dans les roches des Monts des Ksour soulignent l'importance de l'altération post-magmatique. Elles sont en accord avec les transformations hydrothermales observées en lames minces : ouralitisation, épidotisation, chloritisation des ferro-magnésiens et séricitisation des plagioclases (Fig.39).

Les alcalins et les alcalino-terreux (Na, K, Ca, Cs, Rb, Ba, Sr), dont la sensibilité aux processus d'altération est bien reconnue (Pearce, 1976 ; Rollinson, 1993), sont fortement mobilisés : par exemple les concentrations en  $K_2O$ , varient entre 1,30 et 4,65%, avec une valeur extrême à 7,16%, en raison d'une séricitisation intense des plagioclases. Dans ce cas, de tels enrichissements en potassium ne sauraient résulter d'une contamination crustale et sont clairement imputables à de l'altération. En conséquence, les teneurs en alcalins des basaltes des Monts des Ksour sont nettement amplifiées par rapport à celles des basaltes (non altérés) du Haut Atlas marocain, pour des teneurs en  $SiO_2$  équivalentes, comprises entre 50 à 55%. Pour minimiser les effets de l'altération, les analyses chimiques des éléments majeurs ont été recalculées à 100% sur base anhydre (Tab.2).

Les roches des Monts des Ksour sont des basaltes et andésites basaltiques peu différenciés ( $[Mg]$  (=  $Mg/(Mg + Fe)$ ) de 0,57 à 0,71) du domaine sub-alcalin, comme celles du Haut Atlas marocain, mais elles sortent du champ des laves de la CAMP, hormis l'échantillon de Tiout, qui est le moins altéré. Le diagramme TAS (Le Bas et al., 1986) est donc inapproprié pour caractériser les laves altérées en général et celles des Monts des Ksour en particulier (Fig.43).

La dispersion des alcalins et des alcalino-terreux par l'altération est bien mise en évidence lorsqu'ils sont reportés en fonction d'un élément réputé immobile, tel que Ti (Floyd et Winchester, 1975 ; Pearce et Norry, 1979). La comparaison entre les basaltes des Monts des Ksour et ceux du Haut Atlas montre clairement que, pour les premiers, certains éléments sont enrichis (K, Rb, Ba), tandis que d'autres sont appauvris (Ca, Sr) ou varient de façon aléatoire, comme Na, en raison de l'altération (Fig.44).

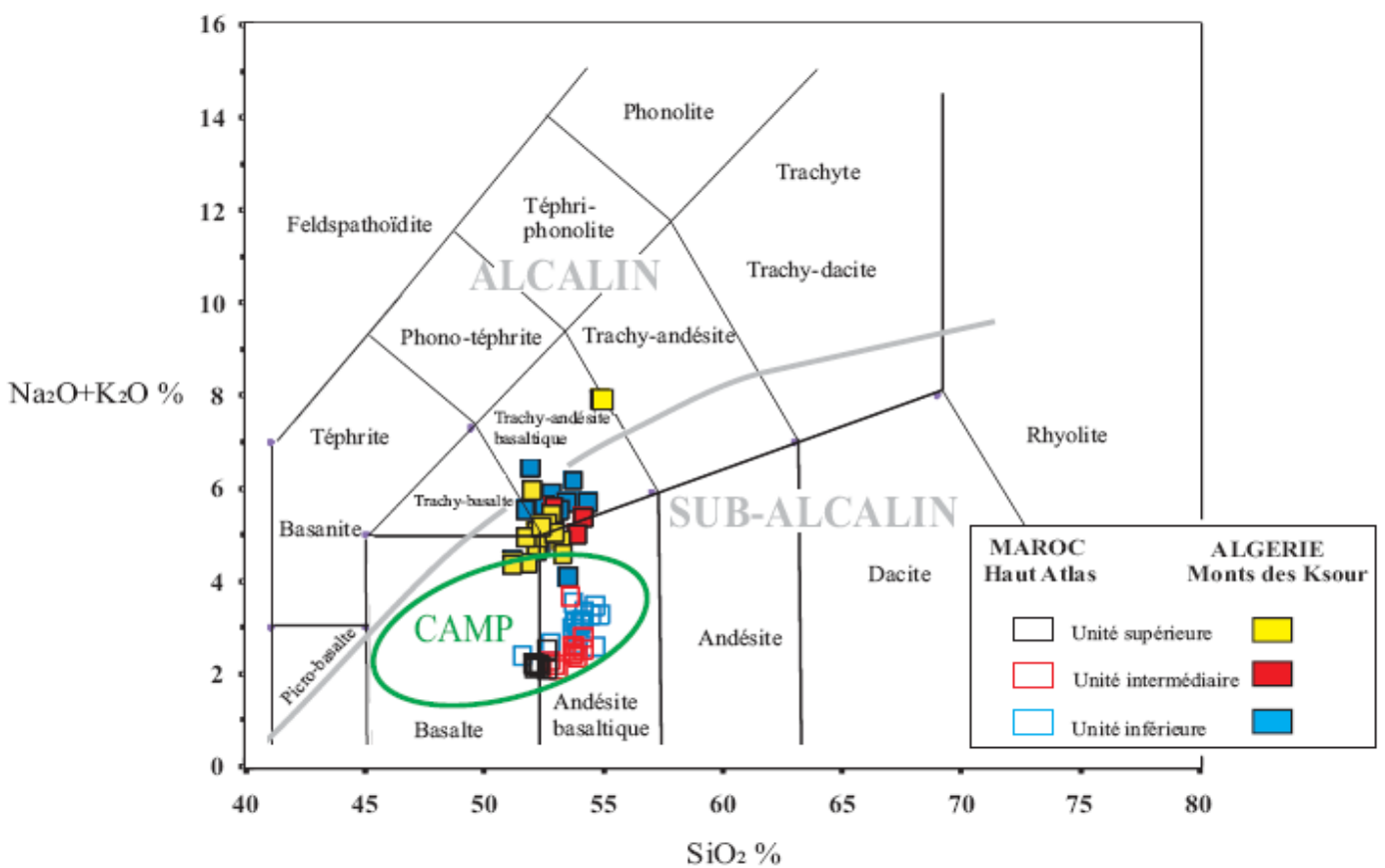


Fig.43 : Le volcanisme du bassin des Ksour comparé à celui du Haut Atlas dans le diagramme TAS (LeBas et al., 1986). Le champ de la CAMP est défini par McHone, 2000.

En revanche, les éléments immobiles (P, Nb, Zr, Y) co-varient de façon linéaire avec Ti : les champs des Monts des Ksour et du Haut Atlas sont alors superposés.

Ainsi, le comportement de certains éléments majeurs et traces, (Fig.43 et

Fig.44), montrent clairement que les roches basaltiques des Monts des Ksour sont plus altérées que celles du Haut Atlas. Seuls donc les éléments immobiles peuvent être utilisés comme marqueurs des caractéristiques magmatiques des roches étudiées.

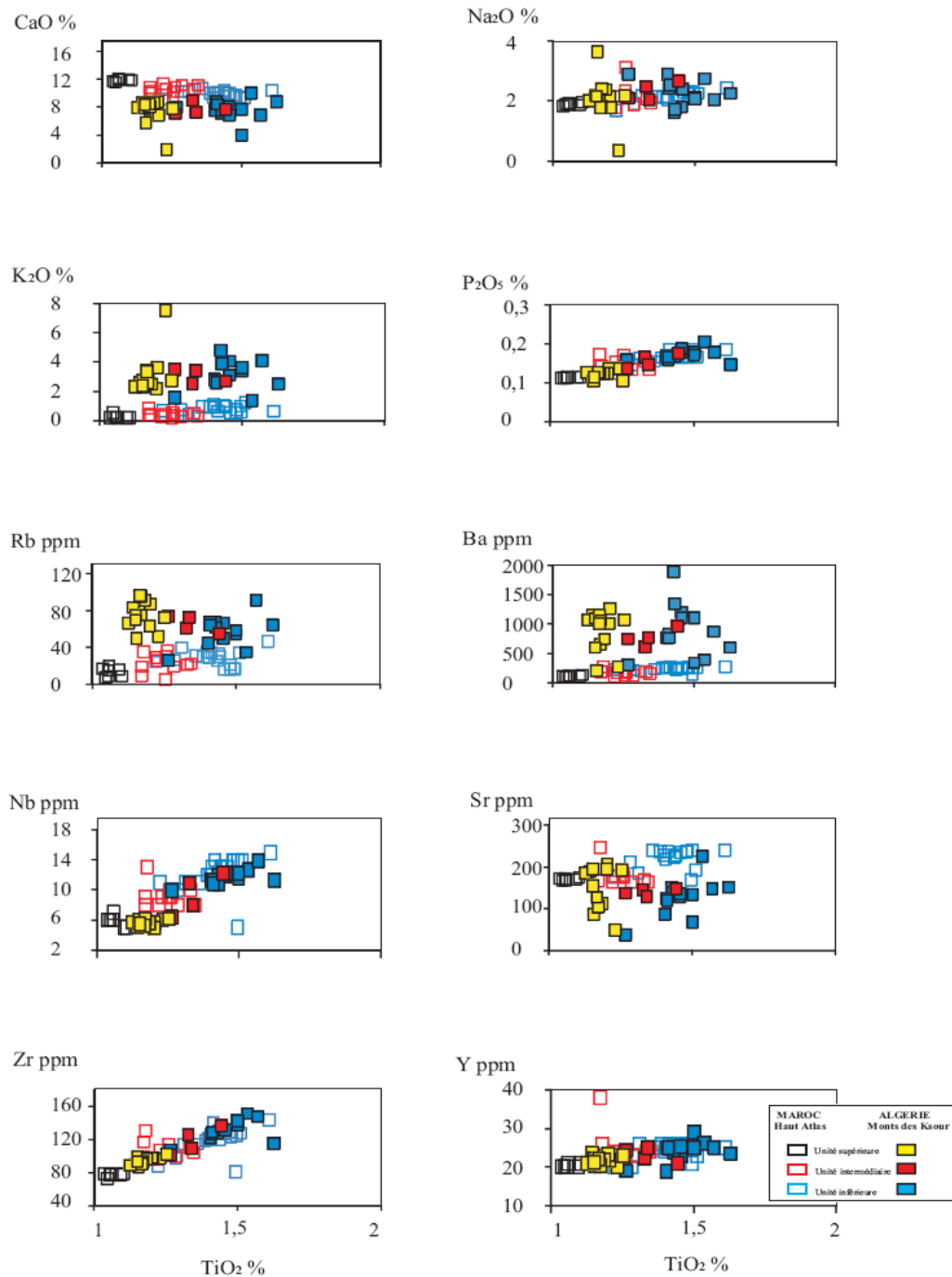


Fig.44 : Comparaison de la composition en éléments majeurs et traces entre le volcanisme du bassin des Ksour et du Haut Atlas ; mise en évidence des éléments mobiles et immobiles

### 3- Affinité magmatique

J'ai exposé plus haut que l'altération post-magmatique a affecté la signature géochimique originelle du volcanisme du bassin des Ksour. J'ai montré, en revanche, que certains éléments sont restés insensibles aux effets de l'altération.

Pour s'affranchir des transformations post-magmatiques et identifier l'affinité magmatique, j'ai utilisé des éléments majeurs et traces tels que Ti, P, Nb, Zr, et Y, réputés immobiles ou peu mobiles au cours des processus d'altération (Floyd et Winchester, 1975 ; Pearce et Norry, 1979 ; Bertrand, 1988).

Ainsi, la nature tholéiitique du volcanisme des Monts des Ksour est confirmée sans ambiguïté par : 1) de faibles teneurs en  $TiO_2$  ( $1,13\% < TiO_2 < 1,63\%$ ), en  $P_2O_5$  ( $0,10 < P_2O_5 < 0,20\%$ ) et en Zr ( $87ppm < Zr < 151ppm$ ), caractéristiques des tholéiites continentales (Jamieson et Clarke, 1970 ; Floyd et Winchester, 1975) ; 2) les rapports Y/Nb et  $Zr/P_2O_5 \cdot 10^4$ , variant respectivement entre 1,7 et 4,6 et entre 0,07 et 0,09 (Floyd et Winchester, 1975). De plus, dans le diagramme  $TiO_2$  versus Y/Nb, les basaltes des Monts des Ksour et du Haut Atlas se superposent et occupent le domaine des tholéiites (Fig.45).

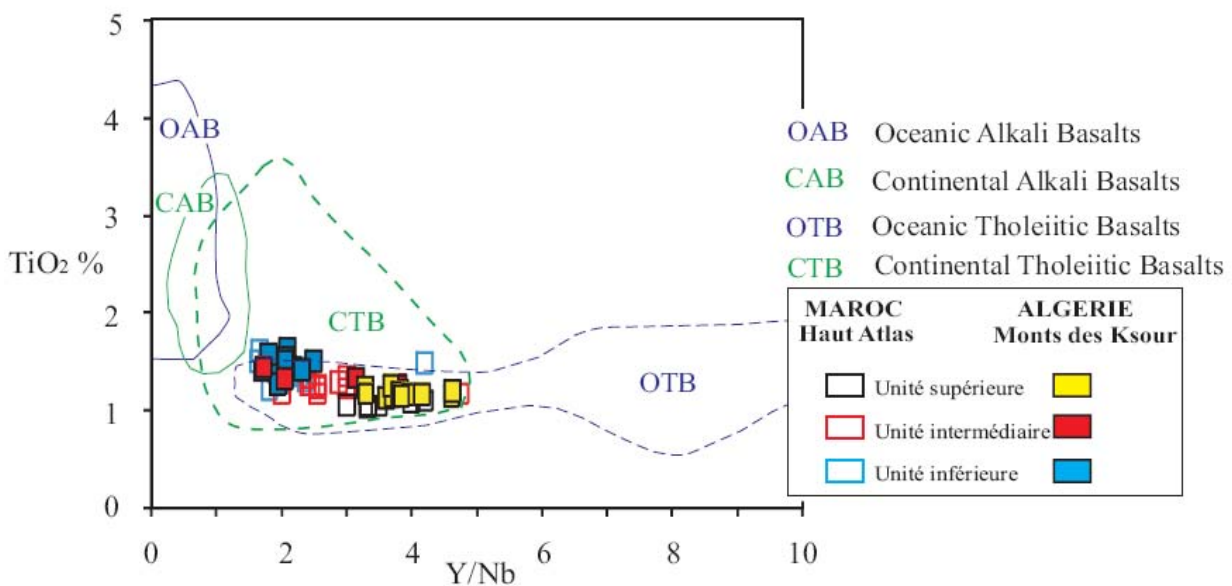


Fig.45 : Affinité tholéiitique du volcanisme du bassin des Ksour et du Haut Atlas dans le diagramme  $TiO_2$  versus Y/Nb (Floyd et Winchester, 1975)



Les basaltes des Monts des Ksour et Haut Atlas constituent un exemple typique de tholéiites continentales mise en place dans un environnement intraplaque anorogénique, distensif.

#### 4- Diagrammes discriminants et contexte géotectonique

Le volcanisme du bassin des Ksour, et celui du Haut Atlas, s'intègre donc dans un système intraplaque. Ceci peut être visualisé par le diagramme Zr/Y versus Zr (Pearce et Norry, 1979) qui montre que la composition chimique des roches basaltiques est compatible avec le domaine des basaltes intraplaques (Fig.46).

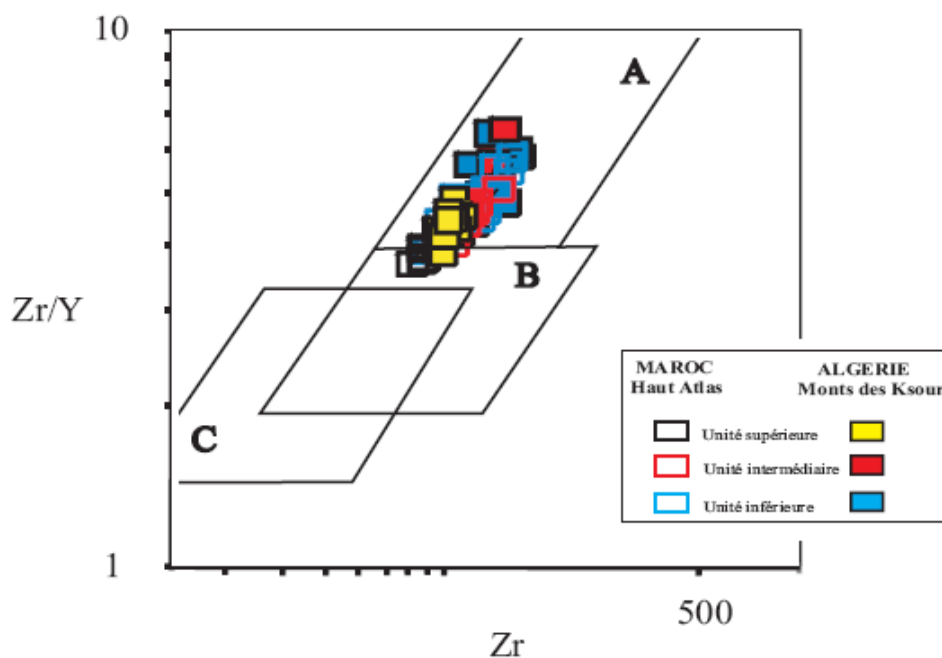


Fig.46 : Diagramme Zr/Y versus Zr du contexte géodynamique. Les concentrations sont exprimées en partie par million. Tholéiites continentales du bassin des Ksour et du Haut Atlas. Domaine : A- domaine intraplaque ; B- domaine des MORB ; C- domaine orogénique (Pearce et Norry, 1979).

Dans les diagrammes Zr versus Ti/100 versus  $Y \times 3$  (Fig.47.a) et Ti/Y versus Nb/Y (Fig.47.b) les basaltes se répartissent entre les domaines orogénique, intraplaque, et MORB. La discrimination proposée par ces diagrammes ne correspond pas aux évidences géologiques, puisque l'ensemble des basaltes des Monts des Ksour se sont mis en place dans un contexte intraplaque distensif. Ceci souligne l'inadéquation de ces diagrammes pour identifier les tholéiites continentales et pour reconstituer leur environnement géologique. La plus grande

prudence est donc requise dans l'utilisation de ces diagrammes pour reconstituer le site géodynamique de formations paléovolcaniques (Bertrand, 1988).

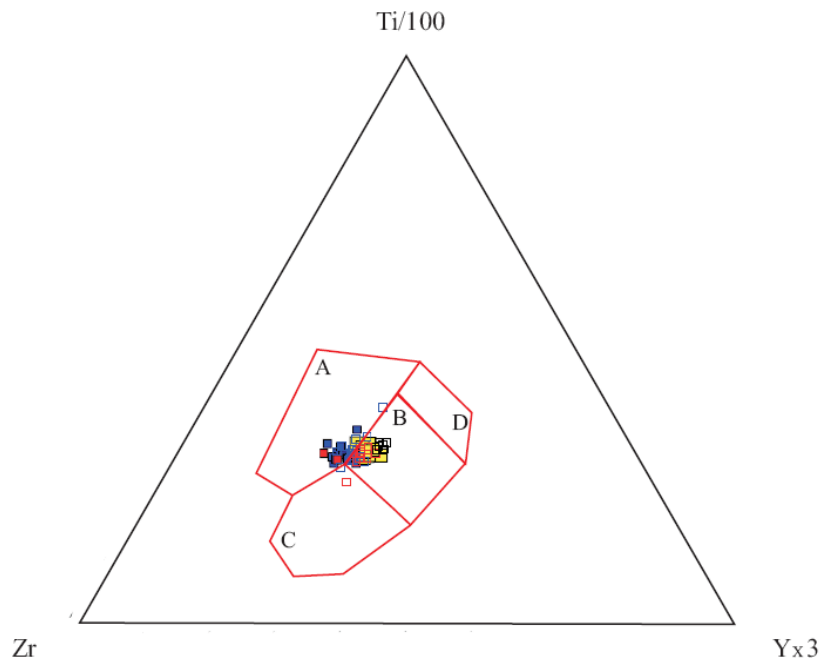


Fig.47.a

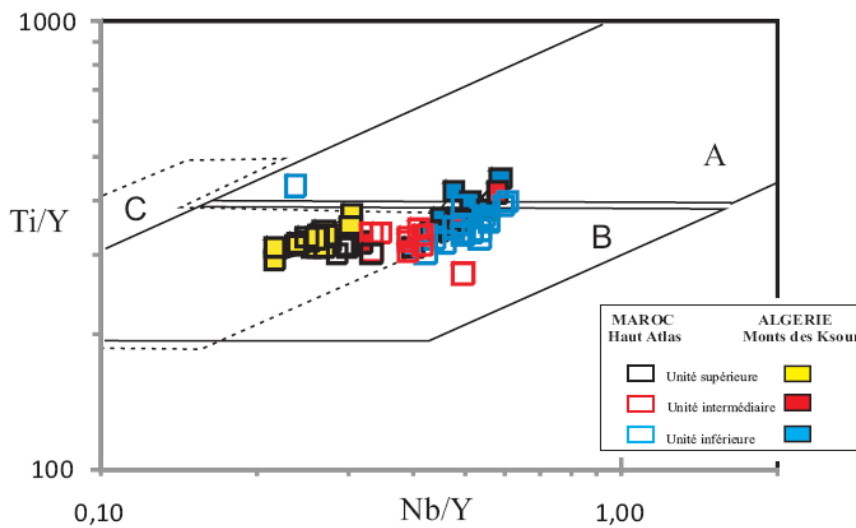


Fig.47.b

Fig.47 : a) Diagramme Zr versus Ti/100 versus Yx3. Domaine : A- domaine intraplaque ; B- MORB + orogénique ; C + D- orogénique (Pearce et Cann, 1973) ; b) Diagramme Ti/Y versus Nb/Y (Pearce, 1982). Domaine : A- intraplaque ; B- MORB ; C- orogénique.

## 5- Nomenclature selon la teneur en $TiO_2$

J'ai exposé le principe de cette nomenclature dans la 2eme partie point D-2.

### a- A l'échelle des CFB

Dans le diagramme  $TiO_2$  versus  $FeO_t/MgO$  (Fig.48), utilisé pour la nomenclature des CFB tholéiitiques en général, le volcanisme du bassin des Ksour ainsi que celui du Haut Atlas se situent tous deux dans le domaine des CFB pauvres en titane (low  $TiO_2$  Tholeiites ou LTiT) tel que défini par [Albarède \(1992\)](#).

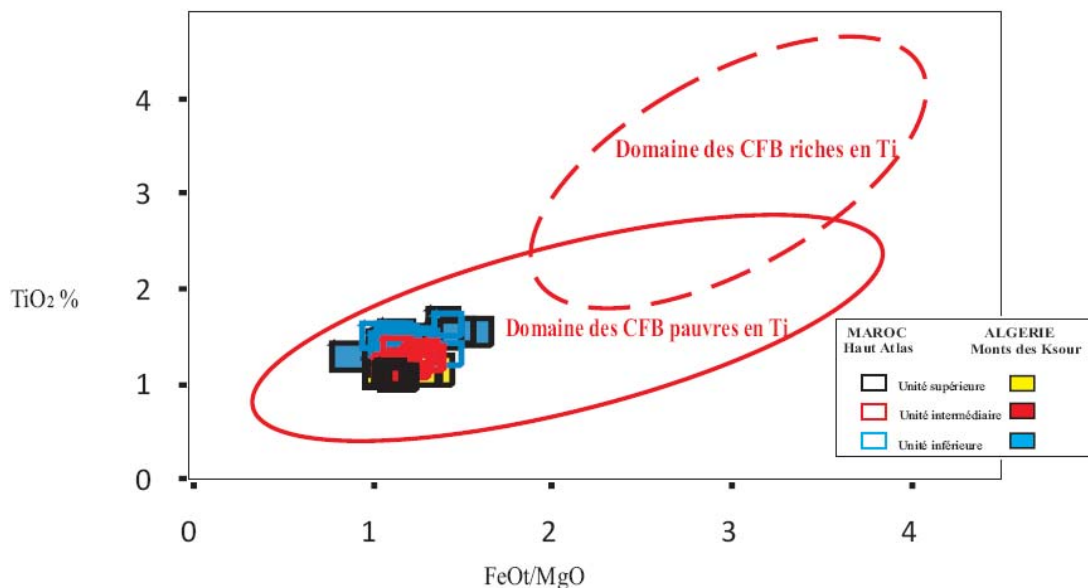


Fig.48 : Composition en titane des basaltes des Monts des Ksour et du Haut Atlas, comparée à l'ensemble des CFB d'après [Albarède \(1992\)](#)

### b- A l'échelle de la CAMP

Les teneurs en  $TiO_2$  du volcanisme du bassin des Ksour ainsi que celles du Haut Atlas sont comprises globalement entre 0,9% et 2%. Elles correspondent, à l'échelle de la CAMP, aux valeurs des tholeiites à  $TiO_2$  intermédiaire (Intermediate  $TiO_2$  Tholeiites ou ITiT) selon la classification de [McHone \(2000\)](#). Ces compositions sont connues dans toute la province CAMP contrairement aux tholéiites HTiT qui se limitent à sa partie méridionale (Nord du Brésil, Guyane française, Surinam).

## 6- Evolution chimique de la séquence volcanique. Corrélation avec le Haut Atlas

Si l'on considère la composition des basaltes des Monts des Ksour en fonction de leur succession stratigraphique, les teneurs en  $TiO_2$  diminuent progressivement de la base vers le haut de la séquence (valeurs moyennes de 1,46%, 1,34% et 1,18% dans les unités inférieure, intermédiaire et supérieure, respectivement). Cette évolution est similaire à celle observée dans les basaltes du Haut Atlas marocain (teneurs moyennes de 1,43%, 1,25% et 1,07% dans les unités inférieure, intermédiaire et supérieure respectivement).

De même, on observe une diminution similaire de la teneur en  $P_2O_5$  dans les Monts des Ksour et dans le Haut Atlas de 0,20% à 0,10% et 0,19% à 0,11% respectivement, de l'unité inférieure à l'unité supérieure.

Ces basaltes sont tous enrichis en éléments traces incompatibles. Ils sont notamment enrichis en terres rares légères (LREE) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (Fig.49).

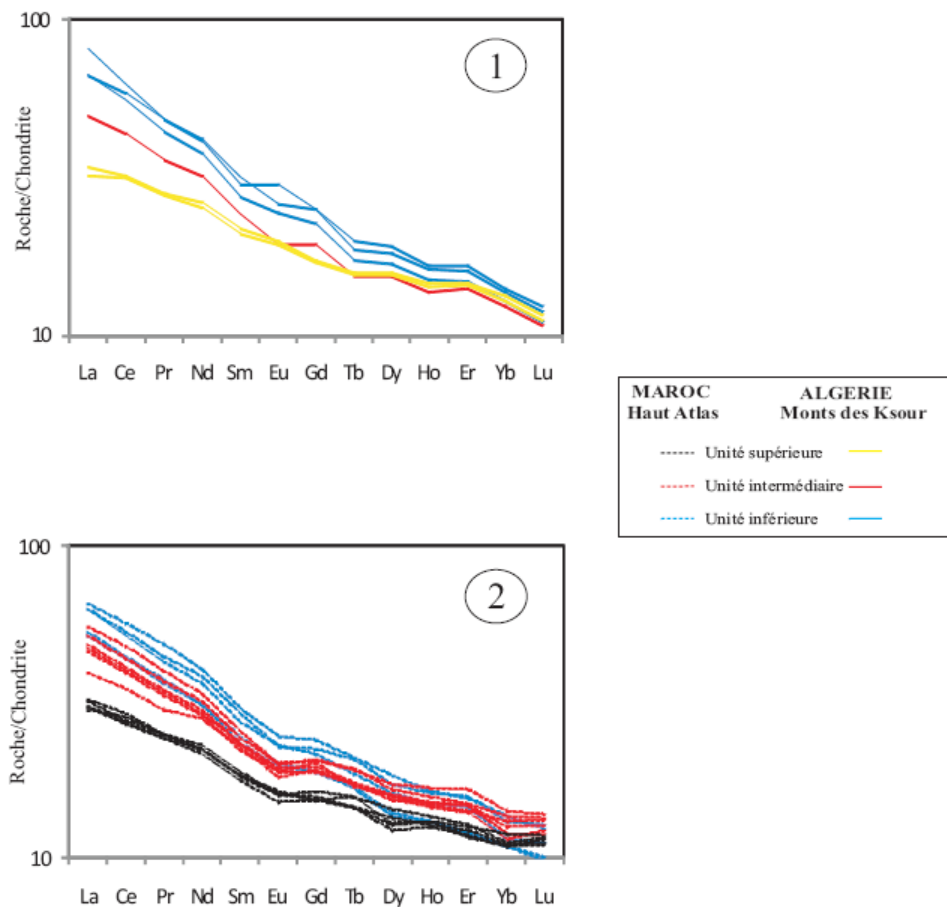


Fig.49 : Spectres de terres rares des basaltes 1) dans les Monts des Ksour ; 2) dans le Haut Atlas (Bertrand, 1991). Normalisation à la chondrite selon Sun et McDonough (1989)

Les spectres élargis d'éléments en traces, enrichis en LREE et autres éléments incompatibles ( $Thn = 124-57$ ) et présentant une anomalie négative en Nb, sont caractéristiques des tholéiites continentales (Fig.50).

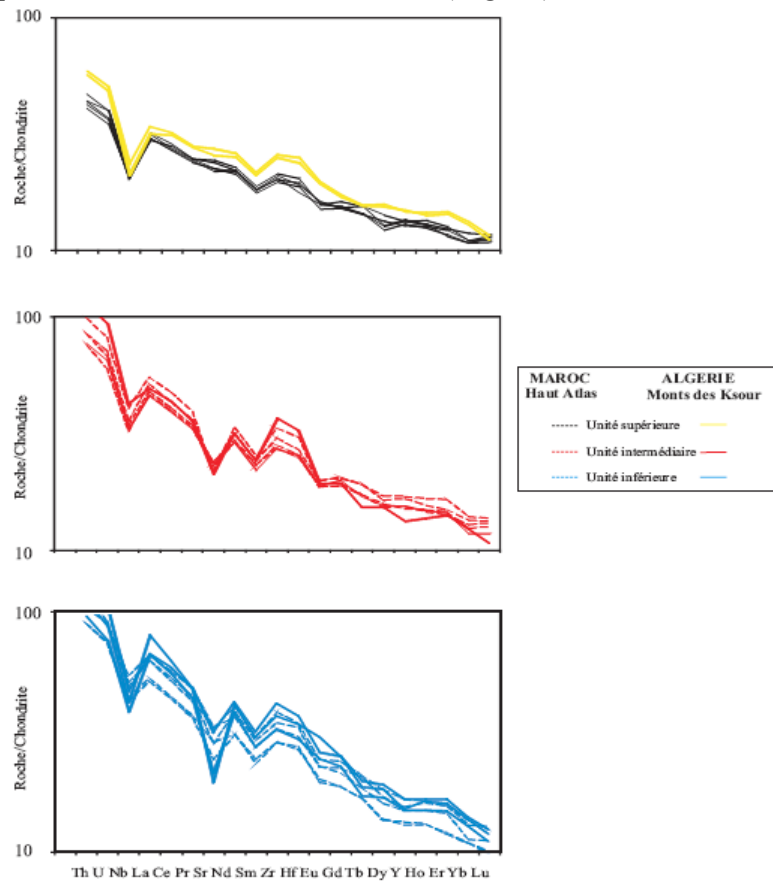


Fig.50 : Spectres d'éléments traces, des unités volcaniques du bassin des Ksour, comparés à ceux du Haut Atlas. Normalisation à la chondrite selon Sun et McDonough (1989)

Les rapports  $(La/Sm)_n$  et  $(La/Yb)_n$  des basaltes des Monts des Ksour, comparés à ceux du Haut Atlas montrent clairement que la séquence volcanique est constituée de trois unités identiques dans les deux domaines atlasiques (Tab.4).

	$(La/Sm)_n$		$(La/Yb)_n$	
	Monts des Ksour	Haut Atlas	Monts des Ksour	Haut Atlas
Unité supérieure	1,51 à 1,57	1,59 à 1,76	2,47 à 2,57	2,69 à 2,93
Unité intermédiaire	2,03	1,74 à 2,18	3,96	3,45 à 3,94
Unité inférieure	2,11 à 2,66	2,16 à 2,30	5,14 à 5,85	4,70 à 5,53

Tab.4 : Rapports  $(La/Sm)_n$  et  $(La/Yb)_n$  des basaltes des Monts des Ksour, comparés à ceux du Haut Atlas.

Cette identité est également illustrée par le diagramme  $(La/Yb)_n$  versus  $(Sm/Yb)_n$ , montrant que les séquences volcaniques du bassin des Ksour et du Haut Atlas ont subi la même évolution chimique (Fig.51).

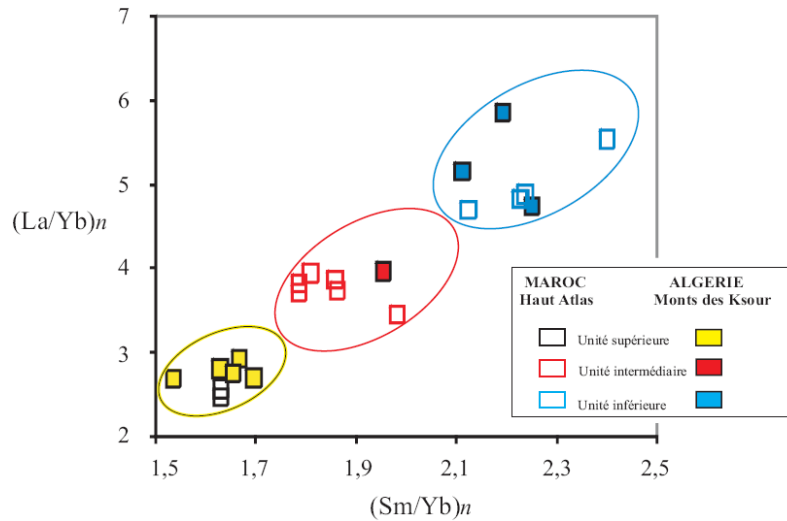


Fig. 51 : Evolution chimique, des unités volcaniques du bassin des Ksour, comparée à celle du Haut Atlas. Normalisation à la chondrite selon [Sun et McDonough \(1989\)](#)

Sur la base des spectres multi-éléments (Fig.50), la séquence volcanique du bassin Ksour montre également la même évolution chimique que celle du Haut Atlas ([Bertrand, 1991](#) ; [Marzoli et al., 2004](#))

En utilisant le diagramme Zr/Y versus Zr ([Pearce et Norry, 1979](#)), qui peut être utilisé comme traceur de sources mantelliques, les tholéiites continentales des Monts des Ksour (ainsi que celles du Haut Atlas) semblent être issues d'une source mantellique enrichie, probablement située dans la lithosphère (Fig.52 ; [Chabou 2008](#)). La fusion d'une telle source enrichie, selon des taux croissants de l'unité inférieure à l'unité supérieure peut expliquer la diminution de l'enrichissement en éléments incompatibles observée (Fig.51).

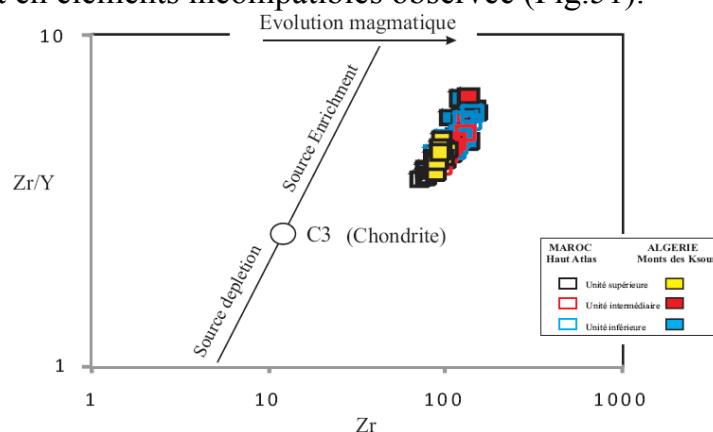


Fig.52 : Diagramme Zr/Y versus Zr des différentes sources ([Pearce et Norry, 1979](#))

## **CONCLUSIONS**

Cette étude avait pour objectif de cartographier en détail les appareils diapiriques triasiques des Monts des Ksour, en portant une attention particulière au volcanisme basaltique associé. Nous avons utilisé les corrélations stratigraphiques, la pétrographie et la géochimie de ces basaltes afin de reconstituer la séquence triasico-liasique, ainsi que l'évolution et la signification du volcanisme dans l'histoire du bassin des Ksour.

Sur le plan géodynamique, les résultats obtenus permettent de préciser la chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour par rapport aux travaux antérieurs (Ait Ouali, 1991 ; Yelles-Chaouche et al., 2001) en définissant les étapes du rifting triasico-liasique (Fig.53). Celui-ci résulte de la réactivation des décrochements tardi-hercyniens dans un régime extensif où la contrainte est orientée NW-SE (Mattauer et al., 1977 ; Ait Ouali, 1991). Dans ce contexte, les accidents E-W enregistrés dans les Monts des Ksour ont du jouer un rôle important dans la structuration du bassin comme c'est le cas au Maroc (Piqué et Laville, 1993 ; Piqué et al., 1998). Cette histoire est jalonnée par trois phases d'activité volcanique qui se situent dans la séquence argilo-gréso-évaporitique et qui accompagnent la structuration (la naissance) du bassin intra-continental atlasique. L'Atlas saharien occidental et le Haut Atlas occidental ont donc été les témoins, à près de 1000 km de distance (Fig.54), des mêmes épanchements volcaniques, enregistrant une évolution commune et probablement synchrone, mais d'épaisseur beaucoup plus réduite à l'est (10-15 m) qu'en direction de la marge atlantique (150-300m). L'ouverture du bassin triasico-liasique est contemporaine du passage d'un cycle volcano-évaporitique aux premières invasions franches de la plate forme carbonatée du Lias. Dans ce contexte, les évaporites, les microfailles normales et les glissements syn-sédimentaires enregistrés montrent que les facteurs climatiques et tectoniques ont joué un rôle important au cours du rifting triasico-liasique dans le bassin des Ksour.

Cet évènement magmatique s'achève par un épisode carbonaté post-rift, dans les Ksour comme dans l'Atlas marocain (Bertrand, 1991 ; Ait Ouali, 1991 ; De Pachtère et al., 1995; Piqué et al., 1998 ; Yelles-Chaouche et al., 2001 ; Meddah et al., 2007).



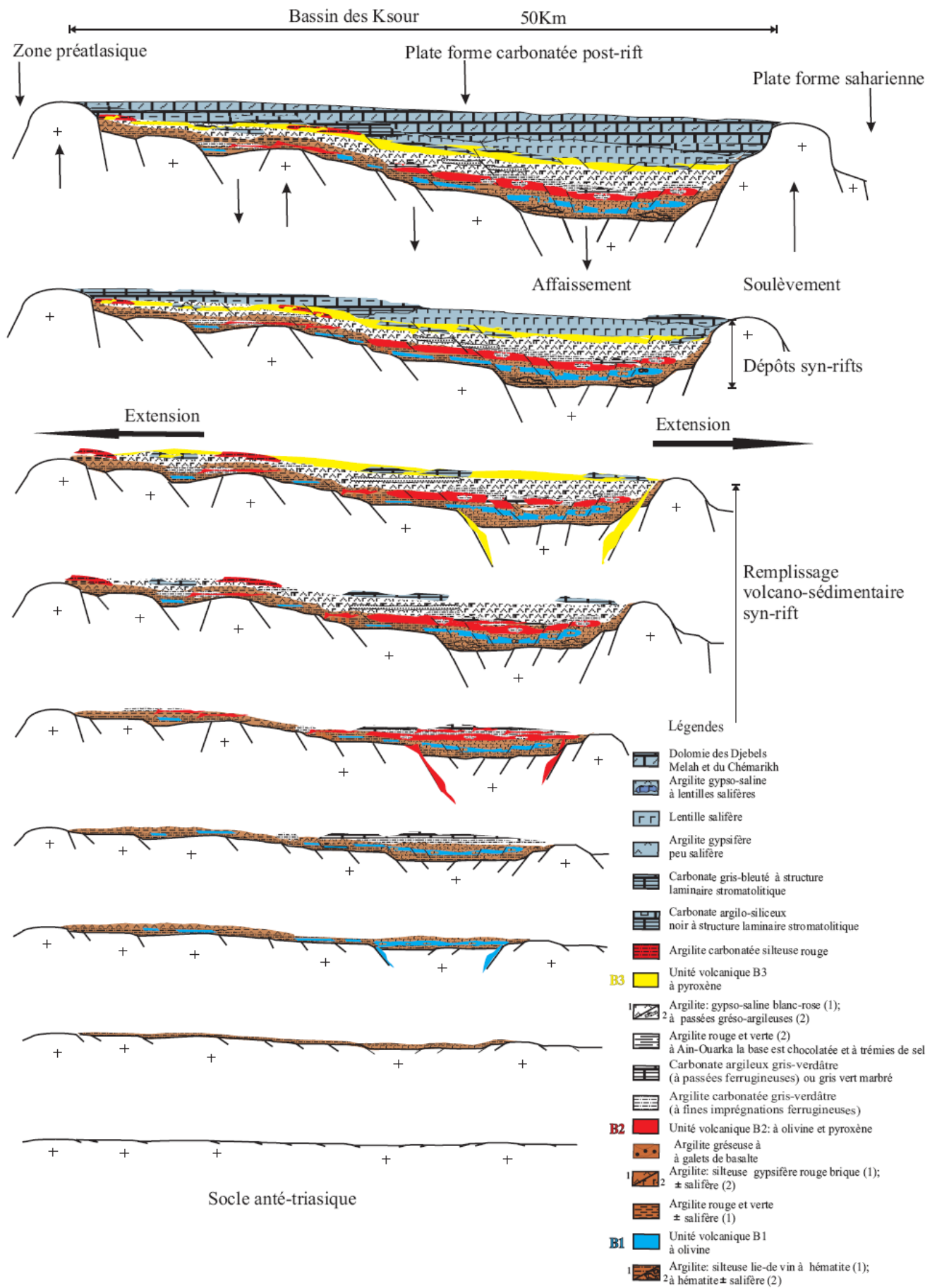


Fig.53 : Les différentes étapes de l'extension triasico-liasique et la mise en place du volcanisme CAMP dans le bassin des Ksour

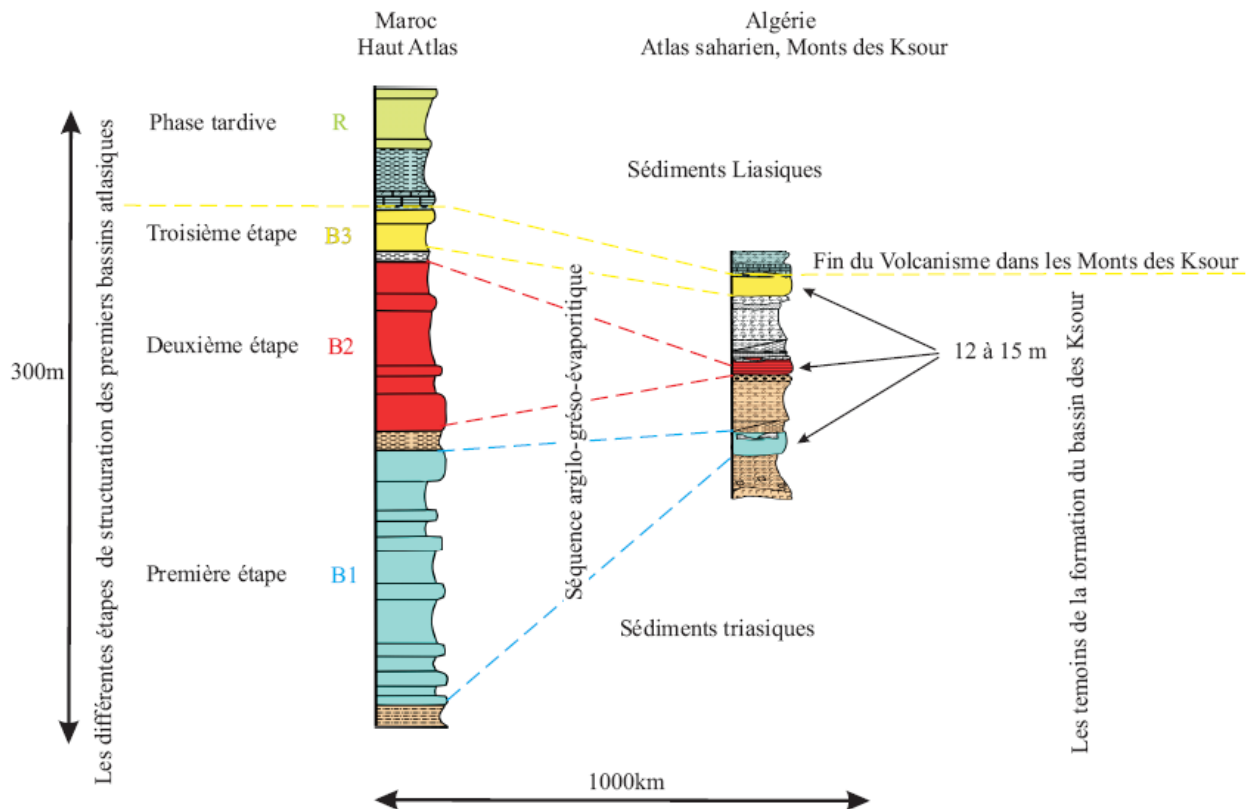


Fig.54 : Les différentes phases de structuration des premiers bassins atlasiques. Corrélation entre la séquence volcanique du bassin des Ksour et du Haut Atlas

Sur le plan géochronologique, dans le bassin des Ksour, cet épisode post-rift couvre l'intervalle Rhéto-Hettangien (Flamand, 1911 ; Bassoulet, 1973 ; Ait Ouali, 1991). Ceci permet d'envisager un âge fini-triasique ou de part et d'autre de la limite Tr-J pour le volcanisme et pour la formation du bassin. Cette position stratigraphique s'accorde avec les datations disponibles sur le magmatisme de la CAMP au Maroc et dans le SW algérien, qui s'étalent du Rhétien à l'Hettangien, compte tenu des marges d'erreurs analytiques (Sebaï et al., 1991 ; Knight et al., 2004 ; Marzoli et al., 2004 ; Verati et al., 2007 ; Chabou et al., 2007 ; Chabou et al., 2010).

Sur le plan géochimique, et ce en dépit d'une altération poussée, la nature tholéiitique des trois unités volcaniques du bassin des Ksour a été démontrée (faibles teneurs en titane et en phosphore, rapport Y/Nb et Zr/P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>). Les spectres d'éléments traces, enrichis en terres rares légères ((La/Yb)<sub>n</sub>= 5,8 à 2,5) et autres éléments incompatibles (Th de 3,59 à 1,64) et présentant une anomalie négative en Nb sont caractéristiques de tholéiites continentales. Ce volcanisme

s'apparente aux tholéiites pauvres en Ti de la CAMP en Afrique de l'Ouest. Il est précisément corrélé avec la série volcanique triasico-liasique du Haut Atlas marocain où quatre unités volcaniques (inférieure, intermédiaire, supérieure, et récurrente) ont été identifiées (Bertrand, 1991 ; Marzoli et al., 2004). Sur la base des éléments majeurs (Ti, P) et des éléments traces immobiles, les unités inférieure, intermédiaire et supérieure montrent, respectivement, les mêmes spectres multi-éléments et la même évolution chimique dans les Ksour et dans le Haut Atlas marocain. Seule l'unité récurrente n'est pas représentée dans les Monts des Ksour.

Le volcanisme du bassin des Ksour appartient donc à la province géante CAMP, associée à un système de rifts précédant l'ouverture de l'Atlantique central. Le rift de l'Atlas saharien (s.s) situé entre les Hauts Plateaux et la plateforme saharienne, représente la branche la plus orientale de ce système, parallèle à l'axe principal du rift atlasique marocain. Dans ce contexte, les basaltes des Monts des Ksour représentent un des témoins les plus orientaux de la CAMP et dont la limite vers l'est n'est pas encore connue....

## **BIBLIOGRAPHIE**

- Aarab, E.M., Rahimi, A., Rocci, G., 1994 : Un exemple de différenciation transverse : le grand dyke de Foum Zguid (Anti-Atlas, Maroc). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Série 2, 319, 209-215.
- Aït Ouali, R., 1991 : Le rifting des Monts des Ksour (Algérie occidentale) au Lias : Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb. Thèse doctorat d'état USTHB, Alger.
- Aït Ouali, R., 1992 : Modèle de rift, le bassin des Ksour (Atlas saharien occidental) au Trias-Lias. 14e Réunion, Sciences Terre, Toulouse. Société Géologique de France. Edit. Paris.
- Aït Ouali, R. et Delfaud, J., 1995 : Les modalités d'ouverture du bassin des Ksour au Lias dans le cadre du rifting jurassique au Maghreb. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, t. 320, série Ila, 773-778.
- Albarède, F., 1992: How deep do common basaltic magmas form and differentiate? Journal of Geophysical Research, 97, 10997-11009.
- Alibert, C., 1985: A Sr-Nd isotope and REE study of late Triassic dolerites from the Pyrenees (France) and the Messejana dyke (Spain and Portugal). Earth and Planetary Science Letters, 73, 81-90.
- Azambre, B., Rossy, M. and Elloy, R., 1981 : Les dolérites triasiques (ophites) des Pyrénées : données nouvelles fournies par les sondages pétroliers en Aquitaine. Bulletin de la Société Géologique de France, 23, 3, p. 263-269.
- Baksi, A.K., et Archibald, D.A., 1997: Mesozoic igneous activity in the Maranhão province northern Brazil:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for separate episode of basaltic Earth and Planetary Science Letters, 151, 139-153.
- Baksi, A.K., 2003: Critical evaluation of  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages for the Central Atlantic Magmatic Province: timing, duration and possible migration of magmatic centers. In : Hames, W.E., McHome, J.G., Renne, P.R., and Ruppel, C. (Eds.), The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea, American Geophysical Union, Geophys. Monogr, 136, 77-90.
- Bassoulet, J.P., 1971 : Découverte d'empreintes de pas de reptiles dans l'Infralias de la région d'Aïn Sefra (Atlas saharien, Algérie). Comptes Rendus Sommaires de la Société Géologique de France, (7), p. 358-359.

- Bassoulet, J.P., 1973 : Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Sci. Nat. Univ. Paris 6, 2 t.
- Bayer, R. et Lesquer, A., 1978 : Les anomalies gravimétriques de la bordure orientale du craton ouest africain : géométrie d'une suture pan-africaine. Bulletin de la Société Géologique de France, 20, p. 863-876.
- Beckinsale, R.D., Bowies, J.F.W., Pankhurst, R.J., and Wells, M.K., 1977: Rubidium-Strontium age studies and geochemistry of acid veins in the Freetown complex, Sierra Leone, Mineralogy Magmatic, 41, 501-511. :
- Bédard, J.H., 1985: The opening of the Atlantic, the Mesozoic New England igneous province, and mechanism of continental breakup. Tectonophysics 113, 209-232.
- Beerling, D.J., and Berner, R.A., 2002: Biogeochemical constraints on the Triassic-Jurassic boundary carbon cycle event. Global Biogeochemical Cycles, v. 16, n°. 10, p. 1-13.
- Belfar, F., 2004 : Géométrie et dynamique des bassins triasiques de l'Atlas saharien occidental et des hauts plateaux (Algérie). SGP 5, Boumerdès, Algérie.
- Berrangé, J.P., 1977: The geology of southern Guyana, South America. Institute of Geological Sciences, Overseas division memoir 4.
- Bertrand, H., et Coffrant., D., 1977 : Geochemistry of tholéiites from Nord-Est Américan Margin ; correlation With Morocco : a statistical approach. Contributions to Mineralogy and Petrology, 63, 65-74.
- Bertarnd, H., Dostal, J.et Dupuy, 1982: C., Geochemistry of early Mesozoic tholeiites from Morocco. Earth and Planetary Science Letters, 58, 225-239.
- Bertrand, H., Coffrant, D., 1986 : Le sill doléritique du Kaarta (Mali occidental): un exemple de fractionnement par flow différentiation? Réunion Annuelle des Sciences de la Terre, 11, 16.
- Bertrand, H., 1987 : Le magmatisme tholéiitique continental de la marge ibérique, précurseur de l'ouverture de l'Atlantique central: les dolérites du dyke de Messejana-Plasencia (Portugal-Espagne). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 304, 6, 215-220.

- Bertrand, H., 1988 : Les diagrammes discriminants permettent-ils de reconstituer le site géodynamique de mise en place de formations paléovolcaniques ? Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 306, 33-38.
- Bertrand, H. et Villeneuve, M., 1989 : Témoins de l'ouverture de l'Atlantique central au début du Jurassique : les dolérites continentales de Guinée (Afrique de l'Ouest). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, 308, série II, p. 93-98.
- Bertrand, H., 1991: The Mesozoic tholeiitic province of northwest Africa: a volcano-tectonic record of the early opening of Central Atlantic, in: Kampunzu A.B., Lubala R.T. (Eds.), Magmatism in Extensional Structural Settings, the Phanerozoic African Plate, Springer-Verlag, pp. 147–191.
- Bertrand, H., Fornari, M., Marzoli, A., Sempere, T., et Féraud, G., 2005: Early Mesozoic rift-related magmatism in the Bolivian Andes and Subandes: The southernmost record of the Central Atlantic Magmatic Province. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 111-114.
- Bertrand, H., Malod, J., Verati, C., Réhault, J.P., Féraud, G., Marzoli, A., 2006. Evolution tectono-magmatique de la marge marocaine à la limite Trias-Jurassique. Approche Terre-Mer. Colloque du Groupe de Recherche Marges, 2006
- Beutel, E.K., Nomade, S., Fronabarger, A.K., Renne, P.R., 2005: Pangea's complex breakup: A new rapidly changing stress field model. Earth and Planetary Science Letters, 236, 471-485.
- Bice, D.M., Newton, C.R., McCauley, S., Reiners, P.W., McRoberts, C.A., 1992: Shocked quartz at the Triassic–Jurassic boundary in Italy. Science 255, 443-446.
- Biron, P.E., 1982 : Le permotrias de la région de l'Ourika (Haut Atlas de Marrakech, Maroc) Thèse 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. Grenoble.
- Bonhomme, M., 1962 : Contribution à l'étude géochronologique de la plateforme saharienne. Annales de la Faculté des Sciences Clermont-Ferrand, 5, n°36.

- Brown, R.H., 1980: Triassic rocks of the Argana valley, Southern Morocco, and their regional structural implications. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, 64, 988-1003.
- Busson, G., 1974 : Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale, données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (7), XVI, n°6, p. 653-665.
- Caire, A., 1971 : Chaînes alpines de la Méditerranée centrale (Algérie et Tunisie septentrionale, Sicile, Calabre et Apennin méridional). UNESCO., *tectonique de l'Afrique*, Sciences de la Terre, 6, p 61-90.
- Campbell, I.H., Griffiths, R.W., 1990 : Implications of mantle plume structure for the evolution of flood basalts. *Earth and Planetary Science Letters*, 99, 79-93.
- Caroff, M., Bellon, H., Chauris, L., Carro, J-P., Chevrier, S., Gardinier, A., Cotton, J., Le Moan, Y., and Neidhart, Y., 1995 : Magmatisme fissural triasico-liasique dans l'ouest du Massif armoricain (France) : pétrologie, géochimie, âge et modalités de la mise en place. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32, 11, 1921-1936.
- Cebria, J.M., Lope Ruiz, J., Doblas, M., Martins, L.T., Munha, J., 2003: Geochemistry of the early Jurassic Messejana-Plasencia dyke (Portugal–Spain); implications on the origin of the Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Petrology* 44, 547–568.
- Chabou, M.C., Sebäi A., Féraud, G., Bertrand, H., 2007 : Datation  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la province magmatique de l'Atlantique central dans le Sud-Ouest algérien, *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 970-978.
- Chabou, M.C., 2008 : Datation  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  et Géochimie de la Province Magmatique de l'Atlantique Central dans le Sud-Ouest algérien, Thèse de doctorat, ENSP.
- Chabou, M.C., Bertrand, H., Sebäi, A., 2010: Geochemistry of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in south western Algeria, *African Earth Sciences*, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2010.02.009
- Choubert, G. et Faure-Muret, A., 1971 : *Tectonique de l'Afrique*, UNESCO.



- Choudhuri, A., Oliveira, E.P., Sial, A.N., 1991. Mesozoic dyke Swarms in Northern Guiana Shield, South America. *N. Jb. Miner. Mh. H.*, 6, 241-248.
- Cirilli, S., Marzoli, A., Tanner, L., Bertrand, H., Buratti, N., Jourdan, F., Bellieni, G., Kontak, D., and Renne, P.R., 2009: Latest Triassic onset of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism in the Fundy Basin (Nova Scotia), New stratigraphic constraints *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 286, Issues 3-4, 15, p. 514-525
  - Cohen, A.S., and Coe, A.L., 2002: new geochemical evidence for the onset of volcanism in the Central Atlantic magmatic province and environmental change at the Triassic-Jurassic boundary. *Geology*, v. 30, p. 267-270.
  - Coltice, N., Phillips, B.R., Bertrand, H., Ricard, Y., Rey, P., 2007: Global warming of the mantle at the origin of flood basalts over supercontinents. *Geology*, 35, 391-394.
  - Conrad, J., 1972 : Distension Jurassique et tectonique éocétacée sur le nord-ouest de la plate- forme africaine (Bassin de Reggane, Sahara central). *Comptes rendus de l'Académie des sciences, Paris*, 274, 2423-2426.
  - Coode, J.C., Dijkstra, B., Bouchta, R., 2003 : Prospectivity of the High Plateaus Basin (Morocco). Abstract In : AAPG International Conference, Barcelona, Spain.
  - Cornet, A., 1952 : L'Atlas saharien sud oranais XIX Congrès Géologique International. Alger. *Monographie Régionale*, 1<sup>er</sup> Série., n°12.
  - Courtillot, V., Jaupart, C., Manighetti, I., Tapponnier, P., Besse, J., 1999: On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, 166, 177-195.
  - Cousminer, H. L., et Manspeizer, W., 1976: Triassic pollen date Moroccan High Atlas and the incipient rifting of Pangea as middle Carnian. *Science*, 191, 943-945.
  - Dalrymple, G.B., Grommé, C.S. et White, R.W., 1975: Potassium-argon age and paleomagnetisme of diabase dikes in Libéria : initiation of central Atlantic rifting. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 399-411.

- Davison, I., 2005: Central Atlantic margin basins of North West Africa: Geology and hydrocarbon potential (Morocco to Guinea) *Journal of African Earth Sciences*, 43, 254-274.
- De Pachtère, P., Bertrand, H., et Tane, J.L., 1985 : Mise en évidence de centre d'émissions dans la série volcanique fini-triasique du Haut Atlas de Marrakech (Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Paris*, t. 300, série II, n°20, 1029-1032.
- Deckart, K., Féraud, G., and Bertrand, H., 1997: Age of Jurassic continental tholeiites of French Guyana, Surinam and Guinea: Implications for the initial opening of the Central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 150, 205-220.
- Deckart, K, Bertrand, H. and Liegeois, J.P., 2005: Geochemistry and Sr, Nd, Pb, isotopic composition of the Central Atlantique Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos*, 82, 289-314.
- Demant, A., Morata, D., 1996 : Les dolérites tholéitiques de Gaujacq et St-Pandelon (Landes, France). *Pétrologie, géochimie et cadre géodynamique. Bulletin de la Société Géologique de France*, 167, 321-333.
- DeMin, A., Piccirillo, E.M., Marzoli, A., Bellieni, G., Renne, P.R., Ernesto, M., Marques, L., 2003 : The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: petrology, geochemistry,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In : Hames, W.E., McHome, J.G., Renne, P.R., and Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea*, American Geophysical Union. *Geophysical Monograph*, 136, 209- 226.
- Diallo, D., Bertrand, H., Azambre, B., Gregoire, M., Caseiro, J., 1992 : Le complexe basique-ultrabasique de Kakoulima (Guinée-Conakry): une intrusion tholéitique stratifiée liée au rifting de l'Atlantique central. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 314, p. 937-943.
- Dostal, J. and Greenough, J. D., 1992: Geochemistry and petrogenesis of the Early Mesozoic North Mountain basalts of Nova Scotia, Canada in Puffer, J. H., Ragland, P. C. (Eds), *Eastern North American Mesozoic magmatism. Geological Society of America Special Paper*, 268, 149-159.

- Dostal, J. and Durning, M., 1998: Geochemical constraints on the origin and evolution of early Mesozoic dikes in Atlantic Canada *European Journal of Mineralogy*, 10, 79-93.
  - Douihasni, M. et Rolet, J., 1974 : Mise en évidence de tectonique superposées dans la région d'Aïn-Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, t. 278. Série D 1817-1820.
  - Douihasni, M., 1976 : Etude géologique de la région d'Aïn Ouarka Boussemghoun (partie centrale des Monts des Ksour), Analyse structurale et stratigraphie. Thèse 3<sup>ème</sup> cycles, Univ. Oran.
  - Dunning, G.R., Hodych, J.P., 1990: U-Pb zircon and baddeleyite ages for the Palisades and Gettysburg sills of the northeastern United States: Implications for the age of the Triassic/Jurassic boundary. *Geology*, 18, 795-798.
  - Dupuy, C., Marsh, J., Dostal, J., Michard, A., and Testa, S., 1988: Asthenospheric sources for Mesozoic dolerites from Liberia (Africa): Trace element and isotopic evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 87, 100-110.
  - Laville, E., Pique, A. Amrhar, M. and Charroud, M., 2004: A restatement of the Mesozoic Atlasic Rifting (Morocco) *Journal of African Earth Sciences*, v38, Issue 2, p. 145-153.
- Elmi, S., 1977 : Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bati africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). Extrait des *Annales de la société géologiques du nord T.XCII*, p. 315-323.
- Elmi, S., Alméras, Y., Ameer, M., Bassoulet, J.P., Boutaktiout, M., Benhamou, M., Maroc, A., Mékahli, L., Mekkaoui, A., et Mouterde, R., 1998: Stratigraphic and paleogeographic survey of the lower and middle Jurassic along a North-South transect in western Algeria. In : Crasquin-Soleau et Barbier, Eds., *Peri-Tethys. Mémoire 4. Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle*.
  - Encyclopaedia Universalis 2010 : France éditeur Paris.
  - Ennih, N., Liégeois, 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 Research*, 112, 289-302.

- Ernst, R.E., Buchan K.L., 1997: Giant radiating dyke swarms: their use in identifying pre- Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes. In: J.J. Mahoney and M.F. Coffin (Eds.), Large Igneous Provinces: Continental, Oceanic, and Planetary Flood Volcanism. Geophysical Monography, 100, 297-334.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2001: The use of mafic dike swarms in identifying and locating mantle plumes. In: Ernst, R.E., Buchan. K.L. (Eds.), Mantle Plumes: Their Identification Through Time. Geological Society of America, Special Paper, 352, 247-265.
- Ernst, R.E., Buchan, K.L., 2002. Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces. Journal of Geodynamics, 31, 309-34.
- Fabre J., 1976 : Introduction à la géologie du Sahara algérien. Société Nationale d'Édition et de Diffusion, Alger.
- Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geosciences Collection, MRAC Tervuren, Belgique
- Feddan, B., 1988 : Evolution d'un bassin intraplaque sur décrochement : le Moyen Atlas (Maroc) durant le Méso- Cénozoïque. Thèse Sci. Univ. Rabat.
- Fedan, B., Laville, E. et El. Mezgueldi, A., 1989 : Le bassin jurassique du Moyen Atlas (Maroc): exemple de bassin sur relais de décrochements. Bulletin de la Société Géologique de France, 8, V, 6, 1123-1136.
- Fietchner, L., Friedrichsen, H., Hammerschmidt, K., 1992 : Geochemistry and geochronology of Early Mesozoic tholeiites from Central Morocco. Geologische Rundschau, 81, 45–62.
- Flamand, G.B.M., Pomel, A., Curie, J., 1890 : Explication de la carte géologique de l'Algérie au 800000 suivit d'une étude succincte sur les roches éruptives. Publication du Service de la Carte Géologique de l'Algérie.
- Flamand, G.B.M., 1907 : Territoire de sud de l'Algérie. Service géologique. Compte Rendu de la campagne 1906-1907, Alger. 2 cartes.
- Flamand, G.B.M., 1908 : campagne 1907-1908, Alger. 2 plans, 1 carte.

- Flamand, G.B.M., 1911 : Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et territoire du sud). Thèse Sci., Lyon, n°47 et A. Rey. 22 cartes.
- Floyd, P.A., Winchester, J.A., 1975 : Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27, 211-218.
- Fowell, S.J., and Olsen, P.E., 1993: Time calibration of Triassic-Jurassic microfloral turnover, eastern North America. *Tectonophysics*, v. 222, p. 361-369.
- Fowell, S.J., Traverse, A., 1995: Palynology and age of the upper Bloomindon Formation, Fundy basin, Nova Scotia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, v. 86, p. 211-233.
- Galmier, D., 1970 : Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie). Thèse doctorat. D'état. Faculté des Sciences, Paris, 9 cartes H.T. ronéot.
- Galmier, D., 1972 : Photogéologie de la région d'Aïn Séfra (Algérie). Publications du Services Géologique de l'Algérie. Nouvelle Série, n°42.
- Golonka, Jan., Bocharova, N.Y., 2000 : Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 161, 49-69.
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., 2004: A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press.
- Greenough J.D., Hodych, J.P., 1990: Evidence for lateral magma injection in the Early Mesozoic dykes of eastern North America. In: A.J. Parker, P.C. Rickwood and D.H. Tucker (Eds.), *Mafic dykes and emplacement mechanisms*, Balkema, Rotterdam, 35-46.
- Hafid, M., 1999 : Incidences de l'évolution du Haut Atlas occidental et de son avant-pays septentrional sur la dynamique Méso-Cénozoïque de la marge Atlantique. Unpublished Thèse Docteur ès-sciences, Université Ibn Tofail, Faculté des Sciences, Kentira, Morocco.
- Hallam, A., 1990: The end-Triassic mass extinction event, in Sharpton, V. L., and Ward, P. D., eds., *Global catastrophes in Earth history; an interdisciplinary conference on impacts, volcanism, and mass mortality*. Geological Society of America, Special Paper, 247, p. 577-583

- Hallam, A., Wignall, P.B., 1999: Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Revue*, 48, 217–250.
- Hames, W.E., Renne, P.R., and Ruppel, C., 2000: New evidence for geologically- instantaneous emplacement of earliest Jurassic Central Atlantic magmatic province basalts on the North American margin. *Geology*, 28, 859-862.
- Hallam, A., 2002, How catastrophic was the end-Triassic mass extinction? *Lethaia*, v. 35, p. 147–157
- Hansen, J., Mki. Sato, P. Kharecha, G. Russell, D.W. Lea, and M. Siddall, 2007: Climate change and trace gases. *Phil. Trans. Royal. Soc. A*, 365, 1925-1954, doi:10.1098/rsta. 2007. 2052.
- Harland, W.B., et Gayer, R. A., 1972: The Arctic Caledonids and earlier ocean in *Geology Magmatic.*, v. CIX, p. 289-314.
- Hattori, K; Cabri, L. J., and Hart, A. R., 1991: Osmium isotope ratios of PGM grains associated with the Freetown Layered Complex, Sierra Leone, and their origin. *Contribution Mineralogy Petrology*, 109, 1, 10-18;
- Hattori, K., et Chalokwu, C.I., 1995: Source for early magmatism related to the opening of the Atlantic Ocean, Sr-and Nd-isotopes of mineral separated from the Freetown Complex of Sierra Leone. American Geophysical Union Fall meeting, *EOS*, 76, 687.
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., and Piasecki, S., 2002: Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with initiation of massive volcanism. *Geology*, v. 30, p. 251–254.
- Hill, R.I., 1991: Starting plumes and continental break-up. *Earth and Planetary Science Letters*, 104, 398-416.
- Hodych, J.P. et Hayatsu, A., 1988: Paleomagnetism and K-Ar isochron dates of Early Jurassic basaltic flow and dikes of Atlantic Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1972-1989.
- Hodych, J.P., Dunning, G.R., 1992: Did the Manicouagan impact trigger end-of-Triassic mass extinction? *Geology*, 20, 51-54.

- Hollard, H., 1973 : la mise en place au Lias des dolérites dans le Paléozoïque moyen du nord-est des plaines du draa et du bassin de Tindouf (Sud de l'Anti-Atlas central, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 277, p. 553-556.
- Iacumin, M., De Min, A., Piccirillo, E.M., Bellieni, G., 2003 : Source mantle heterogeneity and its role in the genesis of Late Archaean–Proterozoic (2.7-1.0 Ga) and Mesozoic (200 and 130 Ma) tholeiitic magmatism in the South American Platform. *Earth-Science Reviews*, 62, 365-397.
- Jamieson B.G., Clarke D.B., 1970: Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. *Journal of Petrology*, 11, 183-204.
- Janney, P.E., Castillo, P.R., 2001: Geochemistry of the oldest Atlantic oceanic crust suggests mantle plume involvement in the early history of the central Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 291-302.
- Jansa, L.F. et Wiedmann, 1982: J., Mesozoic Cenozoic development of the eastern North American and Northwest African continental margin : a comparaison. In : Von Rad U., Hinz K., Sarnthein M; et Seibold ED. Eds. *Geology of the Northwest African continental margin*. Springer-Verlag, Berlin, 11, 35-60.
- Jourdan, F., Marzoli, A., Bertrand, H., Cosca, M., Fontignie, D., 2003. The northernmost CAMP;  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age, petrology and Sr–Nd–Pb isotope geochemistry of the Kerforne Dike, Brittany, France. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C.R. (Eds.): *The Central Atlantic Magmatic Province; Insights from Fragments of Pangea*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, 136, 209-226
- Kazi-Tani, N., 1986 : Evolution géodynamique de la bordure Nord africaine : Le domaine intraplaque Nord algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse doctorat d'état, Pau.
- Kent, D.V., Olsen, P.E., Witte, W.K., 1995: Late Triassic–earliest Jurassic geomagnetic polarity sequence and paleolatitudes from drill cores in the Newark Rift Basin, eastern North America. *Journal of Geophysical Research*, 100, 14965-14998.

- Knight, K.B., Nomade, S., Renne, P.R., Marzoli, A., Bertrand, H., Youbi, N., 2004: The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic-Jurassic boundary, paleomagnetic and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 228 143-160.
- Kulke, H., 1975 : Blastèse de silicates et de magnésite dans les roches carbonatées du Trias salifère de l'Atlas (Afrique Nord occidentale). *Geologisches. Inst. Ruhr. Universitat Bochm. RFA.*
- Kulke, H., 1976: Diagenèse, beginnende métamorphose und minéral neubildungen der karbonat ton und sandsteinfalge in Trias salz des diapirs rocher de sel de Djelfa (Algérie). *Geologisches Jahrbuch. Reihe D, Heft.*
- Kulke, H., 1979 : Sédimentation, diagenèse et métamorphisme léger dans un milieu sursalé. Exemple du Trias maghrébin. *Sciences Terre, t. XXIII, p. (2)-39 à (2)-74.*
- Kurtz, J., 1983: Geochemistry of Early Mesozoic Basalts from Tunisia. *Journal of African Earth Sciences, Vol.1, n°2 p. 113-125.*
- Kutina, J., Bennani, A., Fredriksson, K., Nelen, J., Golightly, D.W., Brown, F.W., Brown, Z.A., Rait N., Moore, R., 1992: The gabbro-dolerite magmatism of the Fom Zguid region: Relation to deep structure of Morocco and possible potential for cobalt, nickel, and platinum-group elements. In : R. Mason (Eds.), *Basement Tectonics 7, Dordrecht, Kluwer Academic, 175-193.*
- Lapierre, H., Mangold, C., Elmi., S. et Brouxel, M., 1984 : Deux successions volcano sédimentaires dans le Trias d'oranie (Algérie occidentale). *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, v. 25, fasc. 5, p361-373.*
- Laville E. et Petit J.P.; 1984: Role of synsedimentary strike-slip faults in the formation of Moroccan Triassic basins. *Geology, 12, 424-427.*
- Laville, E., 1985 : Evolution sédimentaire tectonique et magmatique du bassin jurassique du Haut Atlas (Maroc) : modèle en relais multiples de décrochements. *Thèse doctorat d'état. Univ. Montpellier.*
- Laville, E. et Piqué, A., 1991 : La distension crustale atlantique et atlasique au Maroc au début du Mésozoïque : le rejeu des structures hercyniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France, t.162, n°6 p. 1161-1171.*



- Lay, C., Reichelt, R., 1971 : Sur l'âge et la signification des intrusions de dolérites tholéitiques dans le bassin de Taoudenni (Afrique occidentale). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 272, 374-376
- Le Pichon, X., Angelier, J., Sibuet, J. C, 1982: Plate boundaries and extensional tectonics, in *Tectonophysics*, v. LXXXI, p. 239-256.
- Le Roy, P., et Piqué, A., Le Gall, B., Ait Brahim, L., Morabet Al, M., Denati, A., 1997 : Les bassins côtiers triasico-liasiques du Maroc occidental et la diachronie de rifting intra-continentale de l'atlantique Central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168, 637-648.
- Le Roy, P., et Piqué A., 2001 : Triassic–Liassic Western Moroccan synrift basins in relation to the Central Atlantic opening Marine. *Geology*, 172 359-381
- LeBas, M.J., LeMaitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986: A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology*, 27, 745-750.
- Leitch, A.M., Davies, G.F., Wells, M., 1998: A plume head melting under a rifting margin. *Earth and Planetary Science Letters*, 161, 161-177.
- Mahmoudi, A., Bertrand, H., 2007 : Identification géochimique de la province magmatique de l'Atlantique central en domaine plissé : exemple du Moyen Atlas marocain. *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 545-552.
- Maillard, A., Malod, J., Thiébot, E., Klingelhofer, F., and Réhault, J-P., 2006: Imaging a lithospheric detachment at the continent-ocean crustal transition off Morocco. *Earth and Planetary Science Letters*, 241, 3-4, 686-698.
- Manspeizer, W., 1982: Triassic-Liassic basins and climate of Atlantic passive margins; *Geol. Rundsch.*, 71, 8, 895-917.
- Manspeizer, W., 1988: Triassic-Jurassic rifting and opening of the Atlantic, an overview. In: - Manspeizer, W., Ed. Triassic-Jurassic rifting. Continental breakup and The origin of the Atlantic passive margins. *Dev. Geotectonic*, 22, 41-79.
- Martins, L.T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R., 2008: Rift-related magmatism of the Central Atlantic Magmatic Province in Algarve, Southern Portugal. *Lithos*, 101, 102-124.

- Marzoli, A., Renne, P.R., Piccirillo, E.M., Ernesto, M., Bellieni, G., De Min, A., 1999 : Extensive 200 Million-Year-Old Continental Flood Basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616-618.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K.B., Cirilli, S., Buratti, N., Verati, C., Nomade, S., Renne, P.R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L., Bellieni, G., 2004: Synchrony of the Central Atlantic Magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geology*, 32, 973-976.
- Mattauer, M., Tapponnier P., Proust, F., 1977 : Sur les mécanismes de formation des chaînes intracontinentales : l'exemple des chaînes atlasiques du Maroc. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19, 521–526.
- Mauche, R., Faure, G., Jones, L.M., Hoefs, J., 1989 : Anomalous isotopic compositions of Sr, Ar and O in the Mesozoic diabase dikes of Liberia, West Africa. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 101, 12-18.
- May, P.R., 1971: Pattern of Triassic diabase dikes around the North Atlantic in the context of predrift position of the continents. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 1285-1292.
- McElwain, J. C., Beerling, D. J., Woodward, F. I., 1999: Fossil Plants and Global Warming at the Triassic-Jurassic Boundary. *Science*, v. 285. n°. 5432, p. 1386-1390  
DOI: 10.1126/science.285.5432.1386
- McHone, J. G., 1996: Broad-terranes Jurassic flood basalts across northeastern North America. *Geology*, 24, 319-322.
- McHone, J.G., 2000: Non-plume magmatism and tectonics during the opening of the central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316, 287-296.
- McHone, J. G., 2001: Mapping the Central Atlantic magmatic province. *Abstracts with Programs Geological Society of America*, 33, 78.
- Meddah, A., 1998 : Etude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour). (Essai de synthèse sur les diapirs atlasique). Thèse Magister. USTHB. Alger.

- Meddah, A., Elmi S., 1999 : L'appareil diapirique de Tiout (Atlas saharien occidental, Algérie): Activités volcaniques et phénomènes halocinétiques. 1<sup>er</sup> Colloque National du Jurassique marocain. Rabat.
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S. 2006 : Le volcanisme Triasico-Liasique des monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie) : corrélation avec le Maroc. 5<sup>ème</sup> Réunion du Groupe marocain du Permien et du Trias, El-Jadida
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., 2006 : Nouvelles données sur le volcanisme du Trias des Monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). XII<sup>ème</sup> séminaire National Science de la Terre. Oran
- Meddah, A., Bertrand, H., Elmi, S., 2007 : La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Compte Rendis Geoscience*, 339, 24-30.
- Mékahli, L., 1995 : Hettangien-Bajocien supérieur des Monts des Ksour: Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique et stratigraphique séquentielle. Thèse doctorat d'état Univ. d'Oran.
- Merle, R., Marzoli, A., Verati, C., Bertrand, H., Chiaradia, M., Bellieni, G., Ernesto, M., 2007: <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar ages and geochemistry of Maranhão CAMP tholeiites (Brazil): implications for low and high-Ti basalts sources. *Goldschmidt Conference Abstracts*, A 655.
- Michard A., 1976 : *Eléments de Géologie marocaines*. Notes Mémoire du Service Géologique du Maroc, n°252.
- Milla, K.A., Ragland, P.C. et Salters, V., 1999: Southwestward increase in diversity of lower Mesozoic olivine tholeiites in the southern part of the Eastern North American Large Igneous Province. In: *American Geophysical Union spring meeting*, Boston.
- Min, K., Mundil, R., Renne, P.R., Ludwig, K.R., 2000: A test for systematic errors in <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology through comparison with U-Pb analysis of a 1.1-Ga rhyolite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 64 (1) 73-98.
- Montigny, R., Azambre, B., Rossy M., Thuizat, R., 1982 : Etude K/Ar du magmatisme basique lié au Trias supérieur des Pyrénées. Conséquences méthodologiques et paléogéographiques. *Bulletin de Minéralogie*, 105, 673-680

- Morgan, W.J., 1983 : Hotspot tracks and the early rifting of the Atlantic. *Tectonophysics*, 94, 123-139.
- Nomade, S., 2001 : Evolution géodynamique des cratons des Guyanes et d'Afrique de l'Ouest. Apport des données paléomagnétiques, géochronologiques ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ) et géochimiques en Guyane et Côte-d'Ivoire, unpublished PhD thesis.
- Nomade, S., Pouclet, A., Chen, Y., 2002: The French Guyana doleritic dykes: geochemical evidence of three populations and new data for the Jurassic Central Atlantic Magmatic Province. *Journal of Geodynamics*, 34, 595-614.
- Nomade, S., Knight, K.B., Beutel, E., Renne, P.R., Verati, C., Féraud, G., Marzoli, A., Youbi N., Bertrand, H., 2007: Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic-Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 326-344.
- Oliveira, E.P., Tarney, J., Joao, X.J., 1990: Geochemistry of the Mesozoic Amapa and Jari dyke swarms, northern Brazil: plume-related magmatism during the opening of the central Atlantic. In: Parker, A.J., Rickwood, P.C., Tucker, D.H. (Eds.), *Mafic Dikes and Emplacement Mechanisms*. Balkema, Rotterdam, Netherlands, p. 173-183.
- Olsen, P.E., Shubin, N.H., Anders, M.H., 1987: New Early Jurassic Tetrapod assemblages constrain Triassic–Jurassic Tetrapod extinction event. *Science*, 237, 1025–1029.
- Olsen, P. E., 1988: Paleontology and paleoecology of the Newark supergroup (Early Mesozoic, eastern North America). In *Triassic-Jurassic Rifting, Developments in Geotectonics* (Manspeizer W., Eds.), Elsevier. New York, p. 185-230.
- Olsen, P.E., McDonald, N.G., Huber, P., Cornet, B., 1992: Stratigraphy and paleoecology of the Deerfield rift basin (Triassic–Jurassic, Newark Supergroup), Massachusetts. In: Robinson, P., Brady, J.B. (Eds.), *Guidebook for Field Trips in the Connecticut Valley Region of Massachusetts and Adjacent States*. New England Intercollegiate Geological Conference 84th Annual Meeting,

Contribution n° 66, v. 2. Department of Geology and Geography, Univ. of Massachusetts, Amherst, Massachusetts, p. 488–535.

- Olsen, P.E., Schlische, R.W., Fedosh, M.S., 1996: 580 ky duration of the Early Jurassic flood basalt event in eastern North America estimated using Milankovitch cyclostratigraphy. In: *The Continental Jurassic*, edited by M. Morales. Museum of Northern Arizona Bulletin, 60, p. 11-22.

- Olsen, P.E., Kent, D.V., Sues, H.-D., Koeberl, C., Huber, H., Montanari, A., Rainforth, E.C., Fowell, S.J., Szajna, M.J., and Hartline, B.W., 2002: Ascent of dinosaurs linked to an iridium anomaly at the Triassic-Jurassic boundary. *Science*, v. 296, p. 1305-1307.

- Olsen, P.E., Kent, D.V., Et-Touhami, M., et Puffer, J. H., 2003: Cyclo-magneto and bio-stratigraphic constraints on the duration of the CAMP event and its relationship to the Triassic-Jurassic boundary, in Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea*. Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Series, v. 136, p. 7-32.

- Oshchudlak, M. and Hubert, J. 1988: Petrology of Mesozoic sandstones in the Newark basin, central New Jersey and adjacent New York. In *Triassic-Jurassic Rifting, Developments in Geotectonics* (Manspeizer W., Eds.), p. 333-352. Elsevier. New York.

- Pálffy, J., Mortensen, J.K., Carter, E.S., Smith, P.L., Friedman, R.M., and Tipper, H.W., 2000: Timing the end-Triassic mass extinction: First on land, then in the sea? *Geology*, v. 28, p. 39-42.

- Pálffy, J., Demény, A., Haas, J., Hetényi, M., Orchard, M., and Vető, I., 2001: Carbon isotope anomaly and other geochemical changes at the Triassic-Jurassic boundary from a marine section in Hungary. *Geology*, v. 29, p. 1047–1050.

- Pearce, J.A., Cann, J.R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19, 290-300.

- Pearce, J.A., 1976: Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Journal of Petrology*, 17, 15-43.

- Pearce, J.A., Norry, M.J., 1979: Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 69, 33-47.
- Pearce, J.A., 1982: In *Andésites*, Thorpe R.S., éd., John Wiley et Sons, P. 525-548.
- Pegram, W.J. 1990: Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian tholeiites. U.S.A. *Earth and Planetary Science Letters*, 97, 316-331.
- Peretsman, G., 1985: Geochemical and petrographic analysis of early Mesozoic evaporates from Morocco. Implications for the evolution of the North Atlantic rift. Thesis, Univ. Oregon.
- Philpotts, A.R., Martello, A., 1986: Diabase feeder dikes for the Mesozoic basalts in southern New England. *American Journal of Sciences*, 286, 105-126.
- 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 Sciences*, 289, 286-330.
- Piqué, A. et Shehan, J., 1992: Late Paleozoic orogenies in Western Africa and Eastern North America: The diachronous closure of the Theic ocean. *Tectonics*, 11, 392-404.
- Piqué, A., et Laville, E., 1995 : L'Ouverture initiale de l'Atlantique central. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166, n°6, 725-738.
- Piqué, A., et Laville, E., 1996 : The Central Atlantic Rifting: Reactivation of Paleozoic Structures? *Journal of Geodynamics* V. 21, n°. 3, p. 235-255.
- Piqué, A., Ait Brahim, L., Ait Ouali, R., Amrhar, M., Charroud, M., Gourmelen, C., Laville, E., Rekhiss F., et Tricart P., 1998 : Evolution structurale des domaines atlasiques du Maghreb au Meso-Cénozoïque; le rôle des structures héritées dans la déformation du domaine atlasique de l'Afrique du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 169, 797-810.
- Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.N., Hebeda, E.H., Verdurmen, E.A., Verschure, R.H., 1968: Isotopic age determinations on Surinam rocks, 4. Ages of basement

rocks in North-Western Surinam and of Roraima tuff at Tafelberg. *Geology on Mijnbouw*, 47, 1677-1684.

- Proust, F., Petit, J.P., Tapponnier, P., 1977 : L'accident du Tizi n'Test et le rôle des décrochements dans la tectonique du Haut Atlas occidental (Maroc). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 1977, (7), t. XIX, n°3, p. 541-551.

- Puffer, J.H., 1992: Eastern North American flood basalts in the context of the incipient breakup of Pangaea. In: Puffer, J.H., Ragland, P.C. (Eds.), *Eastern North American Mesozoic Magmatism*. Geological Society of America, Special Paper, 268, 95-118.

- Puffer, J.H., 2001: Contrasting high field strength element contents of continental flood basalts from plume versus reactivated-arc sources. *Geology*, 29, 675-678.

- Puffer, J.H., 2003: A reactivated back-arc source for CAMP Magma. In : Hames, W.E., McHome, J.G., Renne, P.R., and Ruppel, C. (Eds.), *The Central Atlantic Magmatic Province: Insights From Fragments of Pangea*, Geophysical Monograph. American Geophysical Union, 136, 151-162.

- Ragland, P.C., Rogers, J.J.W., Justus, P.S., 1968: Origin and differentiation of Triassic dolerite magmas, North Carolina, USA. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 20, 57-80.

- Ragland, P.C., 1991: Mesozoic igneous rocks. In: Horton J.W. Jr., Zullo, V.A. (Eds.), *The Geology of the Carolinas*. Univ. of Tennessee Press, Knoxville, p. 171-190.

- Ressetar, R., et Taylor, G., 1988: Late Triassic depositional history of the Richmond and Taylorsville basins. Eastern Virginia, In: W. Manspeizer Eds., *Triassic-Jurassic rifting*. *Reviews Geotectonics*, 22, 11, 423-443.

- Reyre, D., 1984 : Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 24 (6), 1041-1059.

- Richards, M.A., Duncan, R.A., Courtillot, V.E., 1989: Flood basalts and hot-spots tracks: plume heads and tails. *Science*, 246, 103-107.

- Ritter, E., 1902 : Le djebel Amour et les Monts des Ouled Naïl. Bulletin du Service de la Carte Géologique d'Algérie, 2<sup>ème</sup> Sér., n°3.
- Rollinson, H.R., 1993: Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific and Technical, Essex, UK, p 352.
- Rossi, P., Cocherie, A., Mark Fanning, C., Ternet, Y., 2003. Datation U-Pb sur zircons des dolérites tholéitiques pyrénéennes (ophites) à la limite Trias-Jurassique et relations avec les tufs volcaniques dits « infra-liasiques » nord-pyrénéens. Comptes Rendus Géoscience, 335, 1071-1080.
- Salvan, H. M., 1984 : Les formations évaporitiques du Trias marocain. Problème stratigraphique, paléontologique, et paléoclimatiques. Quelques réflexions. Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique, 25,3, 187-203.
- Schaltegger, U., Annachiara Bartolini, J. G., Schoene, B., Ovtcharova, M., 2008: Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery Earth and Planetary Science Letters (2007), doi:10.1016/j.epsl.2007.11.031
- Schermerhorn, L.J.G., Priem, H.N.A., Boelrijk, N.A.I.M., Hebeda, E.H., Verdumen, E.A.Th., et Verschure, R.H., 1978: Age and origin of the Messejana dolerite Fault-dike system (Portugal and Spain) in the light of the opening of the North Atlantic ocean, Journal of Geology, 86, 299-309.
- Schott, J-J., Montigny, R., et Thuizat, R. 1981: Paleomagnetism and potassium-argon age of the , Messejana dike (Portugal and Spain): Angular limitation to the rotation of the Iberian peninsula since the Middle Jurassic, Earth and Planetary Science Letters, 53, 457-470.
- Scotese C.R., 2001: Digital Paleogeographic Map Archive on CD-ROM et Scotese. C.R.. Atlas of Earth History, Volume 1, Paleogeography, Paleomap, Project, Arlington, Texas.
- Sebaï, A., Feraud, G., Bertrand, H., et Hanes, J., 1991:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Ar dating and geochemistry of tholéiites MagMatism related to the opening of the central Atlantic rift. Earth and Planetary Science Letters, 104, p. 455-472.



- Shahidul, K., Coskun, B., 1980: Study of the eruptive rocks of north oriental Sahara. Rapport inédit, Sonatrach Exploration.
- Sougy, J., 1970 : État des connaissances sur la partie mauritanienne de la dorsale Regueibat, in Colloque international, Centre national de la recherche scientifique, n°192, Agadir-Rabat.
- Spray, J.G., Kelley, S.P., Rowley, D.B., 1998: Evidence for a late Triassic multiple impact event on Earth. *Nature*, 392, 171-173.
- Stampfli, G.M, Borel, G.D., 2002: A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrons. *Earth and Planetary Science Letters*, 196, 17-33.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989: Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, Special Publication, n° 42, p. 313-345.
- Tanner, L.H., Lucas, S.G., and Chapman, M.G., 2004: Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions: *Earth-Science Reviews*, v. 65, p. 103–139.
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A., Surlyk, F., and Piasecki, S., 2002: Terrestrial and marine mass extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with initiation of massive volcanism. *Geology*, v. 30, p. 251-254.
- Termier, H. et Termier, G., 1979 : *Histoire de la Terre*, PUF, Paris, p. 90-92.
- Thompson, G.A., 1998: Deep mantle plumes and geosciences vision. *Geological Society of America*, 8(4), 17-25.
- Tollo, R.P., et Gottfried, J.D., 1992: Petrochemistry of Jurassic basalt from eight cores, Newark basin, New Jersey. In: J.H. Puffer and P.C. Ragland (Eds.) *Eastern North American Mesozoic Magmatism*. Geological Society of America Special Paper, 268, 233-260.
- Van Houten, F.B., 1977: Triassic-Liasic deposit, Morocco and east-ern North America, a comparison. *American Associated Petrology Geology Bulletin*.
- Verati, C., Bertrand, H., Féraud, G., 2005: The farthest record of the Central Atlantic Magmatic Province into West Africa craton: Precise  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating

and geochemistry of Taoudenni basin intrusives (northern Mali). *Earth and Planetary Science Letters*, 235, 391-407.

- Verati, C., Rapaille, C., Féraud, G., Marzoli, A., Bertrand H., Youbi, N., 2007:  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and duration of the Central Atlantic Magmatic Province volcanism in Morocco and Portugal and its relation to the Triassic-Jurassic boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 308-325.

- Villemur, J.R., 1967 : Reconnaissance géologique et structurale du Nord du bassin de Taoudenni. Mémoire du BRGM, n°51.

- Wade, J.A., MacLean, B.C., 1990: The Geology of the southeastern margin of Canada, in: Keen, M.J., Williams, C.A., (Eds.), *Geology of Canada, Geology of the Continental Margin of Eastern Canada*. Geological Survey of Canada, p. 167–238.

- Ward, P.D., Haggart, J.W., Carter, E.S., Wilbur, D., Tipper, H.W., and Evans, T., 2001: Sudden productivity collapse associated with the Triassic-Jurassic boundary mass extinction. *Science*, v. 292, p. 1148-1151.

- Weigand, P.W., Ragland, P.C., 1970: Geochemistry of Mesozoic dolerite dikes from eastern North America. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 29, 195-214.

- Wernicke, B., 1985: « Uniform-sense normal simple shear of the continental lithosphere », in *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. XXII, n°1, p. 108-125.

- White, R.S., McKenzie, D., 1989: Magmatism at rift zones, the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Journal of Geophysical Research*, 94, 7685-7729.

- Wildi, W., 1983 : La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géologie dynamique et géographie physique*, Vol. 24, Fasc. 3, p. 201-297, Paris.

- Wilson, M., 1997: Thermal evolution of the Central Atlantic passive margins: Continental break-up above a Mesozoic super-plume. *Journal of the Geological Society*, London, 154, 491-495.

- Yelles-Chaouche, A.K., Ait-Ouali, R., Bracene R., Derder, M.E.M. et Djellit, H., 2001 : Chronologie de l'ouverture du bassin des ksour (Atlas saharien,

Algérie) au début du Mésozoïque. Bulletin de la Société Géologique de France, t. 172, n°3, p. 285-293.

- Zaighouche, D., 1985 : Examen des phases d'instabilité orogénique du Paléozoïque supérieur du bassin de Béchar et leur relation avec la sédimentation. Thèse de 3<sup>ème</sup> cycle, Univ. d'Alger.

- Zerrouki, A., 2000 : Lithostratigraphie du Protérozoïque de la région de Boukaïs et étude des minéralisations associées (Béchar, Sud-Ouest algérien). Bulletin du Service Géologique de l'Algérie, Volume 11, N°2, 165-185.

## **ANNEXE**

## LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

- Fig.1 : Les domaines de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale
- Fig.2 : Répartition du volcanisme CAMP au NW de l'Algérie et au Maroc
- Fig.3 : Répartition du magmatisme de la CAMP des Monts des Ksour
- Fig.4 : Le supercontinent Pangée au début du Trias
- Fig.5 : Les structures crustales anté-rift
- Fig.6 : Le rift triasique
- Fig.7 : Carte de répartition du magmatisme CAMP
- Fig.8 : Séquence volcanique de référence de la CAMP au Maroc
- Fig.9 : Répartition et épaisseurs des unités volcaniques CAMP au Maroc
- Fig.10 : Les tholéiites de la CAMP dans le diagramme de TAS
- Fig.11 : Diagramme  $TiO_2$  versus  $FeO/MgO$  des roches magmatiques de la CAMP, en référence aux CFB pauvres et riches en  $TiO_2$
- Fig.12 : Représentation des tholéiites pauvres, intermédiaires et riches en  $TiO_2$  de la CAMP dans le diagramme  $TiO_2$  versus  $(FeO+Fe_2O_3)$  versus  $MgO$
- Fig.13 : Variation de la teneur en  $TiO_2$  de la séquence volcanique du Haut Atlas marocain
- Fig.14 : Carte géochronologique  $^{40}Ar/^{39}Ar$  et U/Pb de la CAMP
- Fig.15 : Modélisation de la formation d'un panache mantellique et de son effet sur la lithosphère
- Fig.16 : Répartition des points chauds CAMP au niveau de la Pangée
- Fig.17 : Modèles d'extension lithosphérique
- Fig.18 : Modèle d'extension lithosphérique et remontée asthénosphérique dans le secteur de la marge marocaine et sa marge conjuguée de la Nouvelle-Ecosse
- Fig.19 : Succession de coulées volcaniques dans le gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg
- Fig.20 : Localisation des sites triasiques des Monts des Ksour
- Tableau 1 : Coordonnées géographiques des gisements basaltiques des Monts des Ksour
- Fig.21.a : Contexte géologique du site triasique de Djénien Bou-Rezg

Fig.21.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique de Djénien Bou-Rezg

Fig.22 : a) Contexte géologique du site triasique d'Ain-El-Hadjadj ; b) Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique d'Ain-El-Hadjadj

Fig.23.a : Contexte géologique du site triasique d'El-Hendjir

Fig.23.b : Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique d'El-Hendjir

Fig.24.a : Contexte géologique du site triasique de Tiout

Fig.24.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique de Tiout

Fig.25.a : Contexte géologique du site triasique d'Ain-Ouarka

Fig.25.b : Carte et coupes lithologiques du site triasique et du gisement basaltique d'Ain Ouarka

Fig.26 : Structure sédimentaire en rouleau

Fig.27 : a) Contexte géologique du site triasique de Méhérize ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique de Méhérize

Fig.28 : a) Contexte géologique du site triasique d'Ain-Taslouh ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique d'Ain-Taslouh

Fig.29 : a) Contexte géologique du site triasique de Chélalla Dahrانيا ; b) Carte et coupe lithologique du site triasique et du gisement basaltique de Chélalla Dahrانيا

Fig.30 : a) Situation géographique des sites triasiques des Djebels Melah et Souiga ; b) Contexte géologique du site triasique de Djebel Melah et des gisements basaltiques ; c) Coupes lithologiques des gisements basaltiques

Fig.31 : Séquence litho-stratigraphique triasico-liasique du bassin des Ksour

Fig.32 : Stades syn-rifts : variations lithologiques et structures d'interpénétrations basalte-lithologies syn-rifts

Fig.33 : L'environnement de mise en place du volcanisme

Fig.34 : Indices de l'invasion aquatique de la séquence triasico-liasique

Fig.35 : Stade post-rift : prolifération des stromatolithes

Fig.36 : Indices de tectonique syn-sédimentaire de la séquence triasico-liasique

Fig.37 : Les textures et la minéralogie des basaltes des Monts des Ksour

Fig.38 : Evolution minéralogique des unités volcaniques

Fig.39 : Exemple d'altération du plagioclase en séricite

Les lithologies argilo-carbonatées anté à syn-magmatiques

Fig.41 : Lithologies anté à syn-B2

Tab.2 : Analyses chimiques des éléments majeurs obtenues en XRF, des basaltes des Monts des Ksour, recalculées à 100% sur base anhydre

Tab.2 (suite) : Analyses chimiques des éléments majeurs obtenues en XRF, des basaltes des Monts des Ksour, recalculées à 100% sur base anhydre

Tab.3 : Analyses chimiques des éléments en traces obtenues en XRF et en ICPMS des basaltes des Monts des Ksour

Tab.3 (suite) : Analyses chimiques des éléments en traces obtenues en XRF et en ICPMS des basaltes des Monts des Ksour

Fig.42 : Comparaison entre les concentrations mesurées en XRF et en ICPMS (Monts des Ksour)

Fig.43 : Le volcanisme du bassin des Ksour comparé à celui du Haut Atlas dans le diagramme TAS

Fig.44 : Comparaison de la composition en éléments majeurs et traces entre le volcanisme du bassin des Ksour et du Haut Atlas ; mise en évidence des éléments mobiles et immobiles

Fig.45 : Affinité tholéiitique du volcanisme du bassin des Ksour et du Haut Atlas dans le diagramme  $TiO_2$  versus Y/Nb

Fig.46 : Diagramme Zr/Y versus Zr du contexte géodynamique

Fig.47 : Diagramme Zr versus Ti/100 versus  $Yx3$  et Diagramme Ti/Y versus Nb/Y

Fig.48 : Composition en titane des basaltes des Monts des Ksour et du Haut Atlas, comparée à l'ensemble des CFB

Fig.49 : Spectres de terres rares des basaltes 1) dans les Monts des Ksour ; 2) dans le Haut Atlas

Fig.50 : Spectres d'éléments traces, des unités volcaniques du bassin des Ksour, comparés à ceux du Haut Atlas

Tab.4 : Rapports  $(La/Sm)_n$  et  $(La/Yb)_n$  des basaltes des Monts des Ksour, comparés à ceux du Haut Atlas

Fig. 51 : Evolution chimique, des unités volcaniques du bassin des Ksour, comparée à celle du Haut Atlas

Fig.52 : Diagramme Zr/Y versus Zr des différentes sources

Fig.53 : Les différentes étapes de l'extension triasico-liasique et la mise en place du volcanisme CAMP dans le bassin des Ksour

Fig.54 : Les différentes phases de structuration des premiers bassins atlasiques. Corrélation entre la séquence volcanique du bassin des Ksour et du Haut Atlas