

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

UNIVERSITE D'ORAN 2

FACULTE DES SCIENCES DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

DEPARTEMENT DES SCIENCES DE LA TERRE

Laboratoire Géoressources, Environnement et Risques naturels

MEMOIRE

Présenté pour l'obtention du diplôme de Magistère

En : Sciences de la Terre

Option : Pétrologie-Géochimie

*Pétrologie et géochimie des faciès de bordure des intrusions
basiques de la région de Laouni (Hoggar central)*

Par : ALOUACHE Ahmed El Amine

Soutenue le 22 février 2015, devant la commission d'examen :

M.M ZERKA	Professeur	Université d'Oran	Président
Mme N. REMACI	Maître de conférences	Université d'Oran	Rapporteur
M. R. BENDOUKA	Maître de conférences	Université d'Oran	Examineur
M. M. TABELIOUNA	Maître de conférences	Université d'Oran	Examineur

Dédicace

Ce travail est dédié à ma famille, particulièrement à mes parents, mes frères et sœurs qui, par leur encouragements et conseils fournis avant et pendant la réalisation de ce travail, ont participé pendant de longues années, afin que ce mémoire voie le jour.

Je n'oublie pas de remercier mes amis, Moussa, les deux Mohamed et Khaled. Je leur exprime, avec une profonde sincérité, toute ma gratitude.

Remerciements

Au terme de ce travail, il m'est agréable d'exprimer ma reconnaissance et mes sincères remerciements à tous ceux qui ont contribué à la réalisation de cette thèse.

Je remercie infiniment **Mme REMACI** d'avoir accepté de m'encadrer et de la confiance qu'elle m'a accordée. Je lui exprime ma gratitude pour m'avoir dirigé, orienté et prodigué ses conseils et critiques constructifs.

Je suis également reconnaissant envers **M. M. ZERKA** qui a bien voulu présider le jury, mes remerciements vont aussi à **Ms. R. BENDOUKHA et M. TABELIOUNA** pour avoir accepté de juger ce travail.

Je tiens à exprimer, encore une fois, ma reconnaissance à **Mme REMACI et M. M. TABELIOUNA** pour la mission de terrain qui a été mon premier contact avec le massif fascinant et fort intéressant du Hoggar.

Enfin, j'exprime mes remerciements à tous ceux qui m'ont enseigné la géologie.

SOMMAIRE

Chapitre I: Généralités

I-1 Introduction	2
I-2 Cadre géographique du bouclier Touareg	2
I-3 Cadre géologique et structural du Hoggar	3
I-4 Le magmatisme post-orogénique du Hoggar	9
I-5 Les intrusions ultrabasiques-basiques de Laouni	10
I-6 Le plan et les objets du mémoire	12

Chapitre II: Etude pétrographique

II-1-Introduction	14
II-2-L'étude pétrographique des faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni	14
II-2-1- Les faciès de bordure des intrusions basiques de l'oued Zazir (OZ)	14
II-2-2- Les faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni ouest (LW)	19

CHAPITRE III: Minéralogie

III-1-Introduction	24
III-2- Etude chimique des différentes phases minérales	24
III-2-1- Les feldspaths	24
III-3-Les clinopyroxènes	25
III-4-L'amphiboles	26
III-5-La biotite	27
III-2-5-Les minéraux accessoires	31
III-3- Affinité géochimique et géotectonique à partir du chimisme du clinopyroxène	32
III-4-Conclusion	34

Chapitre IV : Estimations des conditions de cristallisation

IV-1 Introduction	37
IV-2 Estimations des conditions de cristallisation des minéraux	37
IV-2-1-Les pyroxènes	37
IV-2-2 Les amphiboles	37
IV-2-2- 1- Baromètres basés sur l'Alt (teneur totale en aluminium)	38
IV-2-2- 2- Le géobaromètre de Ridolfi et al. (2010)	40
IV-2-2- 3- Le géothermomètre de Colombi (1988)	40
IV-2-2- 4 - Le géothermomètre de Féménias et al. (2006)	41
IV-2-2- 5 - Le géothermomètre de Ridolfi et al. (2010)	41
IV-2-3 Les biotites : Le Géothermomètre quantitatif de Henry et al. (2005)	43
IV-3- Conclusion	44

Chapitre V : Etude géochimique

V-1-Introduction	47
V-2-Nomenclature et caractérisation géochimique et classification	47
V-3- Comportement des éléments majeurs et traces dans les plutonites de Laouni	52
V-3-1-Les éléments majeurs	52
V-3-2-Les éléments en trace	54
V-3-3-Les Terres Rares et les spectres élargis	55
V-3-4-Le contexte géodynamique	58

CHAPITRE VI
Géochronologie - géochimie isotopique

VI-1 Introduction.....	61
VI-2 Généralités sur les lois de la désintégration - Équations fondamentales de la géochronologie.....	61
IV-3-La méthode rubidium-strontium.....	62
IV-4-La méthode samarium-néodyme.....	65
IV-5-Les couples Rb-Sr et Sm-Nd dans les faciès de bordure de Laouni.....	66
VII-Conclusions générales.....	70
<i>Références bibliographiques.....</i>	75

Annexe

LISTE DES FIGURES

Figure I-1 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (d'après R. Caby 1987 simplifié).

Figure I - 2 : Les 23 terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994).

Figure I - 3: Carte schématique des terranes du Hoggar Central (d'après Liégeois et al., 2003)

Figure I - 4: Carte détaillée de la région de Laouni (d'après Guiraud et al., 1996, in Cottin, 1998 ; modifiée) montrant les intrusions ultrabasiqes-basiques étudiées (WL = Western Laouni; EL = Eastern Laouni).

Figure II-1: Projection de l'analyse modale dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974).

Figure III - 1: Position des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.

Figure III - 2: Position des clinopyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988)

Figure III - 3 : Nomenclature des amphiboles des faciès de bordure d'après la classification de Leake et al. (1997).

Figure III - 4 : Positions des biotites des faciès de bordure dans le diagramme XFe vs Al^{IV} de Deer et al., (1986)

Figure III - 5: Position des biotites étudiées dans le diagramme de Nockolds (1947).

Figure III - 6 : Biotites des faciès de bordure dans le diagramme Al_{total} vs Mg de Nachit et al. (1985).

Figure III - 07 : Biotites des faciès de bordure dans le diagramme Al₂O₃ vs MgO de Abdel-Rahman (1994).

Figure III - 8: Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃.

Figure III - 9 A et B : Position des clinopyroxènes des faciès de bordure dans le diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962). Th : tholéïitique, Alc : alcalin.

Figure III - 10: Position des clinopyroxènes des faciès de bordure dans le diagramme de Leterrier et al. (1982).

Figure IV-01 : Diagramme Pression-Température des amphiboles appartenant aux faciès de bordure et l'intrusion basique (d'après Ridolfi et al., 2010).

Figure V - 01 : Faciès de bordure et plutonites basiques dans le diagramme alcalins vs silice de Cox et al. (1979), adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989).

Figure V - 02 : Faciès de bordure dans le diagramme R1-R2 de De La Roche et al. (1980). $R1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Figure V - 03 : Projection des plutonites de Laouni dans le diagramme A/CNK (mole) vs A/NK.

Figure V - 04 : Typologie des faciès de bordure dans le diagramme A-B de Debon et Lefort (1983).

Figure V - 05 : Position des faciès de bordure dans les diagrammes de Frost et al. (2001).

Figure V - 06: Position des faciès de bordure dans les diagrammes de Frost et al. (2001).

Figure V - 07 : Les plutonites de Laouni dans l'espace $Fe_2O_3^*/MgO$ vs SiO_2 . de Miyashiro (1974), modifié par Gill (1981).

Figure V - 08 - Les plutonites de Laouni dans le diagramme de type Harker, éléments majeurs en fonction de la silice (pourcentages pondéraux d'oxydes).

Figure V - 09 : Variations des éléments traces en fonction de la silice dans les plutonites de Laouni.

Figure V - 10: Spectres des Terres Rares des faciès de LW (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

Figure V - 11: Spectres des Terres Rares des faciès OZ (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

Figure V - 12 : diagrammes multiéléments des gabbros et des faciès de bordure LW (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

Figure V - 13 : diagrammes multiéléments des gabbros et des faciès de bordure OZ (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

Figure V - 14: Position géotectonique des faciès de bordure dans le diagramme $(Nb/Zr)_N$ vs Zr de Thiéblemont et Tégey (1994).

Figure VI- 1 : Diagramme $^{87}Rb/^{86}Sr$ en fonction de $^{87}Sr/^{86}Sr$ dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$.

Figure VI - 2a : Histogramme des rapports isotopiques mesurés dans les différents basaltes océaniques, d'après Allègre (2005).

Figure VI - 2b : Histogramme des rapports isotopiques mesurés dans les MORB, les granulites et granitoïdes de la croûte continentale d'après Allègre (2005).

Figure VI -3 : Diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_m$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$ des faciès de bordure de Laouni.

Figure VI - 4 : Espace $\epsilon\text{Nd}_{624\text{Ma}}$ en fonction de $\text{Sri}_{624\text{Ma}}$ des gabbros et faciès de bordure. Sont également représentées les positions relatives des champs des différents réservoirs mantelliques et crustaux.

Chapitre I: Généralités

I-1 Introduction :

Le bouclier Touareg a été construit principalement durant l'orogénèse panafricaine à environ 600 ± 30 Ma. Il montre toute la largeur d'un orogène depuis le craton ouest-africain à l'ouest jusqu'au métacraton saharien à l'est, par conséquent, il constitue un gigantesque laboratoire naturel pour étudier un orogène précambrien dans son intégrité, depuis un craton à l'autre et pour toutes les disciplines. De plus, les roches magmatiques sont connues entre 870 et 520 Ma correspondant aux événements précoces d'accrétion océanique et tardifs post-collisionnels.

Dans ce mémoire, nous nous intéressons aux faciès de bordure des intrusions basiques-ultrabasiques de la région de Laouni, elles se sont mises en place dans des granites panafricains syn-cinématiques et des roches métamorphiques plus anciennes. Le modèle géodynamique proposé pour ces intrusions implique une remontée asthénosphérique tardive panafricaine due à un amincissement lithosphérique rapide associé au fonctionnement de zones de cisaillement permettant aux magmas tholéitiques d'atteindre des niveaux supérieurs de la croûte continentale (Cottin, 1998).

Quand des magmas basaltiques se placent dans la croûte continentale, fusion et génération de magmas acides peuvent avoir lieu, ce phénomène constitue une des questions fondamentales de la pétrologie magmatique. Il y a actuellement une preuve convaincante en faveur de l'origine anatectique de la majorité des grands complexes granitiques mis en place dans la croûte continentale (Pitcher, 1987). Il y a également des indices très répandus que les magmas basaltiques d'origine mantellique sont souvent étroitement liés à la génération de magmas acides (Hildreth, 1981). Les faciès de bordure des intrusions ultrabasiques-basiques de Laouni faisant l'objet de ce mémoire sont de composition intermédiaire à acide d'épaisseur variable entre 10 et 50 m, plus ou moins altérés, néanmoins, les assemblages magmatiques primaires sont bien conservés et reconnaissables. Dans cette étude nous allons essayer de découvrir les processus pétrogénétiques à l'origine de ces faciès en faisant recours aux différents outils pétrologiques, à savoir, la pétrographie ; la minéralogie ; la thermobarométrie ; la géochimie élémentaire et isotopique.

I-2 Cadre géographique du bouclier Touareg:

Le massif antécambrien de l'Ahaggar s'étend entre le 1^{er} et 11^{ème} degré de longitude Est, et entre le 20^{ème} et 27^{ème} degré de latitude Nord (fig.1).

Sa superficie est approximativement de 480000 km². Encore ne compte-t-on pas ici ses annexes l'Adrar des Iforas, auquel il passe en continuité au SW, et l'Aïr au SE qui n'en est séparé que par une étroite bande de grés paléozoïques.

Au Nord et au Sud, ce massif est limité par des enceintes paléozoïques dont le bord est marqué par la falaise tassilienne. A l'Ouest au contraire, les regs mésozoïques du Tanezrouft viennent le recouvrir insensiblement.

L'altitude croît de la périphérie vers le centre. Tandis que le Tanezrouft atteint à peine 500m ; les sommets de l'Ahaggar dépassent 2.900m d'altitude. C'est donc, dans l'ensemble, un pays montagneux, surtout au cœur où un relief tourmenté et encore accidenté par des pitons et coulées volcaniques coiffe les régions sommitales (Lelubre, 1952).

I-3 Cadre géologique et structural du Hoggar :

Les nouvelles données géologiques et géochronologiques ont conduit beaucoup d'auteurs à une réinterprétation du modèle géodynamique du Hoggar. Son interprétation dans un concept d'assemblage de plusieurs terrains mobiles allochtones appelés « terranes » est devenue évidente (Black et al., 1994).

Actuellement, le Hoggar est constitué de 23 terranes déplacés ou charriés pendant l'orogène panafricain, le long de grandes zones de cisaillement ou « megashear zones » (fig.2). De dimension de plusieurs centaines de km de long, ces terranes correspondent à une succession de domaines, des terranes juvéniles panafricains alternant avec des terranes constitués de roches archéennes à paléoproterozoïques, parfois remobilisés au panafricain.

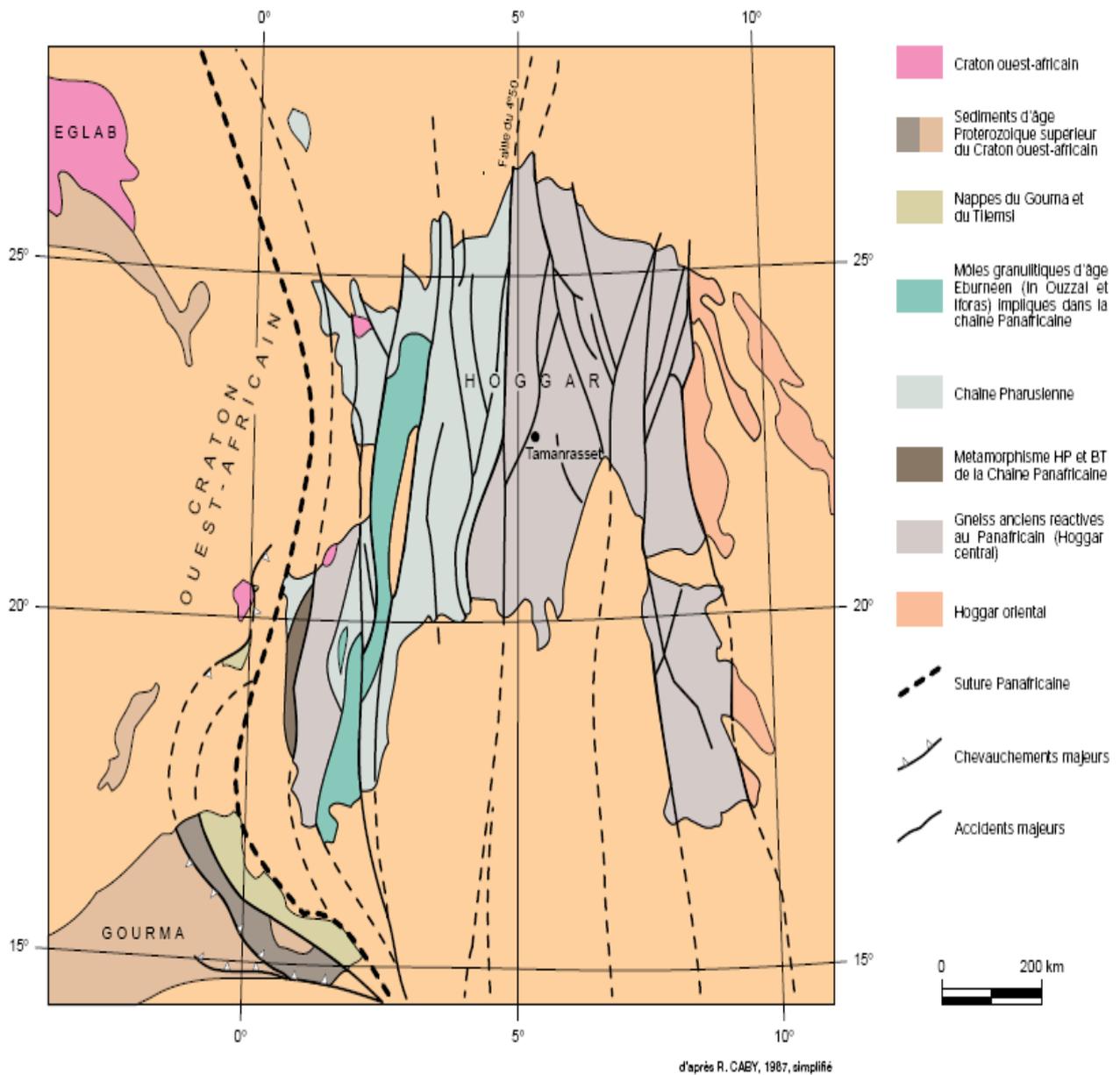


Fig. I-1 : Carte des principaux domaines structuraux du Bouclier Touareg (d'après R. Caby 1987 simplifié).

Avec ses extensions au Mali (Adrar des Iforas) et au Niger (Aïr), le Hoggar par l'étendue de ses affleurements, est une zone clef dans la compréhension des changements qui, entre 850 et 540 Ma, ont conduit à la structuration de l'Afrique et à la formation du super-continent du Gondwana.

La structure du bouclier Touareg est caractérisée par de grands cisaillements N-S d'échelle continentale, les accidents 4°50' et 8°30' (fig.2), ils le séparent en trois grands

domaines qui sont de l'Ouest vers l'Est: le Hoggar occidental, le Hoggar central et le Hoggar oriental (Bertrand et Caby, 1978). Chacune de ces entités est constituée de plusieurs terranes. Les corrélations entre ces blocs sont possibles par le biais de la géochronologie, d'études lithologiques et par des reconstitutions géodynamiques. Il peut être ainsi interprété comme une amalgamation de terranes, pris en tenaille entre le Craton Ouest Africain et le Craton Est Saharien, au cours de l'Orogenèse Panafricaine 850 - 550 Ma (Black et al., 1994 ; Liégeois et al., 2003). Ceci s'est réalisé par une série de collisions entre plusieurs micro-continentes et l'accrétion d'arcs insulaires. Cette orogenèse et les mouvements décrochants le long de mega-shear zones, qui ont eu lieu au cours des stades tardifs, ont provoqué une délamination de la lithosphère mantellique sub-continentale.

Le Hoggar occidental (fig. 1 et 2), appelé également la chaîne pharusienne (panafricaine) est séparé en deux parties par l'unité granulitique de l'In Ouzzal (UGIO), le rameau occidental et le rameau oriental. Ces rameaux datent du Protérozoïque supérieur-terminal. Ils sont formés de deux séries volcano-sédimentaires, la série à stromatolithes, à la base, et la série verte, au sommet, séparées par une discordance stratigraphique, la discordance infrapharusienne (Lelubre, 1952; Caby, 1970). Vers 800 Ma, le rameau occidental subit une période d'extension océanique, suivi d'une subduction avec un plan de Bénéioff incliné vers l'est, et finalement, vers 630 à 600 Ma, une collision avec le C.O.A. (Craton Ouest Africain).

Cette collision a entraîné la mise en place de nappes qui se déversent vers le C.O.A. et le bassin de Gourma. Elles sont affectées par un métamorphisme de haute pression pour les nappes internes et dans le faciès schiste vert pour les nappes externes. Ces événements correspondent au cycle panafricain (850 à 550 Ma). Le rameau oriental connaît, quant à lui, entre 900 et 800 Ma, une évolution de type cordillère avec probablement un processus de collage d'arcs insulaires au cours d'un stade panafricain précoce.

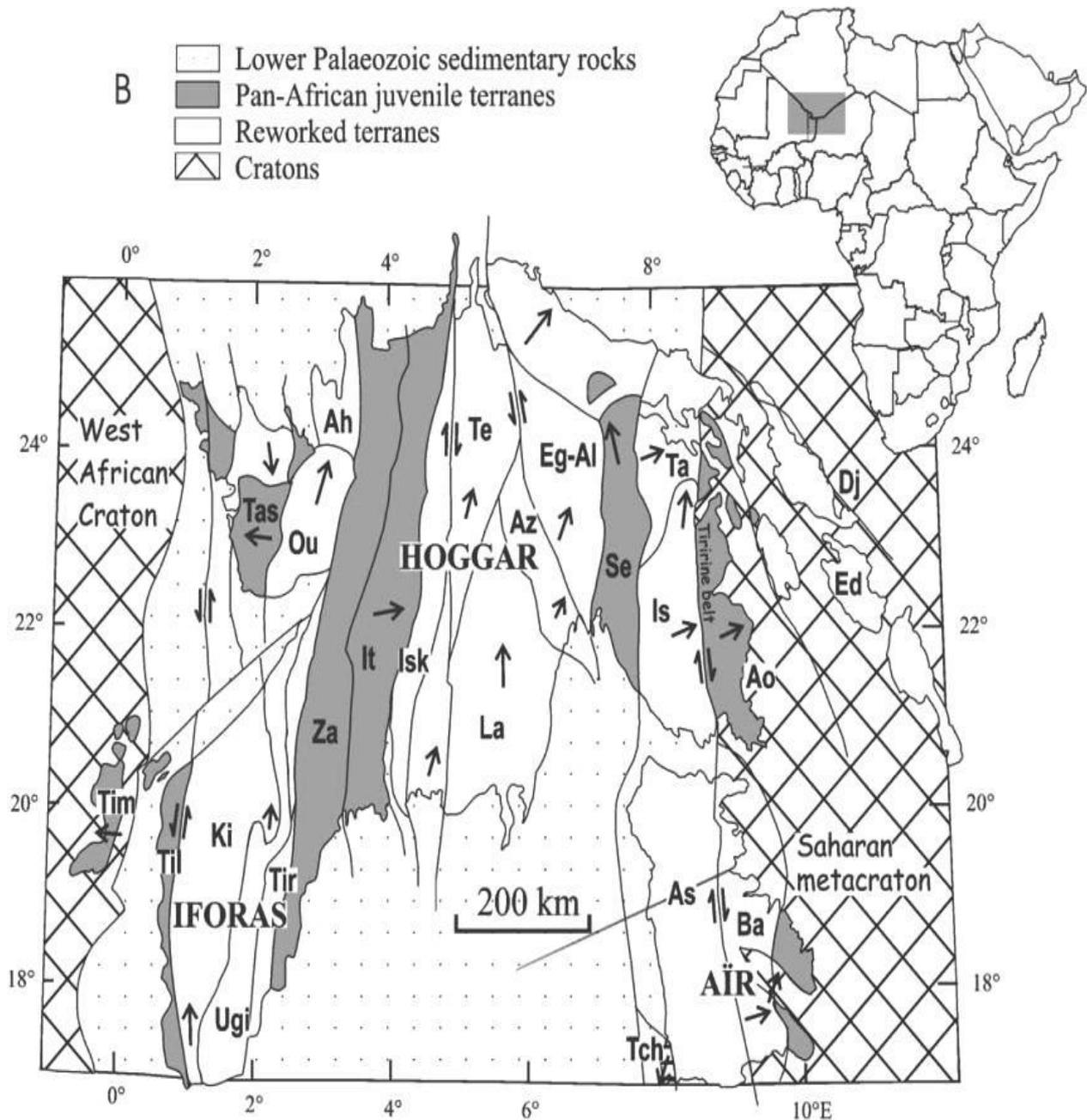


Fig. I-2: Les 23 terranes du bouclier Touareg (d'après Black et al., 1994). (flèches : direction des mouvements). De l'est vers l'ouest, les 23 terranes sont: Djanet (Dj), Edembo (Ed), Aouzegueur (Ao), Barghot (Ba), Assodé-Issalane (As-Is), Tchilit (Tch), Tazat (Ta), Serouenout (Se), Egéré-Aleksod (Eg-Al), Azrou-n-Fad (Az), Tefedest (Te), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It), TinZaouatene (Za), Tirek (Tir), Ahnet (Ah), In Ouzzal (Ou), unité granulitique Iforas (Ugi), Tassendjanet (Tas), Kidal (Ki), Tilemsi (Til), Timétrine (Tim).

Situé au centre du Hoggar occidental, l'unité granulitique de l'In Ouzzal est un bloc allongé de direction nord-sud, de plus de 400 km de longueur. Large au nord de 80 Km à hauteur du massif d'In Hihau, il s'amincit jusqu'à disparaître au sud vers la frontière malienne pour être relayé par l'Adrar des Iforas. L'In Ouzzal est séparé des rameaux de la chaîne pharusienne par

des décrochements verticaux. En fait, des formations d'arc et métamorphiques à glaucophane témoignent de l'existence, dans cette région d'une zone de subduction panafricaine (Mokri, travaux en cours).

Cette unité granulitique se caractérise par le fait d'être un segment de croûte archéenne (3.3 - 2.5 Ga) ayant subi un événement tectono-métamorphique d'une très grande amplitude à l'Eburnéen (2000 Ma) qui l'a complètement remobilisée. La grande majorité des formations aussi bien ortho- que para-dérivées dont il est constitué présentent ainsi des caractères géochimiques des terrains archéens, gneiss gris et ceinture de roches vertes, mais les associations minéralogiques et les caractéristiques structurales ont été en majorité oblitérées par un métamorphisme granulitique éburnéen de très haute température qui a dépassé les 1000°C.

Le Hoggar Central est un exemple de région précambrienne polycyclique caractérisée par la présence de lithologies archéennes/paléoprotérozoïques et néoprotérozoïques bien conservées. Les terranes du Hoggar Central (Laouni, Azrou-n-Fad, Tefedest et Egéré-Aleksod) (fig. 3), groupés sous l'acronyme LATEA du fait qu'ils partagent les caractéristiques majeures (Liégeois et al., 2003), appartiennent à une seule marge passive ancienne, cette marge s'est comportée comme un craton durant le Mésoprotérozoïque et le Néoprotérozoïque inférieur et moyen mais elle a été partiellement déstabilisée et disséquée durant le Néoprotérozoïque supérieur à la suite de son implication dans une marge passive dans l'orogénèse panafricaine

LATEA s'est formé durant l'orogénèse éburnéenne, a grandi durant le Mésoprotérozoïque par l'acquisition d'un manteau lithosphérique épais (Black, 1994 et Liégeois, 1993), avec une rigidité permettant la conservation des événements panafricains précoces pour devenir finalement un métacraton durant l'amalgamation finale de la suture trans-saharienne. Le métacraton LATEA, situé au centre de la suture panafricaine, constitue un musée pour les événements archéens, paléoprotérozoïques et du Néoprotérozoïque moyen.

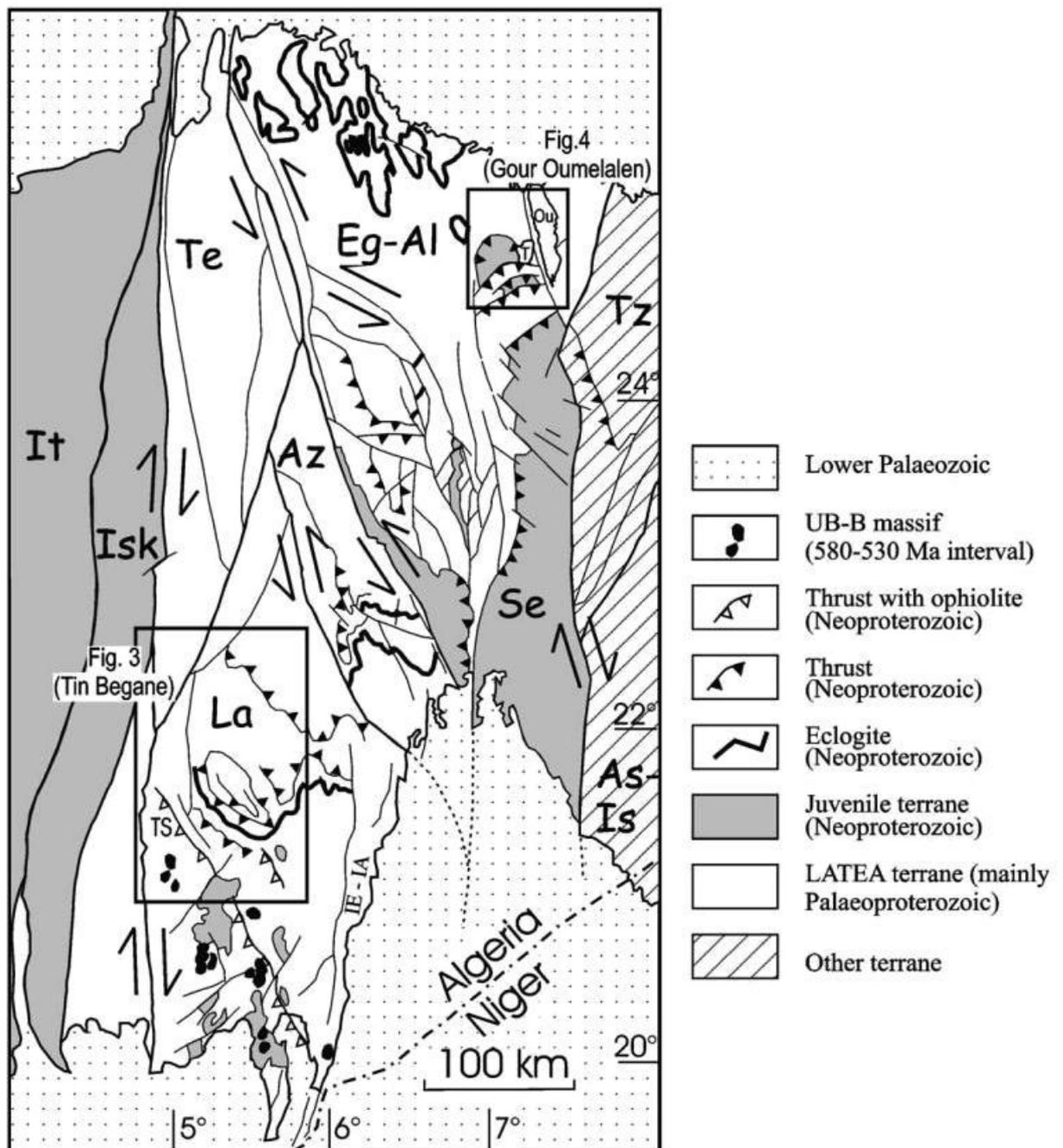


Fig. I-3: Carte schématique des terranes du Hoggar Central: Egéré-Aleksod (Eg-Al), Tefedest (Te), Azrou-n-Fad (Az), Serouenout (Se), Issalane (Is), Laouni (La), Iskel (Isk), In Teidini (It) (d'après Liégeois et al., 2003)

Le Hoggar oriental est situé entre l'accident 8°30' et la limite Est du Hoggar. C'est la partie la moins connue du Bouclier Touareg. La région de Tadoumet étant située à l'Ouest du 8°30', appartient au bloc Assodé-Issalane, elle est caractérisée par de vastes structures en dômes et bassins. Des antifformes à dominante orthogneissique sont ainsi séparés par des synformes de formations paradérivées (métapélites à biotite grenat et parfois staurotide, quartzites à grenat

et fuschite et marbres à clinopyroxène-grenat) ainsi que des lentilles d'amphibolites à grenat. Le domaine de Tafassasset-Djanet, qui appartient au Craton Est Saharien (à l'est du 8°30') comprend un socle pré-panafriacain faiblement métamorphisé ainsi que des métasédiments intrudés par de grands batholites de granites calco-alcalins (Bertrand et al, 1978). Les formations de Tiririne, unité clastique de plus de 8000 m séparée du socle par une discontinuité majeure traduit un dépôt sur une surface d'érosion qui montre des roches métamorphiques et magmatiques très diverses. Les données géochronologiques U/Pb sur zircon à partir d'un sill pré-tectonique intrudant la formation de Tiririne indiquent un âge de dépôt antérieur à 660 Ma. Cette ceinture intracontinentale a été formée durant le panafricain tardif comme le montre les granites syn et tardi-cinématiques d'âge compris entre 604 et 585 Ma.

I-4 Le magmatisme post-orogénique du Hoggar :

L'orogénèse panafricaine s'achève par des événements magmatiques post-collisionnels qui sont tous en relation avec des mouvements tardifs tout au long de zones de cisaillement majeurs (mega-shear zones) (Black et al., 1994). Ce magmatisme post-collisionnel s'est développé partout dans le bouclier Touareg après le paroxysme de l'orogénèse panafricaine, il a commencé vers 600 Ma pour s'achever avec un magmatisme alcalin type anorogénique (Liégeois et Black, 1987).

Les granitoïdes post-collisionnels rattachés à l'orogénèse panafricaine tardive sont abondants dans le bouclier Touareg. Des plutons alcalins à peralcalins, essaim de dykes et plateaux rhyolitiques sont connus dans la partie occidentale du bouclier (Liégeois et Black, 1987; Fourcade et Javoy, 1985; Hadj Kaddour et al., 1998), tandis que vers l'est, le magmatisme est d'affinité calco-alcaline et parfois alcaline ("plutons type-Taourirt" 580-520 Ma; Boissonnas, 1973; Moulahoum, 1988; Azzouni-Sekkal, 1989). L'activité magmatique panafricaine s'est conclue par des granites alcalins (type Taourirt) et des complexes ultrabasiques-basiques dont les faciès de bordure font l'objet de ce mémoire.

Si les granites panafricains tardifs sont bien connus dans le bouclier Touareg (Black et al., 1994), quelques intrusions stratifiées ultrabasiques-basiques cristallisées à partir de magmas tholéiitiques ont également été rattachées au magmatisme post-collisionnel dans le sud du bouclier Touareg (Cottin et Lorand, 1990). Ces intrusions stratifiées montrent plusieurs caractéristiques lithologiques similaires aux larges intrusions stratifiées (citons Bushveld,

Stillwater, Jimberlana), telles que zone ultramafique inférieure stratifiée surmontée par des cumulats mafiques (Cottin et al., 1998).

I-5 Les intrusions ultrabasiqes-basiques de Laouni

Le Hoggar Central (LATEA) apparaît pauvre en intrusions basiques d'âge panafricain, seuls quelques massifs gabbroïques sont connus tels que ceux de la Tefedest au nord (Vitel, 1979) et du terrane de Laouni au sud (fig.3)

Les massifs ultrabasiqes-basiques de Laouni (dont les faciès de bordure font l'objet de ce mémoire) se répartissent en cinq petites intrusions (fig.3), d'une forme grossièrement elliptique (15 sur 3 km de dimension au maximum). Nous ne nous sommes intéressés qu'à deux d'entre eux Oued Zazir (OZ) et Laouni Ouest (LW) (fig.4), ces massifs ont déjà été étudiés par Cottin (1990; 1998), ils sont intrusifs dans des granites syn-cinématiques et des roches métamorphiques néoprotérozoïques, ils ont cristallisé à la fin du métamorphisme régional de haute température mais ils n'ont pas été affectés par des recristallisations, révélant ainsi un caractère post-collisionnel. Ces intrusions ultramafiques-mafiques sont, par ailleurs, recoupées par des dykes granitiques et de pegmatites post-tectoniques à albite topaze qui présentent des caractères pétrographiques et une orientation identiques à ceux des granites post-tectoniques de type Taourirt (520 ± 20 Ma) (fig. 4). L'ensemble de ces observations attestent du caractère tardi-tectonique des massifs ultrabasiqes-basiques de Laouni et permet de proposer un âge relatif de mise en place entre 600 et 520 Ma (Cottin, 1990; 1998).

Les massifs étudiés possèdent une structure générale constituée par une zone inférieure stratifiée comprenant des cumulats ultramafiques surmontés par une zone massive principale formée de cumulats mafiques. La zone inférieure montre une alternance d'unités macrorhythmiques caractérisées par l'ordre de cristallisation suivant : spinelle chromifère olivine, orthopyroxène et enfin plagioclase. L'abondance des cumulats ultramafiques et la forte teneur en forstérite des olivines (Fo-88) indique un magma parental magnésien, probablement d'origine mantellique. Les zones massives principales des deux massifs présentent cependant deux évolutions magmatiques distinctes : le massif oriental (OZ) constitué par des cumulats troctolitiques indique une évolution de type tholeiitique, le massif occidental (LW), comprenant essentiellement des cumulats noritiques, suggère une évolution magmatique contrôlée par une activité de la silice et des fugacités d'eau et d'oxygène nettement plus élevées (Cottin, 1990).

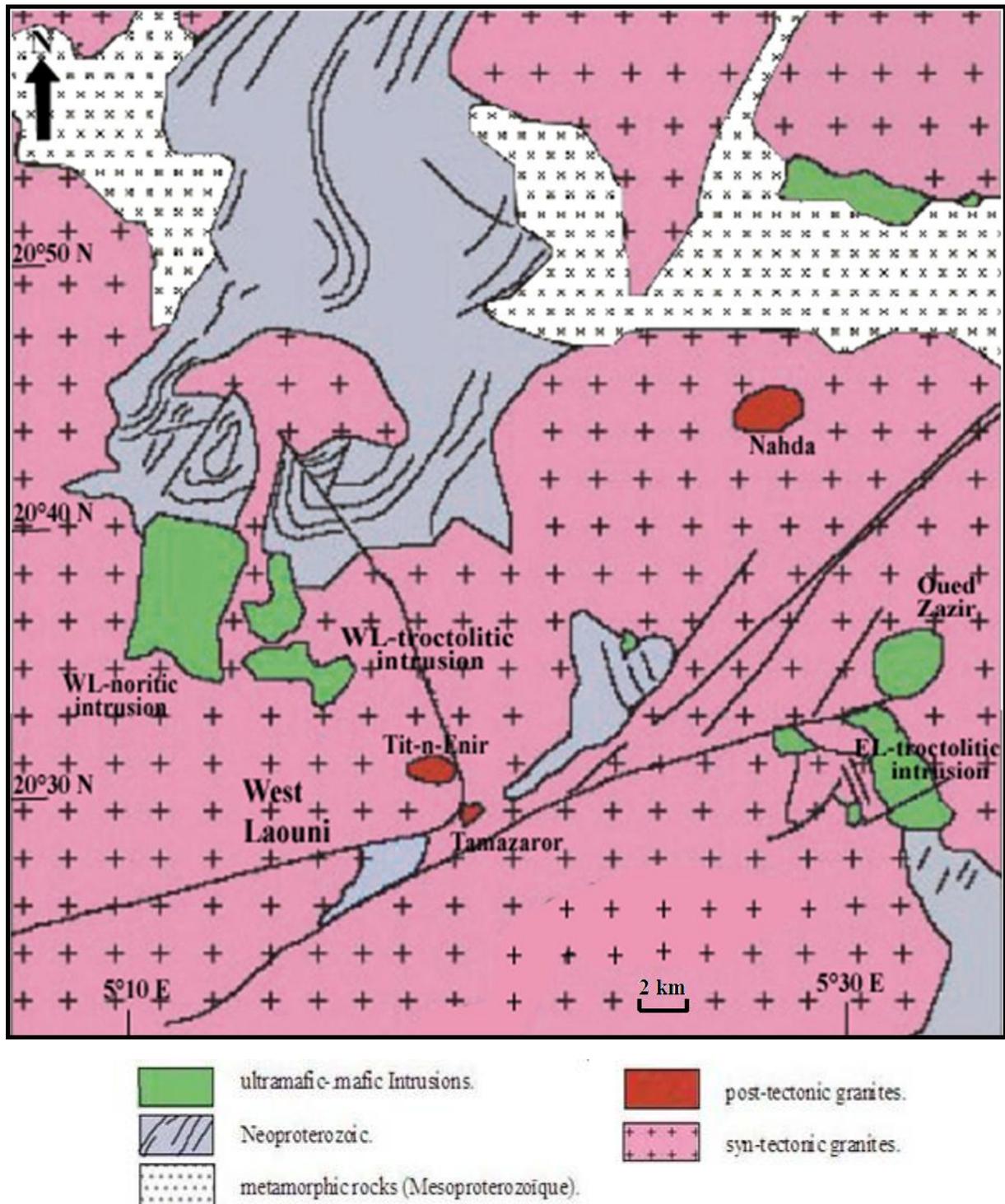


Fig. I- 4: Carte détaillée de la région de Laoui (d'après Guiraud et al., 1996, in Cottin, 1998 ; modifiée) montrant les intrusions ultrabasiqes-basiques étudiées (WL = Western Laoui; EL = Eastern Laoui).

I-6 Le plan et les objets du mémoire

Dans la région de Laouni, entre l'encaissant granitique et les intrusions ultrabasiques-basiques, existent des faciès de composition intermédiaire à acide que nous avons nommés 'faciès de bordure'.

Sont-ils véritablement des faciès de bordure de l'intrusion gabbroïque par différenciation magmatique ? Ou ont-ils un lien génétique avec les granites syntectoniques encaissants ? De ce fait, ils pourraient être alors le résultat d'un mélange entre le magma à l'origine des gabbros et celui des granites encaissants.

Pour résoudre ce problème, il est indispensable de mener une étude pétrographique, minéralogique et géochimique détaillée de ces faciès de bordure, pour pouvoir les comparer avec les paragenèses des granites encaissants.

La chimie des phases minérales tentera, par ailleurs, d'estimer les conditions thermodynamiques de cristallisation (P, T, fO_2 ...) de la genèse des magmas à l'origine de ces faciès.

L'étude géochimique, avec l'acquisition d'analyses en éléments majeurs et traces, permettra de caractériser les affinités de ces faciès de bordure et de déterminer les caractéristiques chimiques initiales des magmas à l'origine de ces plutonites.

Enfin l'acquisition d'analyses isotopiques (Sr-Nd) permettra d'aborder la ou les sources des magmas et les mécanismes intervenus (cristallisation fractionnée, mélange magmatique ou contamination).

Chapitre II
Etude pétrographique

II-1-Introduction :

Les intrusions basiques/ultrabasiques de la région de Laouni ne présentent pas de bordures figées à proximité de leurs roches encaissantes. Par contre, elles sont entourées d'un anneau de faciès intermédiaires à acides de 10 à 50 m d'épaisseur plus ou moins altérés. En dépit de cette altération, ces faciès de bordure préservent leurs textures et leurs assemblages magmatiques primaires (Cottin et al., 1998). Ces intrusions sont de deux types : troctolitique (Oued Zazir, OZ), troctolitique et noritique (Laouni West, LW) et chaque type a ses propres faciès de bordure.

II-2-L'étude pétrographique des faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni

Ce sont des roches mésocrates à leucocrates dont le grain peut être grossier et atteindre plusieurs millimètres. Deux principaux faciès ont été distingués :

-Un faciès de roche intermédiaire, riche en minéraux mafiques (clinopyroxène, amphibole et biotite) et où le plagioclase est assez abondant. Du quartz et du feldspath alcalin interstitiels complètent cette paragenèse,

-Un faciès plus différencié où le quartz et les feldspaths augmentent au détriment des minéraux mafiques.

II-2-1- Les faciès de bordure des intrusions basiques de l'oued Zazir (OZ)

La roche est mésocrate montrant une texture grenue où se détachent des cristaux tabulaires de plagioclases et des sections sombres plus ou moins aciculaires d'amphibole. Des analyses modales ont été effectuées et consignées dans le tableau II-1. Reportées dans le diagramme de Streckeisen (1976), ces faciès correspondent à des monzodiorites (Fig. II-1).

Echantillons	OZ8	OZ3	LW1	LW4A	LW4B
Qz	2,86	5,3	20,91	36,85	39,26
K-feldspath	6,67	3,4	13,3	27,64	45,7
Pl	22,9	24	17,87	13,82	2,76
Am	57,06	52	9,12	2,16	0,61
Bt	-	-	38,78	18,69	10,73
Px	9,72	15,22	-	-	-
Sphène	0,76	2.20	-	0,81	-
Op	-	-	-	-	0,72
Total	99,97	99,92	99,98	99,97	99,78

Tableau II-1: résultat de l'analyse modale des faciès de bordure.

Cpx : clinopyroxène ; Am : amphibole ; Pl : plagioclase ; Bt : biotite ; Q : quartz ; Sph : sphène ; Ap : apatite ; Op : opaque ; Ep : épidote.

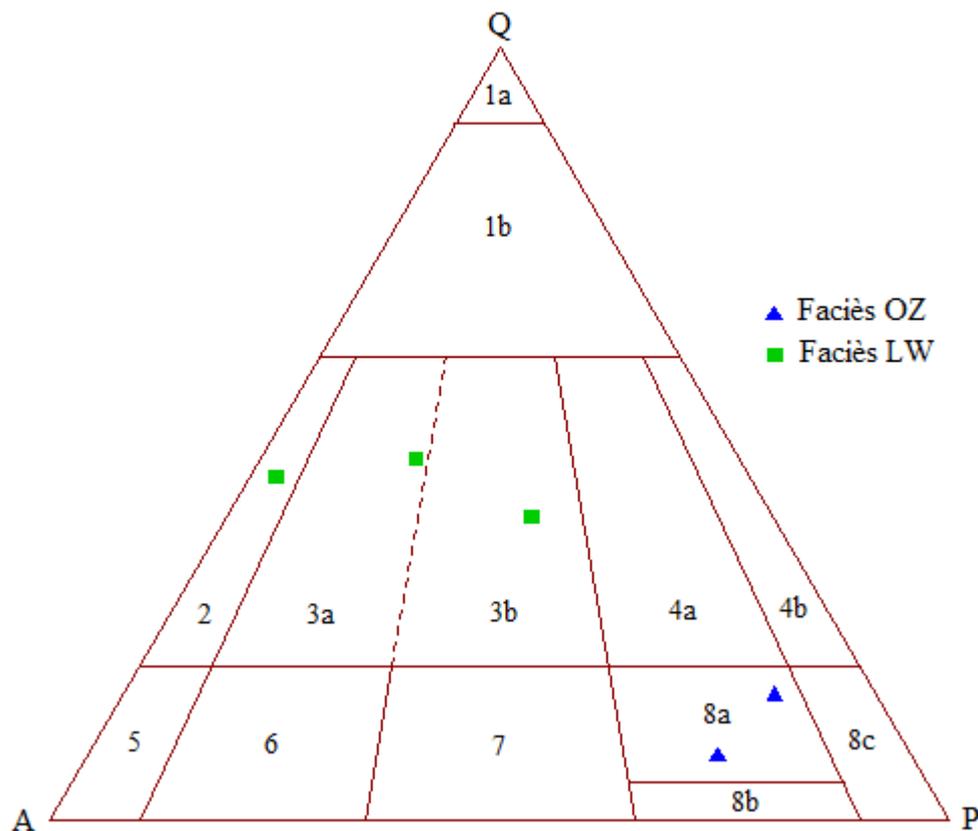


Figure II-1: Projection de l'analyse modale dans le diagramme QAP de Streckeisen (1974).

1a. quartzolite 1b. granitoïde riche en quartz 2. granite alcalin 3. granite
 3a. Syénogranite 3b. Monzogranite 4a. Granodiorite 4b. Tonalite 5. Syénite alcaline 6.
 Syénite 7. Monzonite 8a. Monzodiorite et monzogabbro quartzeux 8b. Monzodiorite et
 monzogabbro 8c. Diorite et gabbros.

L'analyse microscopique montre une texture grenue, à paragenèse minérale constituée de plagioclase, de Cpx, d'amphibole, de biotite, de quartz et de feldspath alcalin. Certains faciès peuvent mettre en relief quelques cristaux de clinopyroxène en étroite relation avec l'amphibole. Des minéraux accessoires tels que le sphène et les oxydes ferro-titanés ne sont pas négligeables.

Le **plagioclase** est l'un des constituants prédominants. Il se présente en individus plurimillimétriques automorphes à subautomorphes (photo II-1) indiquant une cristallisation précoce par rapport aux autres minéraux. La macle de l'albite est très présente et l'altération (notamment la séricitisation) de ce minéral peut être importante. Quelques cristaux d'amphibole se retrouvent en inclusions. Ce plagioclase basique peut atteindre une composition de bytownite.

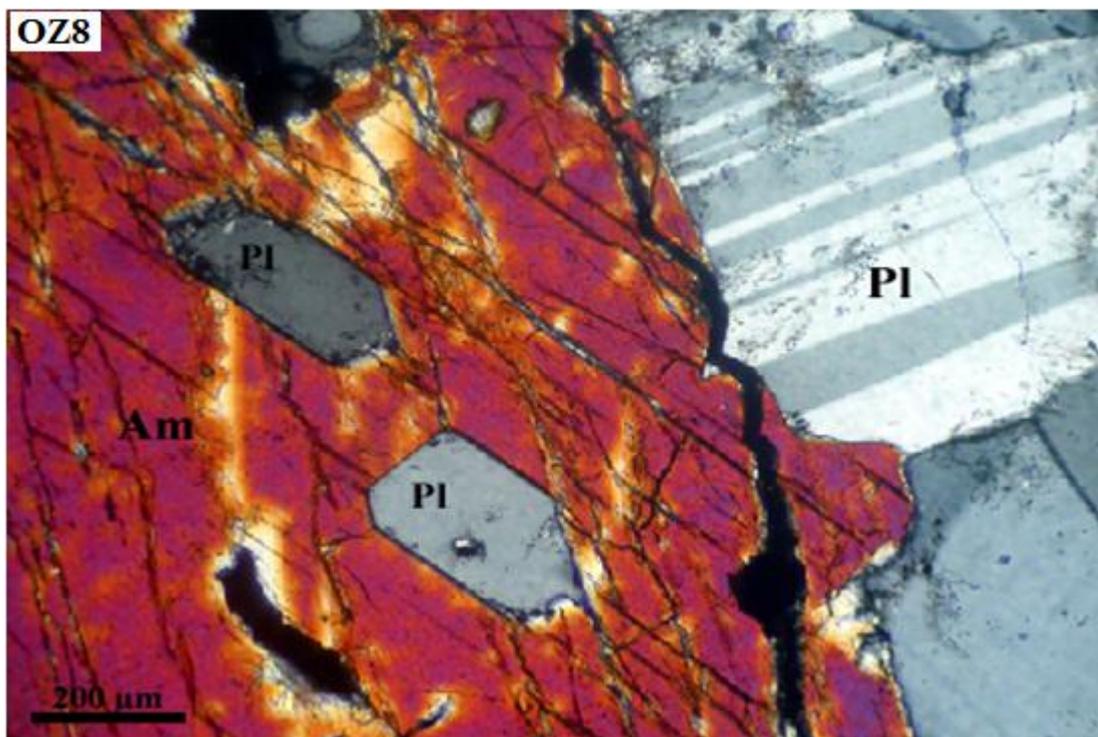


Photo II-1 : Lame mince montrant le plagioclase maclé albite et deux sections subautomorphes à automorphes en inclusion dans une amphibole. LP.

Cpx : clinopyroxène ; Am : amphibole ; Pl : plagioclase ; Bt : biotite ; Q : quartz ; Sph : sphène ; Ap : apatite ; Op : opaque ; Ep : épidote.

CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

L'amphibole représente jusqu'à 57 % dans les faciès monzodioritiques. Il s'agit de hornblende commune de couleur verte, fortement pléochroïque dans les tons verts, elle apparaît en grands cristaux prismatiques subautomorphes à automorphes, fréquemment maclés h1, elle peut être remplacée en partie par de la chlorite et de l'épidote. De belles sections de plagioclase peuvent apparaître en inclusions (Photo II-1).

Le clinopyroxène est représenté par quelques sections ou juste subsisté en petites reliques dans les cristaux d'amphibole qui le remplacent, il se présente en cristaux incolores à vert pâle, en contact avec l'amphibole (**Photo II-2**).

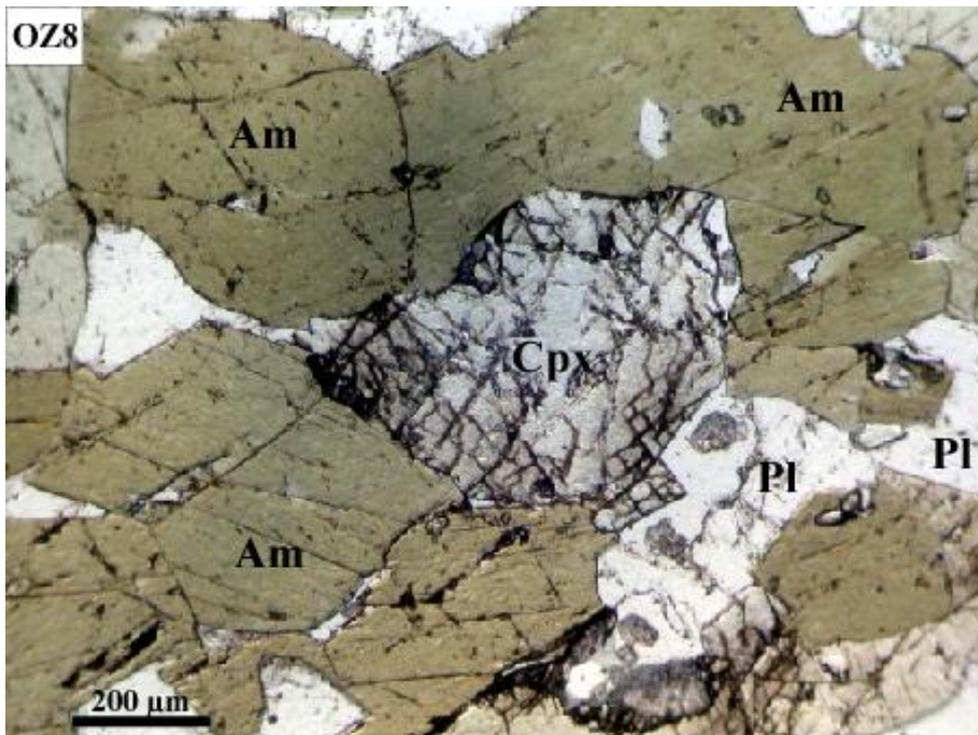


Photo II-2 : Lame mince montrant une section de cpx incolore en contact avec l'amphibole. LP.

Le feldspath alcalin, peu abondant, occupe les interstices ou se retrouve en petites taches dans le plagioclase.

Le quartz, ne dépassant pas les 6% en volume de la roche, apparaît en petites plages polycristallines xénomorphes. Il montre parfois une extinction roulante.

Les minéraux accessoires sont représentés par le sphène, le zircon et les opaques.

Le sphène est la phase minérale accessoire la plus abondante (jusqu'à 2.5%). Reconnaissable par sa couleur miel, il forme souvent des chapelets de petits cristaux subautomorphes (Photo II-3). Il se retrouve également en inclusions dans l'amphibole et le plagioclase.

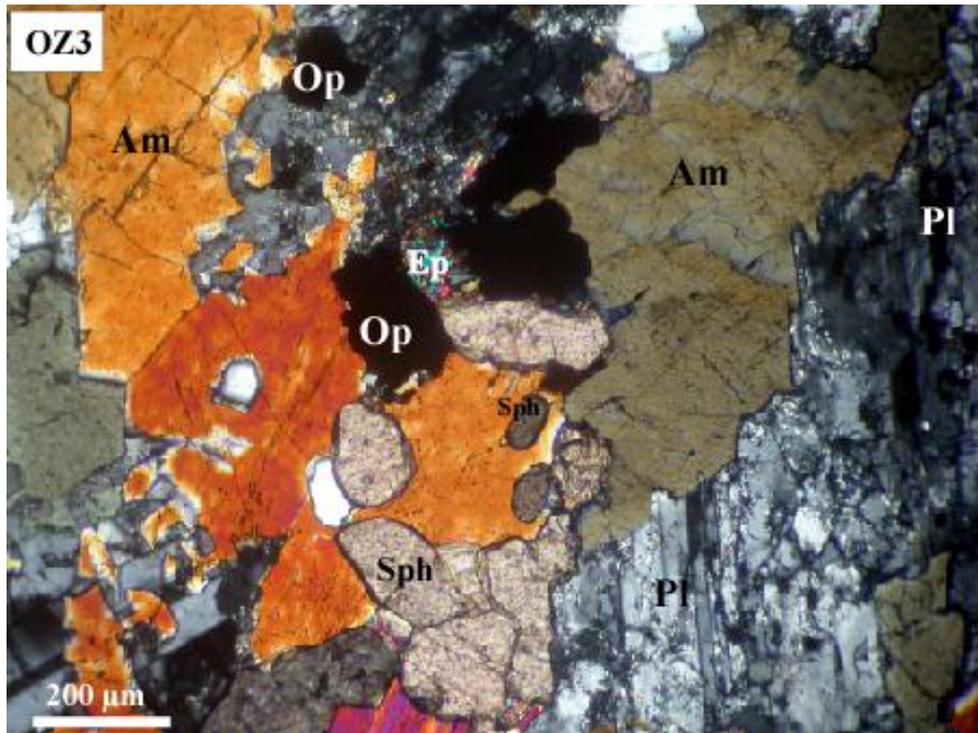


Photo II-3 : chapelets de plusieurs cristaux de sphènes subautomorphes de couleur miel. LP.

Le zircon est rare en petits cristaux épars dans la lame.

Les opaques se rencontrent sous deux habitus :

- Un habitus de minéral magmatique (première génération), en inclusions dans des cristaux de sphène (Photo II-4).

- Un habitus de minéral secondaire représenté par des plages xénomorphes. Ces oxydes ferro-titanés traduisent une cristallisation tardi-magmatique, liée à la déstabilisation de l'amphibole (Photo II-3).

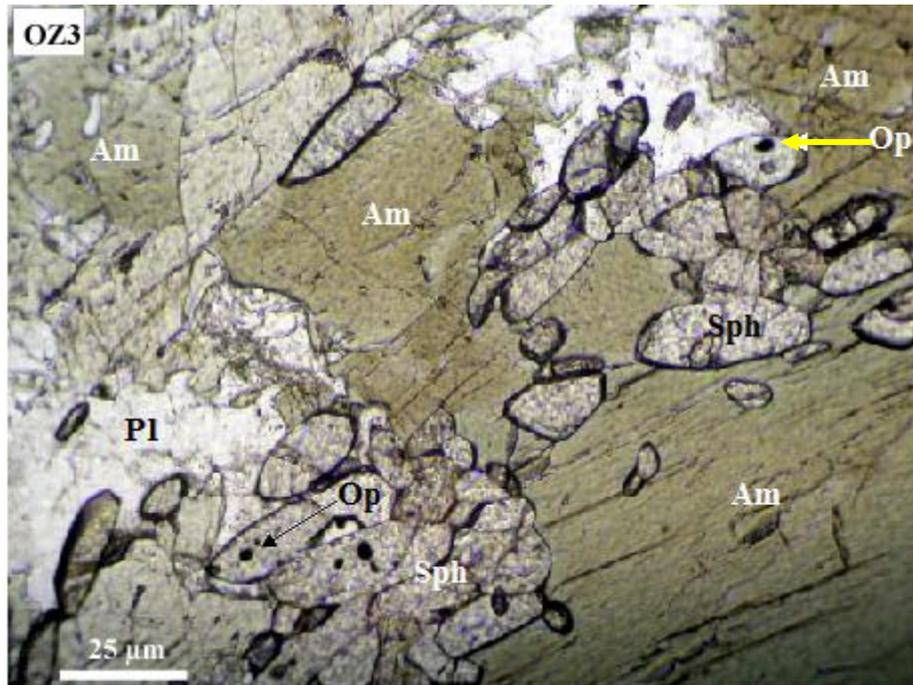


Photo II-4 : Petites sections d'opaques en inclusion dans des cristaux de sphène. LN.

L'ordre d'apparition des minéraux est déterminé à partir de l'agencement des différentes phases minérales. Nous pouvons distinguer :

- Une phase précoce représentée par la cristallisation de la première génération d'oxydes ferro-titanés (en inclusion dans le sphène), du sphène et du zircon,
- Une phase principale magmatique qui est constituée d'abord par le clinopyroxène, puis le plagioclase et l'amphibole. Le feldspath potassique et le quartz clôturent cette séquence de cristallisation.

La phase tardive tardi-magmatique est caractérisée par l'apparition de minéraux secondaires (deuxième génération d'opaques, de séricite, chlorite et épidote (Photo II-3)) provenant de la transformation des minéraux principaux.

II-2-2- Les faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni ouest (LW)

Les faciès étudiés montrent des roches plus différenciés où la proportion de minéraux blancs est plus importante que celle des minéraux ferromagnésiens. Les analyses modales (tableau II-1) montrent l'absence de clinopyroxène et la présence de biotite. Dans le diagramme de Streckeisen (1976) (Fig. II-1), les analyses s'étalent dans les champs des monzogranites, des syénogranites et des granites à feldspath alcalin.

CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

Il est à noter que ces faciès ont subi une légère déformation à l'état solide matérialisée par des cristaux de biotite, de quartz et de feldspath étirés et parfois même déchiquetés (**Photo II-5**), de plus certains plagioclases présentent des ombres de pression (strain shadows).

Le plagioclase est un des constituants prédominants. Il se présente en tablettes plurimillimétriques automorphes à subautomorphes. La macle de l'albite est fréquente ; par contre la zonation est difficilement décelable en microscopie. La composition moyenne du plagioclase est une andésine dans le faciès monzogranitique (LW1) et de l'oligoclase dans les faciès plus acides (LW4A). Des inclusions d'amphibole peuvent se rencontrer (**Photo II-5 a**). Des paillettes de séricite envahissent parfois le minéral.

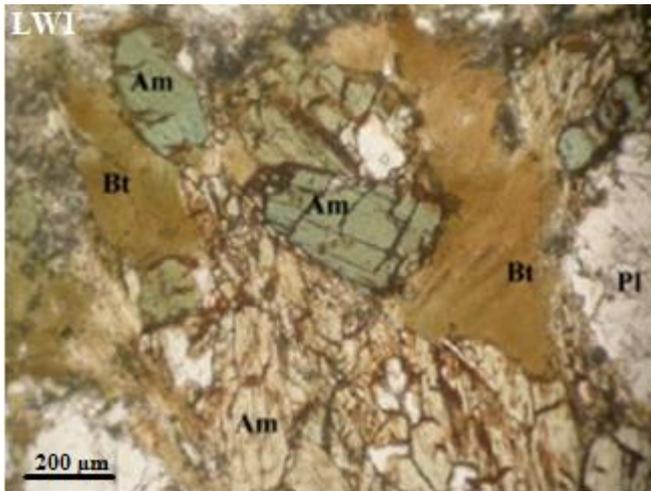


Photo II-5 a : association de hornblende verte et de biotite avec des sections de plagioclase localement séricitisées. LN.

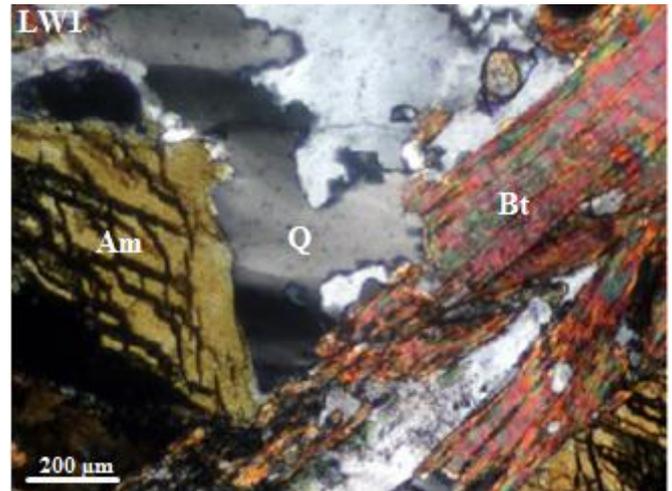


Photo II-5 b : biotite à contours effilochés et des sections de quartz à extinction roulante. LP.

L'amphibole est une phase minérale non négligeable et est en étroite association avec la biotite (**Photo II-5**). Elle correspond à de la hornblende verte et se présente en grandes sections de couleur vert olive et pléochroïque. Elle peut se retrouver en petites sections incluses dans le plagioclase.

La biotite est la phase minérale ferromagnésienne qui prend de l'ampleur dans les faciès de Laouni ouest. En grandes plages parfois étirées, tordues et à contours effilochés, elle présente un fort pléochroïsme dans les tons bruns. Elle est parfois riche en inclusions de zircon (présence de halo pléochroïque) et d'apatite (**Photo II-5 b** et **II-6**) attestant alors de son origine magmatique (Clarke, 1981 in Remaci-Benaouda, 2005).

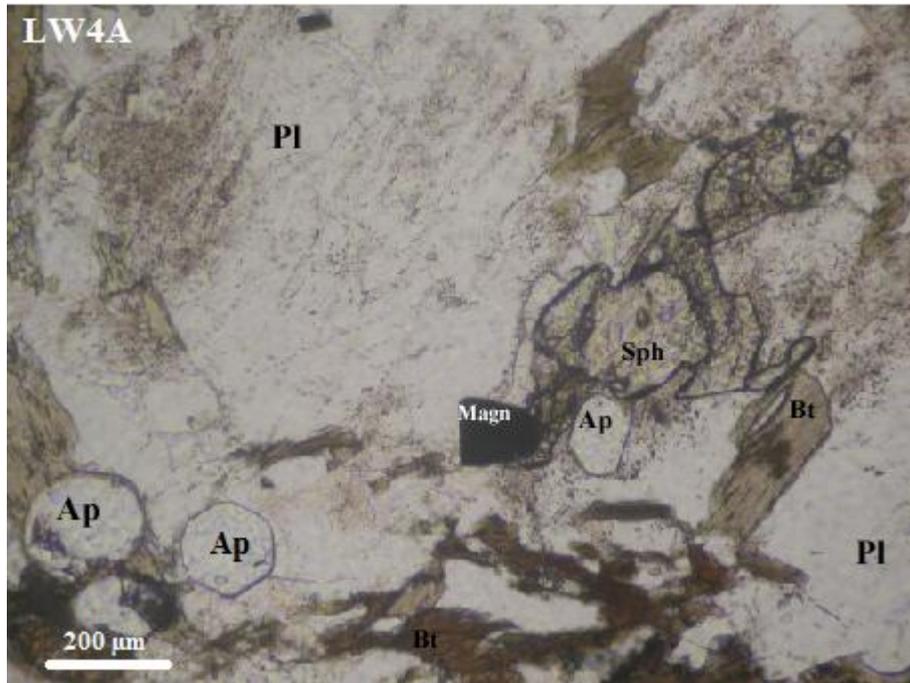


Photo II-6 : lame mince montrant des sections d'apatite en prismes trapus incolores et de sphène de couleur miel. LN.

Le feldspath alcalin représenté par du microcline (moirage caractéristique) et de l'orthose perthitique, est en plages interstitielles, parfois poecilites. Ce feldspath potassique est riche en inclusions de biotite, d'amphibole et de plagioclase. La présence de cristaux de microcline témoigne d'une mise en place à basse température.

Le quartz, représentant jusqu'à 39% du volume de la roche, apparaît en plages polycristallines xénomorphes à extinction roulante (**Photo II-5 b**).

Les minéraux accessoires sont représentés par de l'apatite, du sphène, du zircon et des oxydes ferro-titanés.

L'apatite est remarquable dans ce faciès. Elle se présente en prismes trapus incolores et réfringents, elle est éparse dans la lame mince (**Photo II-6**) ou en inclusions dans la biotite.

Le sphène se présente en sections prismatiques ou arrondies avec une couleur rose miel qui le caractérise (**Photo II-6**).

Le zircon est rare, on le rencontre essentiellement en inclusions dans la biotite, reconnaissable à son halo pléochroïque.

Les minéraux opaques, peu abondants, sont de la magnétite (cf minéralogie) qui se présente en sections éparsees ou en inclusions dans les phases minérales principales telles que le plagioclase (**Photo II-6**).

CHAPITRE II - ETUDE PETROGRAPHIQUE

La paragenèse tardi-magmatique liée aux circulations de fluides hydrothermaux est constituée de séricite, de chlorite et d'épidote qui remplacent respectivement le plagioclase, l'amphibole et la biotite.

La séquence de cristallisation débute par l'apparition des minéraux accessoires représentés par le zircon, l'apatite, le sphène et la magnétite. Elle est suivie par les cristaux d'amphibole (en inclusions dans le plagioclase), le plagioclase et la biotite. Le quartz et le feldspath alcalin correspondent à la fin de la cristallisation magmatique.

CHAPITRE III
Minéralogie

III-1-Introduction:

L'étude minéralogique va permettre de mener une étude chimique détaillée des phases minérales des faciès de bordure de Laouni en précisant la nature et éventuellement la variation de compositions de chaque phase minérale : feldspaths, clinopyroxène, amphibole, biotite et minéraux accessoires.

A partir du chimisme des clinopyroxènes de ces roches, l'étude va également permettre une caractérisation géochimique et géodynamique.

Les analyses chimiques de ces phases minérales ont été effectuées, par Mme N. Remaci à la microsonde électronique CAMECA SX 100 de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand.

Les conditions analytiques ont été fixées à 15 nA, 15 kV de tension d'accélération et 10s de temps de comptage. La microsonde est calibrée sur des standards silicatés. La précision des données est inférieure à 1% sur les teneurs en poids d'oxydes pour les éléments majeurs.

Une dizaine d'échantillons ont été sélectionnés sur la base de leur représentativité sur les aires d'affleurement de Laouni ouest et d'OuedZazir.

III-2- Etude chimique des différentes phases minérales

III-2-1- Les feldspaths

Les analyses et les formules structurales sont consignées dans les tableaux III-1 à III-4 (voir annexe).

Le plagioclase constitue une des phases minérales prédominantes dans les faciès de bordure.

Dans les faciès de Laouni West (LW), la composition varie entre An₂₇ et An₃₇ (Fig. 1) dans le cas d'une zonation normale et An₃₇ et An₂₇ pour une zonation inverse, donc des compositions d'oligoclase et d'andésine. Le composant orthose n'est pas négligeable, il peut atteindre jusqu'à 6% Or dans certains faciès (éch. LW1).

Dans les faciès de l'Oued Zazir (OZ), les compositions atteignent des valeurs élevées, jusqu'à An₇₄ (composition bytownitique) (Fig. 1). Quelques cristaux peuvent montrer une zonation normale se caractérisant par un cœur à composition An₇₄ et une bordure allant jusqu'à An₄₈. Des zonations inverses peuvent être décelées avec des différences de 4% (An₃₄ au cœur et An₃₈ en bordure). Majoritairement, le composant orthose ne dépasse pas 3%.

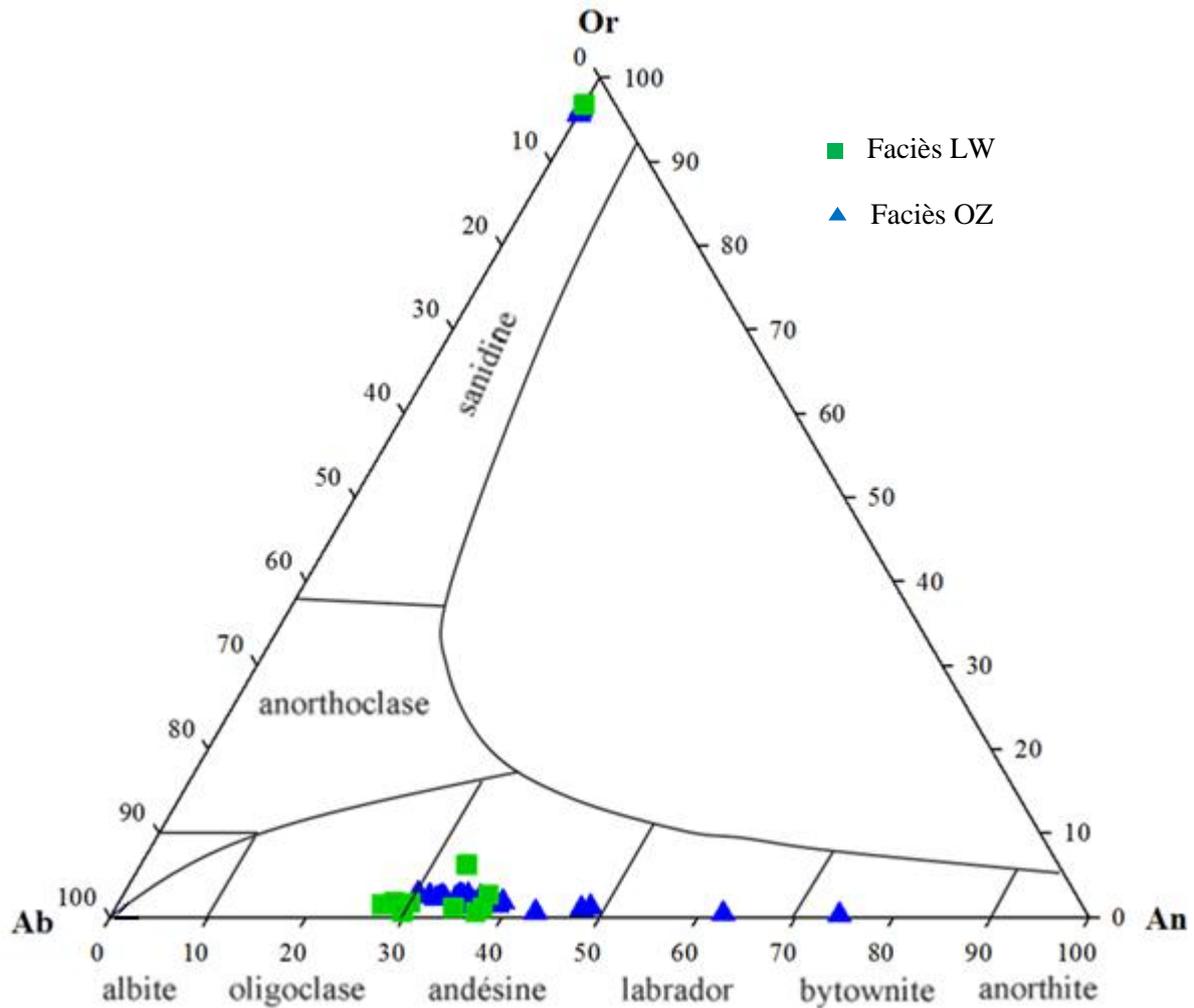


Figure III - 1: Position des feldspaths dans le diagramme An-Ab-Or.

Le feldspath potassique de composition Or₉₆ a été rencontré dans les deux types de faciès.

III-2-2-Le clinopyroxène

Repéré uniquement dans les faciès OZ, le plus souvent en reliques, c'est la phase minérale la mieux conservée et sa composition apparaît représentative de celle acquise au cours de la cristallisation des magmas.

Les formules structurales ont été calculées sur la base de 6 oxygènes, les analyses et les formules structurales sont consignées dans les tableaux III-5 et III-6.

Etant donné leur caractère fortement calcique avec des valeurs en CaO comprises entre 23,45 et 24,60 %, les analyses se positionnent dans le domaine du diopside (En₃₄₋₃₇, Fs₁₃₋₁₆, Wo₄₈₋₅₀) dans le diagramme de Morimoto (1988) (Fig. 2).

Le Cpx est pauvre en Cr et en Ti (< 0,15 %), en alumine (entre 0,61 et 1,73 %) et il montre un XMg (Mg/Mg+Fe) assez élevé fluctuant entre 0,69 et 0,73.

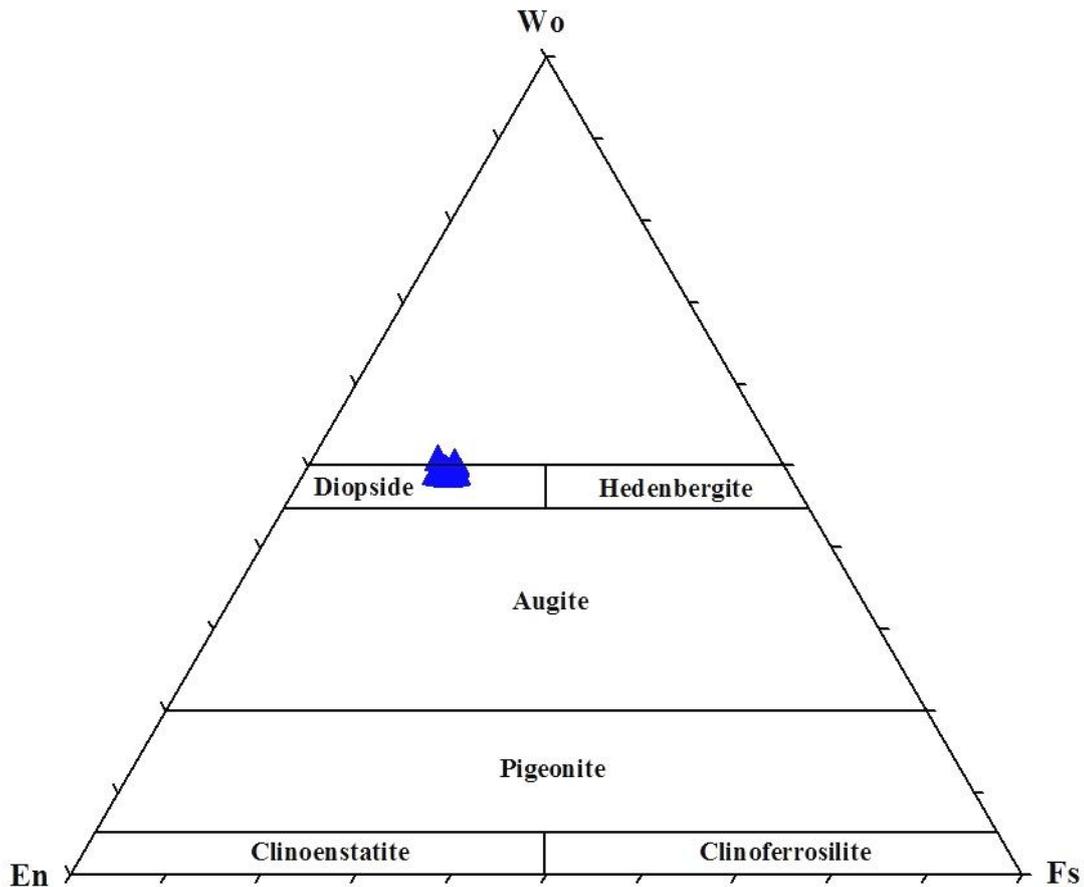


Figure III - 2: Position des clinopyroxènes dans le diagramme de Morimoto (1988)

III-2-3-L'amphibole

Les compositions chimiques et les formules structurales calculées sur la base de 23 oxygènes sont consignées dans les tableaux III-7 à III-10.

L'amphibole est présente dans tous les faciès étudiés, elle ne dépasse pas 10 % dans les faciès de bordure de l'intrusion noritique (LW) tandis qu'elle peut être très abondante dans les faciès associés à l'intrusion troctolitique (OZ) (>50 %).

La terminologie adaptée selon les recommandations de l'I.M.A. (Leake, 1978 et Leake et al. 1997) sur la nomenclature des amphiboles est la suivante :



A = site rempli par Na et K.

X = site rempli par Ca et Na.

Y = site octaédrique rempli par Al, Ti, Fe, Mg, Mn.

Z = site tétraédrique rempli par Si, Al et parfois Fe³⁺ et Ti.

Dans les faciès étudiés, les amphiboles appartiennent au groupe des amphiboles calciques avec $(Ca+Na)_X > 1.34$, $(Na+K)_A < 0.50$ et $Ti < 0.50$.

Dans le diagramme de nomenclature de Leake et al. (1997), selon les faciès, se distinguent deux types d'amphibole (**Fig.3**), essentiellement à partir de leur rapport XMg :

- Dans le faciès OZ, les amphiboles affichent un net caractère magnésien avec un XMg compris entre 0,50 et 0,66 les positionnant dans le domaine des tschermakites et évoluant vers les magnésio-hornblendes. Dans ce faciès, quelques cristaux d'amphibole présentent des teneurs élevées en silice (> 50 %) et très basses en alumine (de l'ordre de 4 à 5 %) ce qui pourrait être le résultat de l'évolution de la hornblende verte ou la transformation du clinopyroxène. Cette hypothèse est étayée par l'étude pétrographique qui a révélé l'existence de reliques de Cpx dans quelques sections d'amphiboles.

- Dans le faciès LW, les amphiboles ont un caractère ferrifère avec un rapport XMg compris entre 0.33 à 0.50 les positionnant dans les champs des ferro-tschermakite et ferro-hornblende.

III-2-4-La biotite

Phase minérale rencontrée essentiellement dans les faciès LW où elle est non négligeable.

Les analyses chimiques et les formules structurales (calculées sur la base de 22 oxygènes) sont consignées dans le **tableau III-11**.

La formule structurale générale de la biotite est la suivante :



X est le site interfoliaire à remplissage en Ca, Na, K

Y est le site octaédrique avec Ti, Al^{VI}, Mn, Mg, Fe, Li

Z est le site tétraédrique avec Si, Al^{IV}

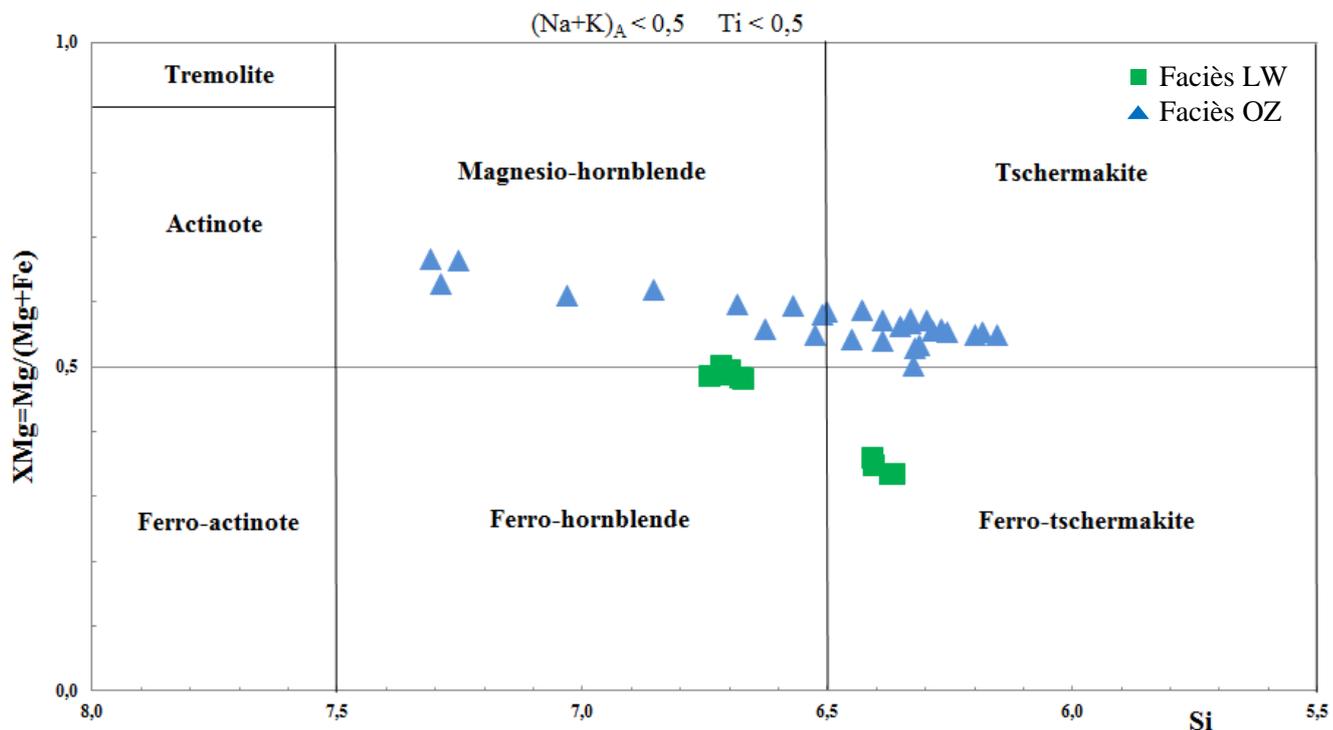


Figure III - 3 : Nomenclature des amphiboles des faciès de bordure d'après la classification de Leake et al. (1997).

Les biotites des faciès étudiés ont des rapports XFe (Fe / Fe + Mg) compris entre 0.47 et 0.63 qui les placent dans le champ des biotites (s.s.) du diagramme XFe vs Al^{IV} (Fig. 4). Sur ce diagramme les biotites se scindent en deux groupes, celles de l'échantillon LW1 montrent des teneurs en Al^{IV}, Mn, Ti et des XFe inférieurs à celles de l'échantillon LW4A.

En se basant sur les oxydes suivants (MgO, FeO, Al₂O₃) des biotites, Nockolds (1947) a pu raccorder leur composition chimique à la paragenèse avec laquelle elles coexistent.

Reportées dans ce diagramme, les biotites occupent majoritairement le domaine des biotites associées aux hornblendes (fig. 05). Les biotites de l'échantillon LW1 étant plus riches en MgO et plus pauvres en FeO se rassemblent un peu plus haut dans ce diagramme.

La biotite a une grande importance sur le plan typologique car elle a une réponse sensible aux variations physico-chimiques des systèmes magmatiques, par conséquent on s'en sert pour déterminer la nature des magmas hôtes.

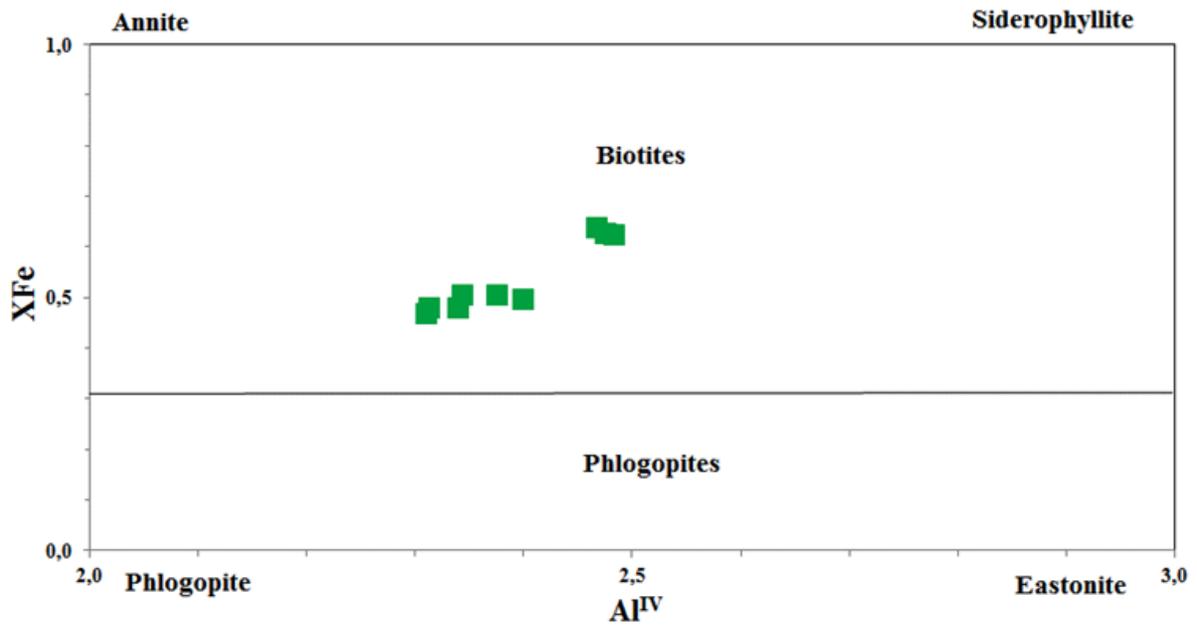


Figure III - 4 : Positions des biotites des faciès de bordure dans le diagramme X_{Fe} vs Al^{IV} de Deer et al., (1986)

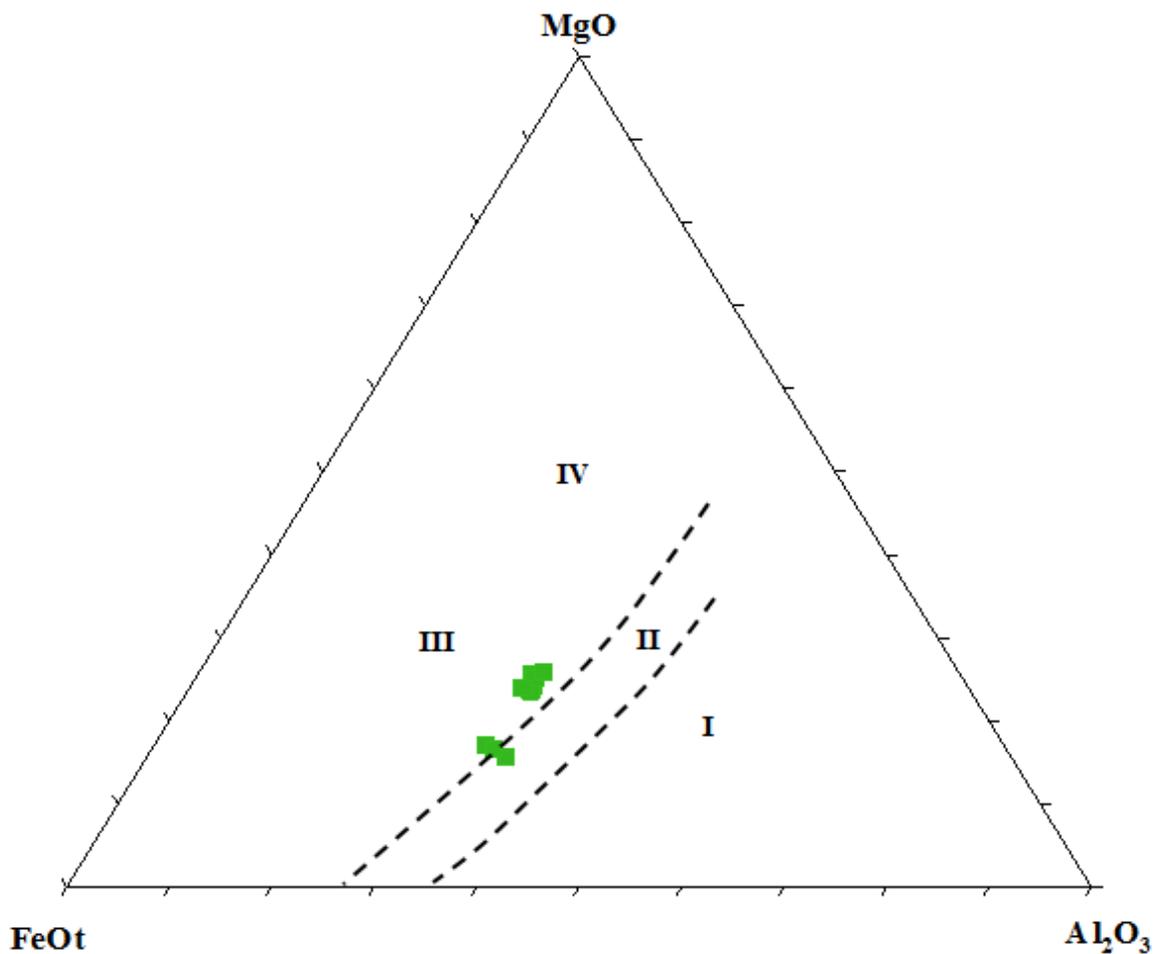


Figure III - 5: Position des biotites étudiées dans le diagramme de Nockolds (1947).
I : Champ des biotites associées aux muscovites. **II :** Champ des biotites seules. **III :** Champ des biotites associées aux hornblendes. **IV :** Champ des biotites associées aux olivines et pyroxènes

Nachit et al. (1985) ont proposé un diagramme discriminant sur la base de Al et Mg des biotites (fig. 06). Projetées dans ce diagramme, les biotites des faciès étudiés affichent une affinité calco-alkaline.

Cette tendance est soutenue par le diagramme d'Abdel-Rahman (1994) basé sur deux oxydes (MgO, Al₂O₃) des biotites des roches magmatiques ayant cristallisé à partir de trois types de magmas : A (alcalin anorogénique), P (peralumineux) et C (calco-alkalin orogénique) (fig. 7)

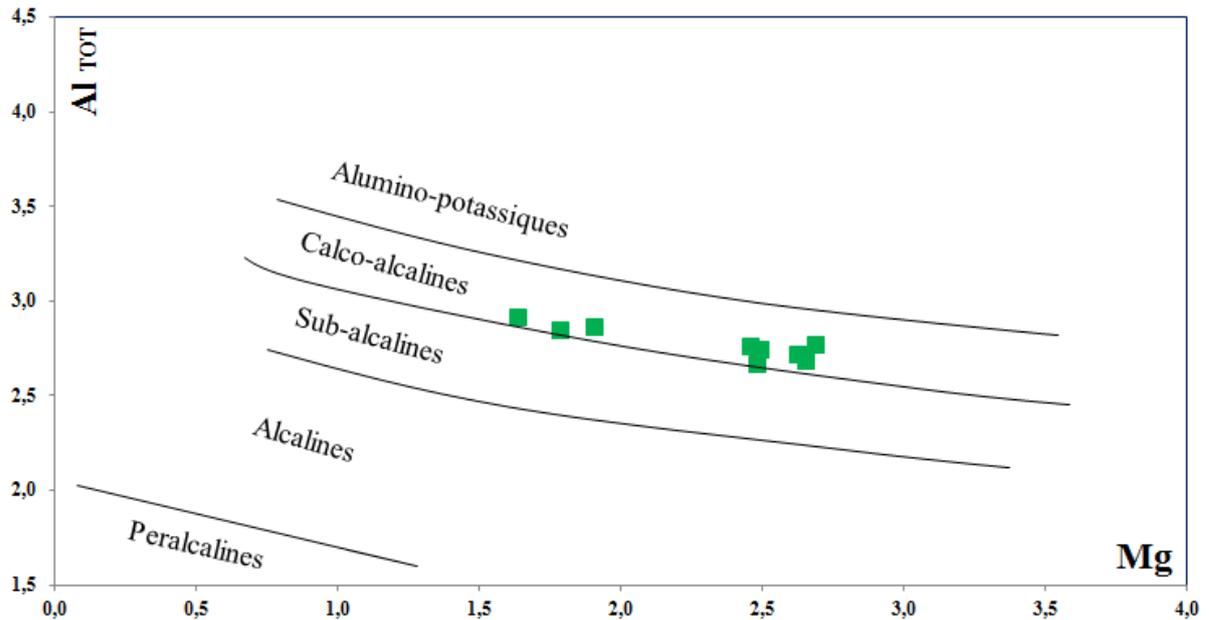


Figure III - 6 : Biotites des faciès de bordure dans le diagramme Al_{total} vs Mg de Nachit et al. (1985).

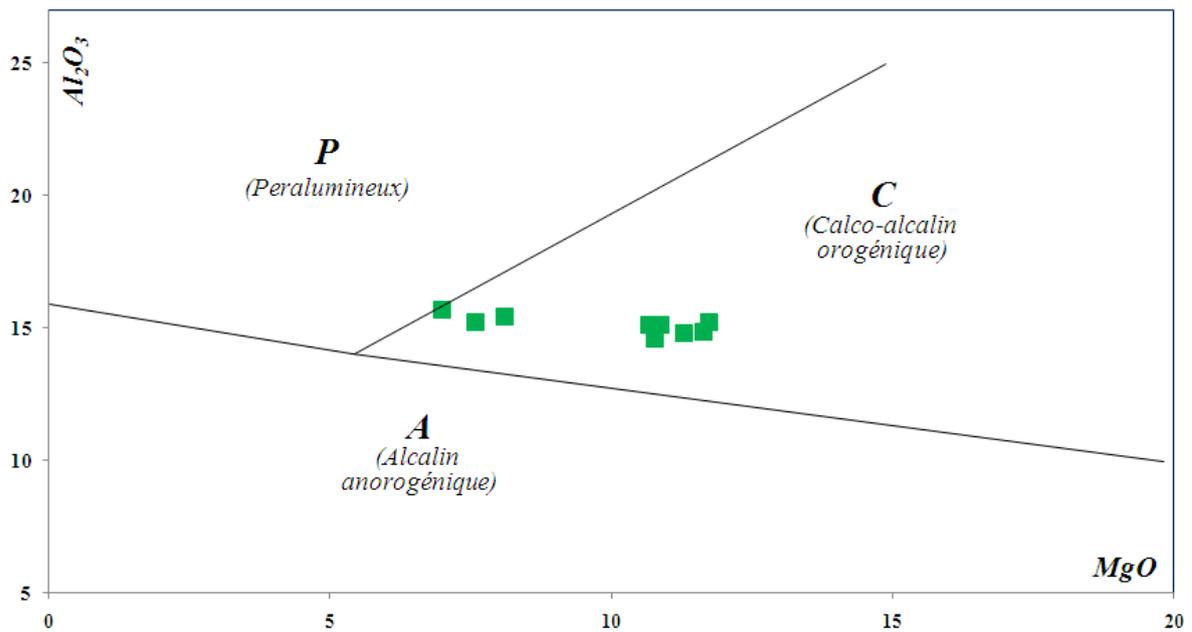


Figure III - 07 : Biotites des faciès de bordure dans le diagramme Al_2O_3 vs MgO de Abdel-Rahman (1994).

III-2-5-Les minéraux accessoires

III-2-5-1-Les oxydes ferro-titanés

Les minéraux opaques ont été analysés aussi bien dans les roches des faciès LW que dans celles des faciès OZ, néanmoins les analyses des opaques des faciès OZ bouclent trop bas et ne seront pas prises en considération.

Les analyses chimiques et les formules structurales de ces opaques sont consignées en annexe dans le tableau III-12.

Projetées dans le diagramme $FeO//F_2O_3//TiO_2$ (fig. 8), les points représentatifs de la composition de ces phases ferro-titanées indiquent une composition de magnétite presque pure ($Fe^{2+}Fe^{3+}_2O_4$) où la composante titanifère ne dépasse pas 0.12 %, la présence de cette phase témoigne de conditions oxydantes ayant régné lors de la formation de ces roches.

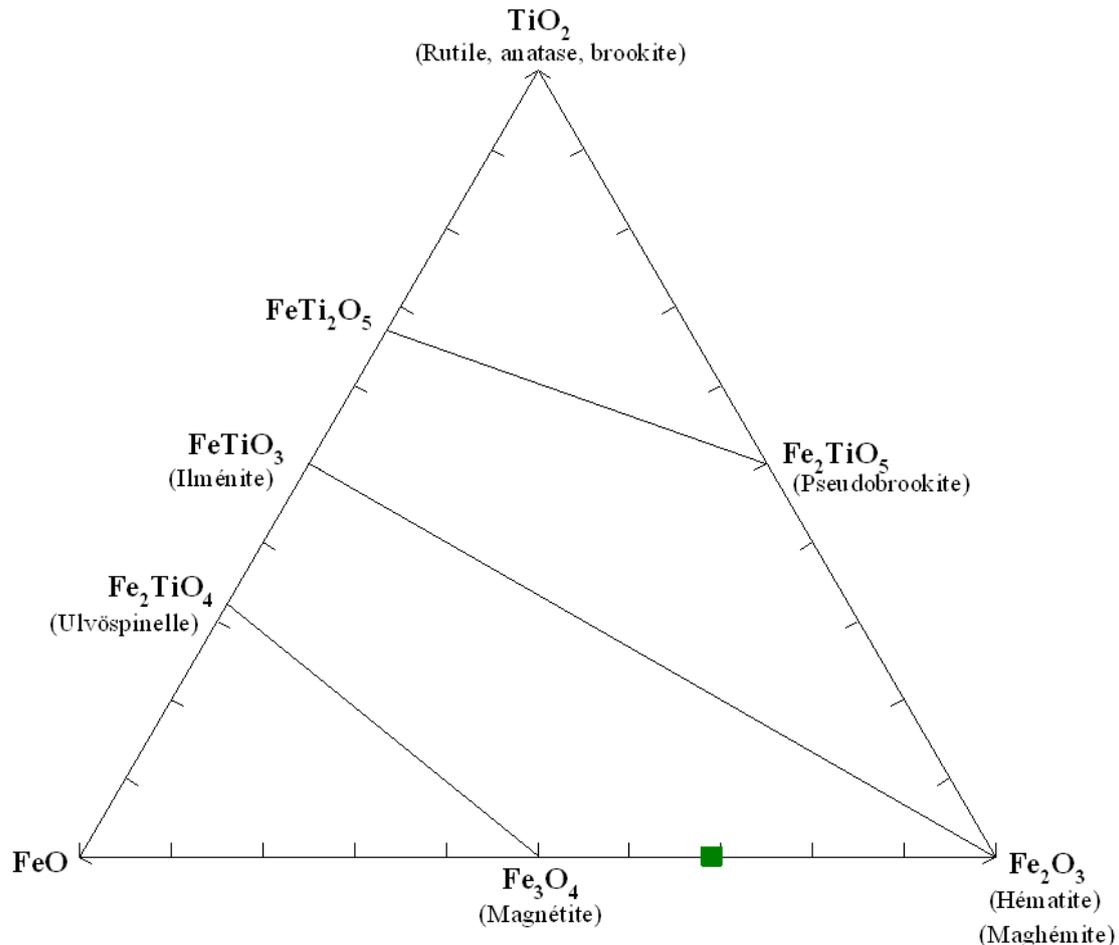


Figure III - 8: Position des oxydes ferro-titanés dans le diagramme FeO-TiO₂-Fe₂O₃.

III-3- Affinité géochimique et géotectonique à partir du chimisme du clinopyroxène

La chimie du clinopyroxène a une importance particulière dans les études pétrogénétiques. Plusieurs auteurs (Kushiro, 1960; Lebas, 1962; Nisbet et Pearce, 1977; Leterrier et al., 1982) ont réussi à relier la composition chimique de cette phase minérale à la nature chimique de ses roches hôtes. Par exemple, le clinopyroxène qui cristallise à partir d'un magma alcalin diffère largement de celui qui cristallise à partir d'un magma subalcalin du fait de ses teneurs élevées en TiO₂ et Al₂O₃. Les teneurs de ces deux oxydes dans le Cpx augmentent depuis les magmas tholéiitiques vers les magmas alcalins.

Les magmas tholéiitiques sursaturés en silice ont des clinopyroxènes riches en SiO₂ et pauvres en Al₂O₃ (Kushiro, 1960).

Dans les faciès de bordure étudiés, le Cpx présente des cations Si supérieurs à 1,95 et des cations Al inférieurs à 0,1 (tableaux III-5 et III-6), ce qui traduit un caractère sursaturé en silice.

Projetées dans les diagrammes SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962), les analyses des Cpx s'inscrivent dans le domaine subalcalin (Fig. 9 A) et montrent une tendance tholéiitique (Fig. 9 B).

Cette tendance tholéiitique des faciès de bordure, tout comme celle des intrusions gabbroïques étudiées par Cottin et al. (1990 et 1998) suggère le probable cogénéisme entre eux. Nous le démontrerons plus en détails dans l'étude géochimique.

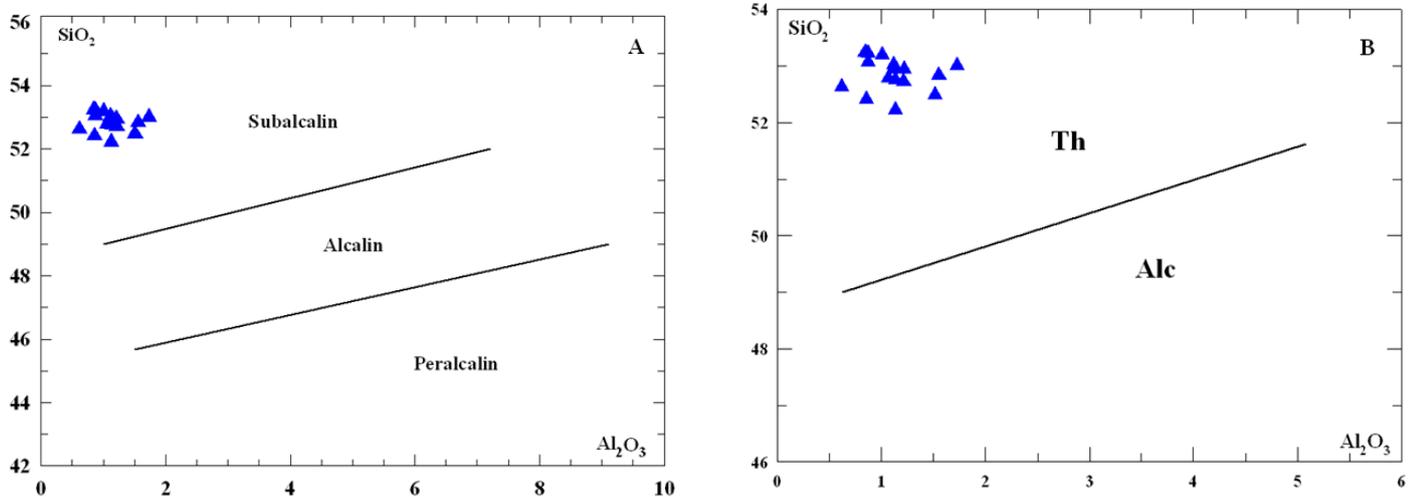


Figure III - 9 A et B : Position des clinopyroxènes des faciès de bordure dans le diagramme SiO₂ versus Al₂O₃ de Lebas (1962).Th : tholéiitique, Alc : alcalin.

Pour identifier le contexte géotectonique de ces roches, nous avons utilisé la méthode proposée par Leterrier et al (1982). Dans le premier diagramme binaire Ti+ Cr en fonction de Ca (fig. 10), le Cpx des faciès étudiés s'inscrit dans le domaine du Cpx des basaltes orogéniques.

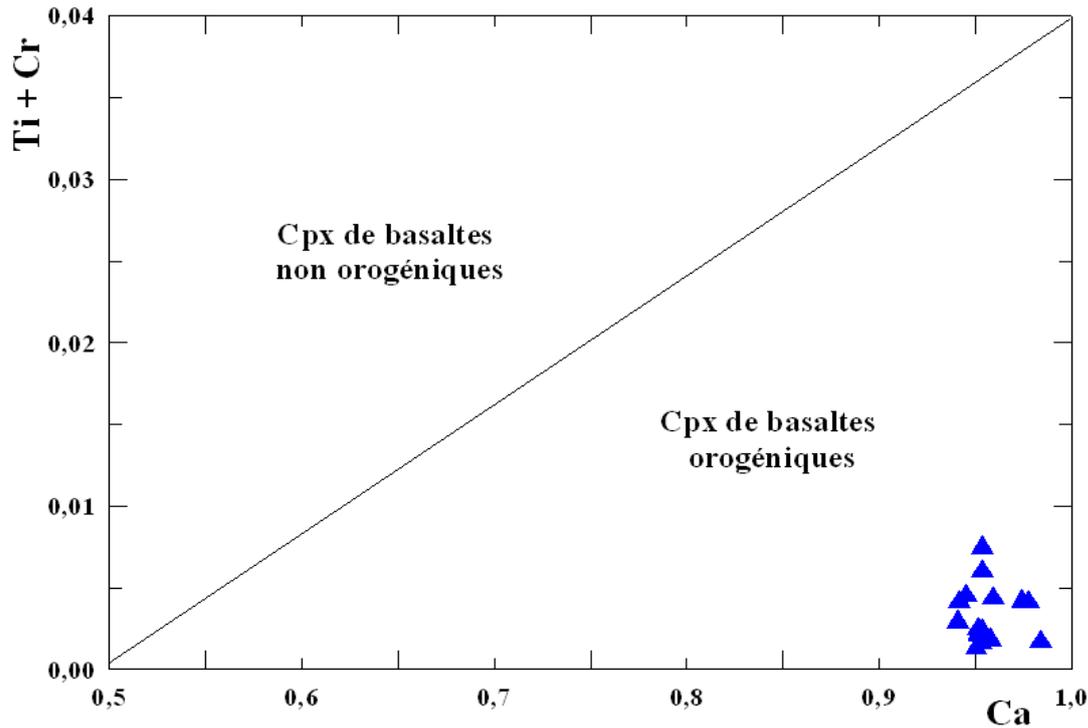


Figure III - 10: Position des clinopyroxènes des faciès de bordure dans le diagramme de Leterrier et *al.* (1982).

III-4-Conclusion :

Le point essentiel que fait ressortir l'étude minéralogique des roches des faciès de bordure étudiées est la légère parenté de leurs phases minérales avec celles des roches des intrusions basiques.

Les plagioclases des faciès OZ sont plus calciques et montrent une large gamme de variation (An_{01} à An_{74}) à l'encontre de ceux des faciès LW qui révèlent des compositions acides donnant de l'oligoclase et de l'andésine.

Le clinopyroxène montre une composition de diopside et affiche un caractère sursaturé en silice, ainsi le report des analyses chimiques dans les diagrammes de Lebas (1962) montre une affinité tholéïtite tout comme celle de l'intrusion gabbroïque soulignant par conséquent un probable cogénéisme. Le diagramme de Leterrier et al (1982) vient étayer cette tendance et attribuer aux roches hôtes un caractère orogénique.

L'amphibole est une phase minérale ubiquiste, celle des faciès OZ correspond à une composition de tschermakite évoluant vers des magnésio-hornblendes. Les amphiboles des

faciès LW se distinguent par des XMg plus bas ce qui les conduit à occuper les domaines des ferro-tschemakites et ferro-hornblendes.

Les micas analysés sont de la biotite (s.s.), leur chimie reportée dans le diagramme de Nockolds (1947) révèle une association avec les hornblendes, leur affinité calco-alkaline est soutenue par les diagrammes de Nachit et al. (1985) et Abdel-Rahman (1994).

La présence de la magnétite comme étant la seule phase opaque des faciès LW s'exprime sur le plan pétrogénétique par un milieu oxydant. Cette tendance va être confirmée dans le chapitre suivant traitant les conditions de cristallisation.

Chapitre IV

Estimations des conditions de cristallisation

IV-1 Introduction

L'estimation des conditions thermodynamiques ($T^{\circ}\text{C}$, P , $X_{\text{H}_2\text{O}}$, f_{O_2}) de cristallisation et de mise en place des magmas se fait à l'aide de plusieurs méthodes. De nombreux géothermomètres et géobaromètres permettent l'évaluation des températures et pressions des magmas. Ils sont fondés soit sur l'équilibre entre deux phases minérales, soit sur l'équilibre entre une phase minérale et le liquide, soit sur la présence d'une certaine phase minérale (par exemple l'amphibole). Ces géothermobaromètres ont été calibrés par des travaux expérimentaux et impliquent que les minéraux sont à l'équilibre avec le liquide magmatique.

Or la difficulté d'estimer si le liquide et les minéraux sont en équilibre implique des restrictions sur la validité des résultats obtenues. Néanmoins, la convergence de ces différentes approches permet d'aboutir à un résultat acceptable et exploitable.

IV-2- Estimations des conditions de cristallisation des minéraux

IV-2-1-Les pyroxènes

Le géobaromètre établi par Nimis (2000) à partir du clinopyroxène a été réalisé pour les systèmes magmatiques tholéitiques à moyennement alcalins dans les conditions expérimentales appartenant au manteau supérieur et la croûte. Les résultats obtenus se situent entre des pressions allant de 8.7 kb à 5.8 kb. Il est à noter que les pressions les plus élevées sont calculées à partir des Cpx les moins riches en CaO. Cette fourchette de pressions permet d'évaluer les profondeurs qui s'échelonnent entre 30 et 20 km.

IV-2-2- Les amphiboles

Comme bien d'autres minéraux, les amphiboles traduisent bien la nature chimique et les conditions physiques du milieu où elles ont cristallisé.

Les compositions des amphiboles calciques dépendent largement des conditions thermodynamiques (pression et température) dans lesquelles elles cristallisent (Allen et al., 1975 ; Hammarstrom et Zen, 1986 ; Ernst et Liu 1998).

Dans les amphiboles, potassium, aluminium, sodium, titane et $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe})$ augmentent typiquement avec la pression et la température alors que silice, manganèse, et calcium diminuent. La fugacité d'oxygène (f_{O_2}) joue également un rôle important, car son augmentation cause une diminution en Ti, Al^{IV} et en alcalins (Na+K) dans le site A (Helz, 1973, 1979 ; Czamanske et Wones, 1973 ; Anderson et Smith, 1995).

IV-2-2- 1- Baromètres basés sur l'Alt (teneur totale en aluminium)

Les amphiboles sont les premières phases minérales à cristalliser en conditions de saturation en eau (Prouteau et Scaillet, 2003). L'estimation de la pression de cristallisation des amphiboles va nous renseigner sur la profondeur de formation des faciès de bordure étudiés.

L'aluminium total (Alt ou $Al^{IV} + Al^{VI}$) a été calibré pour une utilisation en tant qu'un géobaromètre s'exprimant en corrélation linéaire (équation) de la pression et la teneur en aluminium (Hammarstrom et Zen, 1986 ; Hollister et al., 1987 ; Johnson et Rutherford, 1989 ; Schmidt, 1992).

Par conséquent des équations ont été proposées pour déterminer la pression de cristallisation :

- Hammarström et Zen (1986) ont pu montrer empiriquement que la teneur en Alt des amphiboles sert de baromètre fiable pour les systèmes ignés, ils proposent l'équation suivante :

$$P (\pm 3\text{kb}) = -3.92 + 5.03 \text{ Alt}$$

- Hollister et al. (1987), à partir de leur étude sur des plutons calco-alcalins de Colombie britannique, ont pu réduire la marge d'erreurs à $\pm 1\text{kb}$, en proposant l'équation suivante :

$$P (\pm 1\text{kb}) = -4.76 + 5.64 \text{ Alt}$$

- Schmidt (1992), sur les amphiboles d'une tonalite, propose l'équation suivante :

$$P (\pm 0.5 \text{ kb}) = -3.01 + 4.76 \text{ Alt}$$

Les pressions ont été estimées à partir des valeurs extrêmes puis moyennes des teneurs en Al total (tableau V-1) dans les amphiboles des faciès de bordure OZ et LW. A titre indicatif, nous avons rajouté quelques analyses d'amphiboles de l'intrusion basique de OZ.

Nous préférons retenir les résultats obtenus à partir de l'équation de Schmidt (1992) car la marge d'erreurs est la plus réduite.

Les calculs nous permettent de scinder les amphiboles des faciès de bordure OZ en deux groupes présentant des pressions de cristallisation bien différentes :

Amphiboles des faciès de bordure OZ	Alt: 0,84 à 2,20	Moyenne
Hammarström et Zen (1986)	0,30 à 7,14 kb	3,72 kb
Hollister et al. (1987)	0,02 à 7,65 kb	3,83 kb
Schmidt (1992)	0,99 à 7,46 kb	4,22 kb
Amphiboles des faciès de bordure LW	Alt: 1,65 à 2,05	Moyenne
Hammarström et Zen (1986)	4,38 à 6,40 kb	5,40 kb
Hollister et al. (1987)	4,54 à 6,80 kb	5,67 kb
Schmidt (1992)	4,84 à 6,75 kb	5,80 kb
Amphiboles de l'intrusion basique OZ	Alt: 1,95 à 2,29	Moyenne
Hammarström et Zen (1986)	5,88 à 7,59	6,73
Hollister et al. (1987)	6,23 à 8,15	7,19
Schmidt (1992)	6,27 à 7,89	7,08

Tableau IV-1 : Pressions de cristallisation des amphiboles des faciès de bordure et de l'intrusion basique de Oued Zazir.

- un groupe avec des pressions inférieures à 1 kb, traduisant une profondeur qui n'excède pas 4 km, cette profondeur pourrait correspondre à une cristallisation post-magmatique de ces amphiboles à partir des clinopyroxènes, cette hypothèse est étayée par l'étude pétrographique qui a révélé l'existence de reliques de Cpx dans quelques sections d'amphibole et par la chimie de ces amphiboles bien distinctes de celle des amphiboles usuelles avec $\text{SiO}_2 > 50\%$; $\text{Al}_2\text{O}_3 < 6\%$ et un $\text{XMg} > 0,62$ proche de celui des Cpx.

- un groupe avec des pressions supérieures à 7 kb ce qui correspond à une profondeur dépassant 24 km, ces pressions sont similaires à celles des faciès basiques (Tableau IV-1) ce qui atteste d'une part du caractère primaire de ces amphiboles et d'autre part, de leur parenté pétrogénétique avec les amphiboles de l'intrusion basique.

Les amphiboles des faciès de bordure LW présentent des pressions moyennes de 5,80 kb ce qui correspond à une profondeur avoisinant 20 km

IV-2-2- 2- Le géobaromètre de Ridolfi et al. (2010)

Les géobaromètres ci-dessus (Hammarstrom et Zen, 1986 ; Hollister et al., 1987 ; Schmidt, 1992) sont tous basés sur le principe suivant : dans les amphiboles l'Alt (teneur totale en aluminium) augmente en fonction de la pression. Cependant, Ridolfi et al. (2008) ont démontré que la plupart de ces baromètres sont inexacts, si l'on compare avec des résultats expérimentaux (environ 2,8 kb d'erreur en moyenne). Une nouvelle calibration de ce géobaromètre, avec moins d'incertitude, effectuée sur des roches calco-alcalines des zones de subduction a été présentée par Ridolfi et al. (2010), sur la base de la teneur de Alt des amphiboles. La calibration de pression (P) de Ridolfi et al. (2010) est donnée par l'équation :

$$P \text{ (MPa)} = 19,209e^{(1,438\text{Alt})}, R^2 = 0,99$$

(R^2 est le coefficient de détermination, indicateur qui mesure l'adéquation entre le modèle et les données observées. D'une valeur comprise entre 0 et 1, un R^2 proche de 1 est suffisant pour dire que l'ajustement est bon).

Le degré d'incertitude du baromètre Alt augmente avec la montée de pression et décroît avec la température.

La pression de cristallisation des amphiboles **des faciès de bordure LW** est comprise entre 208 et 371 MPa, ce qui correspond respectivement à des profondeurs de 7 et 13 km. Tandis que les amphiboles **des faciès de bordure OZ** montrent un large intervalle de pressions compris entre 155 et 460 MPa qui se traduit par des profondeurs allant de 5,5 à 16 km.

Pour l'intrusion basique OZ, la cristallisation d'amphibole a lieu dans une chambre magmatique peu profonde située entre 12 et 17 km environ ce qui révèle un lien génétique entre ces amphiboles et celles des faciès de bordure OZ cristallisant à 16 km de profondeur. Il est à noter que les larges intervalles des conditions thermodynamiques des amphiboles des faciès de bordure suggèrent une histoire sub-solidus type hydrothermale.

IV-2-2- 3- Le géothermomètre de Colombi (1988)

Il est essentiellement basé sur les cations Ti avec l'équation suivante :

$$T^{\circ}\text{C} = 980 \times \text{Ti (cation)} + 600$$

Les teneurs en Ti des amphiboles des faciès de bordure LW (en ne considérant que les amphiboles ayant des teneurs en Ti > 0.08), permettent d'estimer une gamme de température allant de 699 à 751°C. Les amphiboles des faciès de bordure OZ donnent des températures entre 681 et 745 °C. Les amphiboles de l'intrusion basique OZ donnent des températures comprises entre 797 à 986 °C (tableau IV-2).

Faciès	T°C min	T°C max
Amphiboles des faciès de bordure LW	699	751
Amphiboles des faciès de bordure OZ	681	745
Amphiboles de l'intrusion basique OZ	797	986

Tableau IV-2 : Températures de cristallisation des amphiboles des faciès de bordure et de l'intrusion basique de Oued Zazir, à partir du géothermomètre de Colombi (1988).

IV-2-2- 4 - Le géothermomètre de Féménias et al. (2006)

Tout comme le géothermomètre précédent, il est également basé sur la teneur en Ti des amphiboles et ne prend pas en charge X_{Ab} des plagioclases dans sa formule ce qui rend son utilisation simple et sans la contrainte de l'altération des plagioclases.

Féménias et al. (2006) ont proposé une équation unique qui s'écrit pour le tampon QFM :

$$T (\pm 15 \text{ à } \pm 55^\circ\text{C entre } 600 \text{ et } 1000^\circ\text{C}) = 2603 / (- \text{Ln} [\text{Ti}]_{\text{amphibole}} + 1.7)$$

Ti total est exprimé en atomes p.f.u. (per formula unit) pour une formule structurale d'amphibole idéale à 23 oxygènes, T est exprimé en °C.

Les températures obtenues sont répertoriées dans le tableau IV-3 ci-dessous.

Faciès	T°C min	T°C max
Amphiboles des faciès de bordure LW	652	729
Amphiboles des faciès de bordure OZ	544	720
Amphiboles de l'intrusion basique OZ	787	988

Tableau IV-3 : Températures de cristallisation des amphiboles à partir du géothermomètre de Féménias et al. (2006).

Les températures de cristallisation calculées de ce géothermomètre rejoignent sensiblement celles du géothermomètre de Colombi(1988).

IV-2-2- 5 - Le géothermomètre de Ridolfi et al. (2010)

Cette nouvelle calibration du géothermomètre de l'amphibole de Ridolfi et al. (2010) est basée sur le Si* (« silice index ») des amphiboles. Le géothermomètre formulé par ces auteurs est fondé sur des résultats expérimentaux et sur des données de la littérature sur les

produits calco-alcalins contenant de l'amphibole, pour une gamme de températures comprise entre 550 et 1120°C et une pression <1200 MPa (<12 kb). L'amphibole en équilibre avec un liquide calco-alcalin cristallise dans des conditions physiques et chimiques peu éloignées de sa limite de stabilité, et elle est donc sujet à une déstabilisation avec de petits changements de pression et température. Proche de la courbe de stabilité de l'amphibole, la variance du système (en termes de composition et conditions physico-chimiques) est basse, ce qui a permis de formuler les équations thermo-barométriques.

Ridolfi et al. (2010) proposent l'équation suivante :

$$T (^{\circ}\text{C}) = -151,487\text{Si}^* + 2041$$

Avec $\text{Si}^* = \text{Si} + \text{Al}^{\text{IV}}/15 - 2\text{Ti}^{\text{IV}} - \text{Al}^{\text{VI}}/2 - \text{Ti}^{\text{VI}}/1.8 + \text{Fe}^{3+}/9 + \text{Fe}^{2+}/3.3 + \text{Mg}/26 + {}^{\text{B}}\text{Ca}/5 + {}^{\text{B}}\text{Na}/1.3 - {}^{\text{A}}\text{Na}/15 + {}^{\text{A}}(\text{Na}+\text{K})/2.3$

Nous obtenons pour l'ensemble des amphiboles des faciès de bordure LW des températures variant de 839 à 855 °C, avec une incertitude de ±22 °C, tandis que pour les amphiboles des faciès de bordure OZ on obtient des températures variant entre 724 à 930 °C avec une incertitude de ±22 °C. Les résultats sont présentés dans le tableau ci-dessous.

Faciès	T°C min	T°C max
Amphiboles des faciès de bordure LW	839	855
Amphiboles des faciès de bordure OZ	724	930
Amphiboles de l'intrusion basique OZ	962	993

Tableau IV-4 : Températures de cristallisation des amphiboles à partir du géothermomètre de Ridolfi et al. (2010).

Les températures obtenus par ce géothermomètre sont légèrement plus élevées mais restent convenables.

Les résultats de Ridolfi et al. (2010) ont été placés dans un diagramme P-T (Fig. V-1), deux courbes ont été établies, une courbe de stabilité thermique maximale (ligne pointée noire "b") où l'erreur maximale de Pression est de 11% et une courbe de limite supérieure (ligne tiretée noire "a"), où l'erreur de Pression est de 25%. La courbe du milieu sépare les produits expérimentaux de différente cristallinité (35 - 50 wt% à basse température, et 12 - 35 wt% à haute température). De plus, ce diagramme contient des isoplèthes des teneurs en SiO₂ (poids %) du liquide. Les barres d'erreur indiquent la déviation standard de pression (Ridolfi et al., 2010).

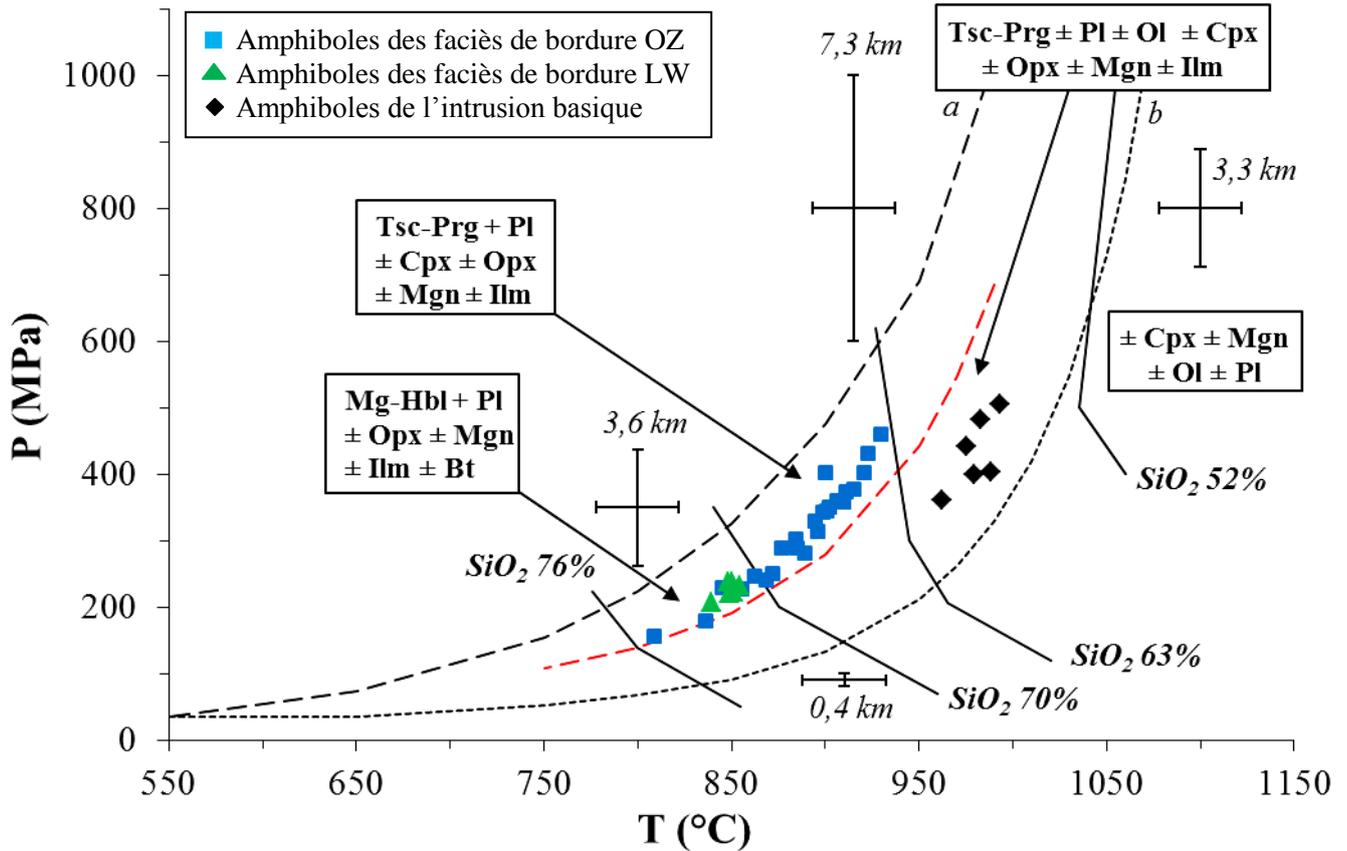


Figure IV-1 Diagramme Pression–Température des amphiboles appartenant aux faciès de bordure et l'intrusion basique (d'après Ridolfi et al., 2010).

Biotite (Bt), plagioclase (Pl), orthopyroxène (Opx), clinopyroxène (Cpx), magnétite (Mgn), ilménite (Ilm), olivine (Ol), magnésiohornblende (Mg-Hbl), tschermakitic-pargasite (Tsc-Prg).

IV-2-3-Les biotites

La présence de la biotite dans les paragenèses minérales permet également d'approcher la température et la pression de cristallisation des faciès de bordure.

Nous avons choisi d'utiliser un géothermomètre de Henry et al. (2005) basé sur les teneurs titane des biotites.

Henry et al. (2005) proposent l'équation suivante :

$$T = \{ [\ln(\text{Ti}) - a - c(X_{\text{Mg}})^3]/b \}^{0.333}$$

Les résultats sont exposés dans le tableau IV-5 ci-dessous :

Echantillons	Analyses	Températures °C
LW4A	31	664
LW4A	33	660
LW4A	45	718
LW4A	46	639
LW4A	47	621
LW4A	51	696
LW1	80	688
LW1	81	635
LW1	85	649
LW1	86	616
LW1	95	694
LW1	96	605
Biotite de l'intrusion basique OZ	84/1	760

Tableau IV-5 : Températures de cristallisation des biotites à partir du géothermomètre de Henry et al. (2005).

L'utilisation de ce géothermomètre donne un large intervalle de température allant de 605 à 718 °C pour les biotites des faciès LW, cet intervalle concorde bien avec les valeurs de température de cristallisation des amphiboles qui présentent en général des valeurs plus élevées.

IV-3- Conclusion :

Les magmas à l'origine de ces roches ont cristallisé sous des conditions de pressions n'excédant pas les 9 Kb (Cpx) et 7 kb (amphibole) ce qui correspond à des profondeurs de cristallisation qui s'étalent entre 30 et 24 km, elles avoisinent celles des faciès gabbroïques ; ce qui pourrait attester de leur parenté pétrogénétique avec les pyroxènes et amphiboles de l'intrusion basique.

L'amphibole présente des températures de cristallisation maximales de l'ordre de 855°C, celles de la biotite atteignent 718°C. Celles des faciès gabbroïques sont convenables et sont, pour les deux cas normalement plus élevées (993°C pour l'amphibole et 760°C pour la biotite).

Chapitre V
Etude géochimique

V-1-Introduction

L'étude géochimique va nous permettre d'apporter les premiers éléments de discussions des éventuelles relations génétiques susceptibles d'exister entre les intrusions gabbroïques et ces différents faciès de bordure, afin :

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

Dans ce but, nous disposons d'analyses chimiques (majeurs, traces avec Terres Rares) ainsi que de quelques analyses isotopiques (Sr, Nd).

Les laboratoires et les méthodes d'analyses utilisées ainsi sont présentés en annexes.

V-2-Nomenclature et caractérisation géochimique

Toutes les données analytiques (éléments majeurs, traces et compositions normatives) sont consignées dans les tableaux V-1 et V-2 (voir annexe).

Les plutonites de bordure de Laouni montrent des pertes au feu modérées, ne dépassant pas 2.5 %, ce qui traduit un degré d'altération réduit.

Nous avons utilisé la classification chimique proposée par Cox et al. (1979) adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989); elle est basée sur les teneurs en alcalins et en silice des roches (TAS). Pour ce diagramme, nous avons recalculé les analyses chimiques en base anhydre, c'est-à-dire en éliminant la perte au feu.

De composition intermédiaire à acide, ($56\% < \text{SiO}_2 < 76\%$), les roches de Laouni se répartissent bien dans le champ des diorites, granodiorites et granites (Fig.1). Sont également positionnées les roches basiques (Cottin et al., 1998) qui confirment leur composition gabbroïque.

Dans ce même diagramme, est reportée la courbe de Miyashiro (1978) séparant les séries alcalines des séries subalcalines. Les analyses des roches étudiées montrent l'affinité subalcaline des roches étudiées.

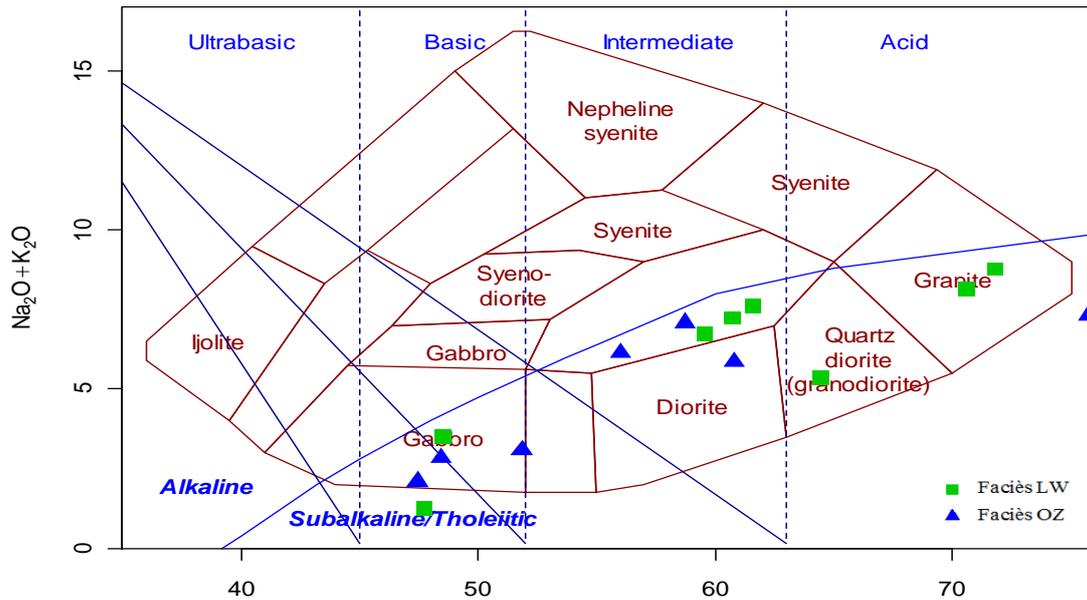


Figure V-01 : Faciès de bordure et plutonites basiques dans le diagramme alcalins vs silice de Cox et al. (1979), adapté aux roches plutoniques par Wilson (1989). La courbe en trait bleu limite les champs des roches alcalines et sub-alcalines.

Dans l'espace R_1 ($4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$) - R_2 ($6Ca + 2Mg + Al$) de De la Roche et al. (1980), les plutonites de bordure sont dispersés dans le champ des compositions allant des granites, granodiorites jusqu'aux monzodiorites (Fig. 2). L'affinité subalcaline est également confirmée dans ce diagramme.

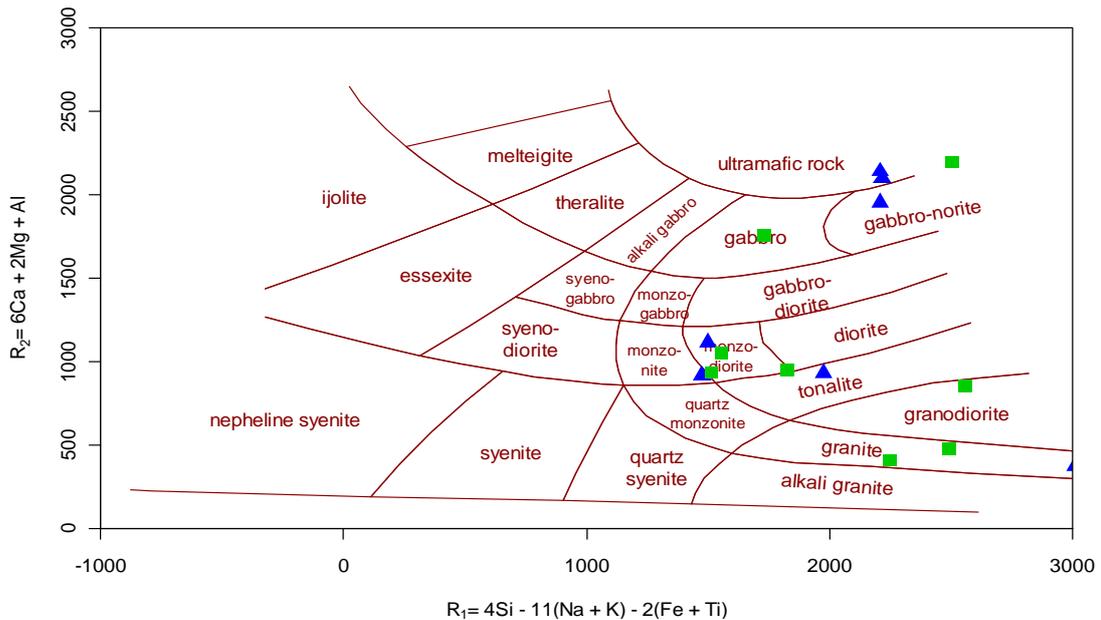


Figure V-02 :Faciès de bordure dans le diagramme R_1 - R_2 de De La Roche et al. (1980). $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$; $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$.

Projetées dans le diagramme A/CNK-A/NK (Shand 1943), les faciès de bordure se partagent entre les domaines métalumineux et peralumineux, les gabbros et anorthosites occupent bien le champ métalumineux (fig. 3).

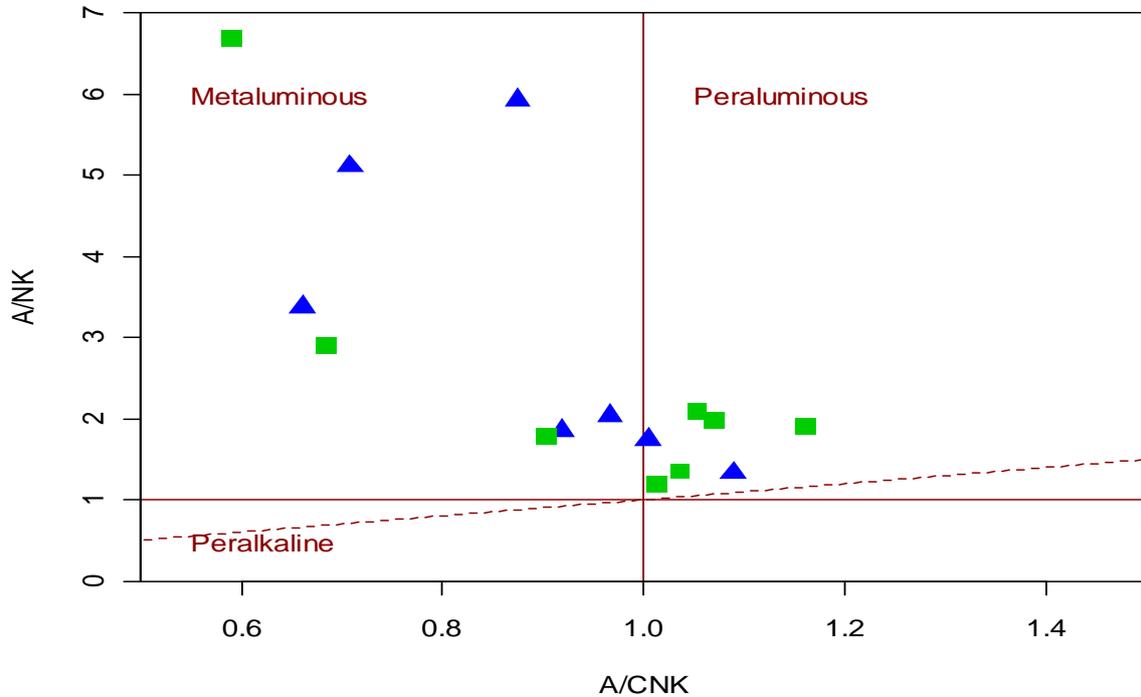


Figure V-03 : Projection des plutonites de Laouni dans le diagramme A/CNK (mole) vs A/NK.

Ce caractère peralumineux est confirmé, pour certains faciès de bordure, par la présence de corindon normatif (jusqu'à 3 %) dans la norme CIPW (Tableau V-1).

Dans le diagramme de classification chimico-minéralogique de Debon et Le Fort A-B (1983) (fig. 4), nous assistons un trend évolutif depuis les gabbros dans les domaines V et IV jusqu'aux faciès de bordure dans les domaines III et II. Les faciès de bordure LW n'étant pas riches en amphibole, se situent essentiellement dans le III à biotite (\pm amphibole), alors que ceux de OZ débordent sur le domaine IV à biotite, amphibole, \pm pyroxène ; ce qui est en accord avec l'examen pétrographique.

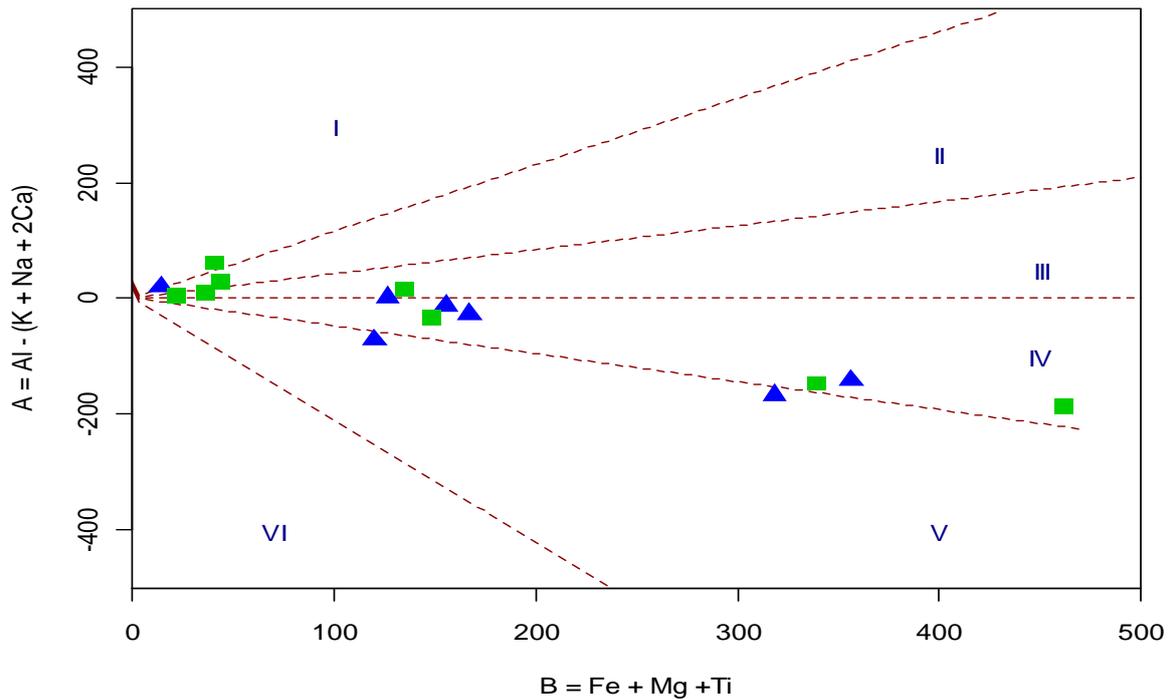


Figure V-04 : Typologie des faciès de bordure dans le diagramme A-B de Debon et Lefort (1983).

Domaine peralumineux: *I* muscovite > biotite ; *II* biotite > muscovite ; *III* biotite (±amphibole mineure). **Domaine métalumineux:** *IV* biotite, amphibole, ± pyroxène ; *V* clinopyroxène, ± amphibole, ±biotite ; *VI* associations minéralogique inhabituels (carbonatites ...).

La classification de Frost et al. (2001) (fig. 05), où le diagramme fait intervenir SiO_2 en fonction du MALI (the modified alkali-lime index Na_2O+K_2O-CaO), indique l'appartenance des plutonites intermédiaires à acides de Laouni à une série globalement alcali-calcique à calco-alcaline.

Par ailleurs, le diagramme établi toujours par Frost et al. (2001) distinguant le domaine magmatique magnésien du domaine magmatique ferrifère (Fig. 06), montre que ces roches ont majoritairement un caractère de granitoïdes magnésiens.

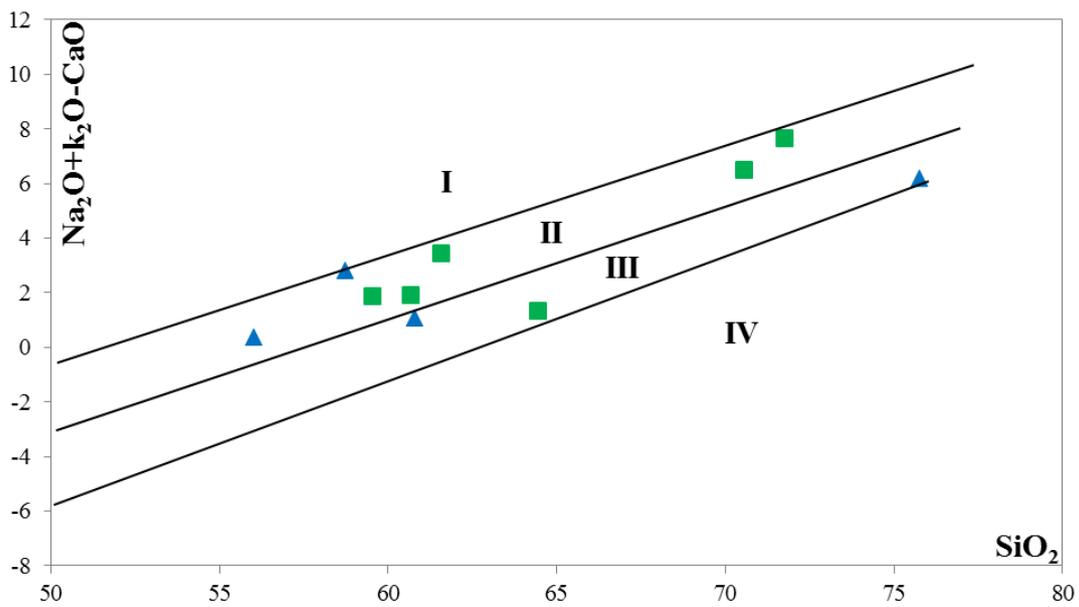


Figure V-05 : Position des faciès de bordure dans les diagrammes de Frost et al. (2001).
I Granitoïdes alcalins, **II** Granitoïdes alcali-calciques, **III** Granitoïdes calco-alcalins, **IV**

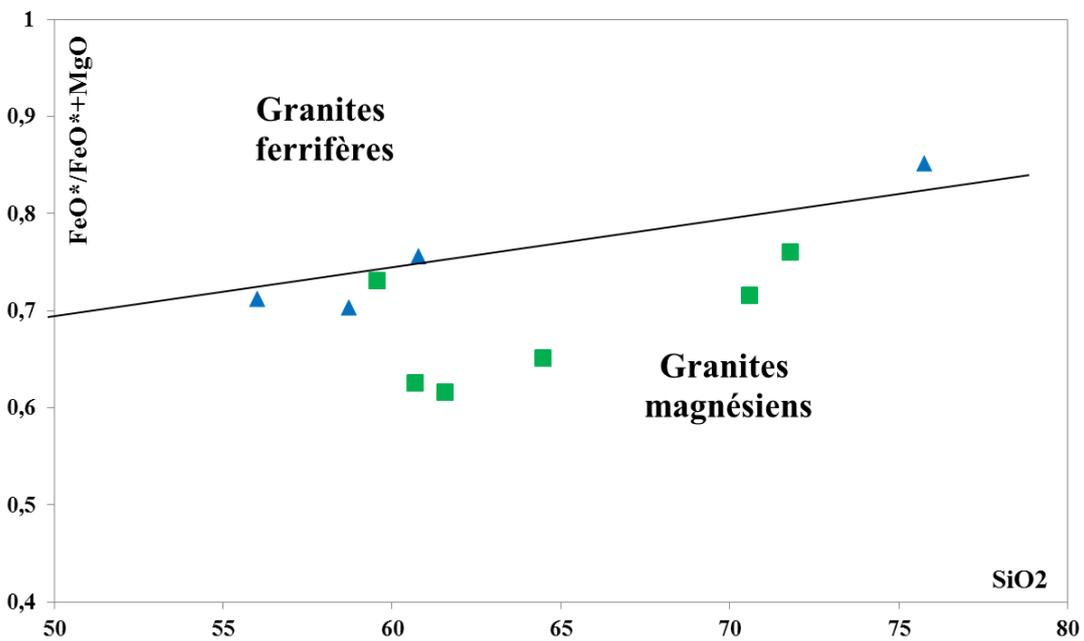


Figure V-06: Position des faciès de bordure dans les diagrammes de Frost et al. (2001).

Le diagramme $Fe_2O_3^*/MgO$ vs SiO_2 (Fig. 07) montre la nature calco-alkaline franche des faciès LW, ceci apparaît en accord avec les indications minéralogiques fournies précédemment par la typologie de la biotite (chapitre III). Par contre, les faciès OZ se positionnent plus sur le domaine tholéiitique confirmant ainsi cette affinité qui a déjà été mise en évidence par la typologie des Cpx (chapitre III).

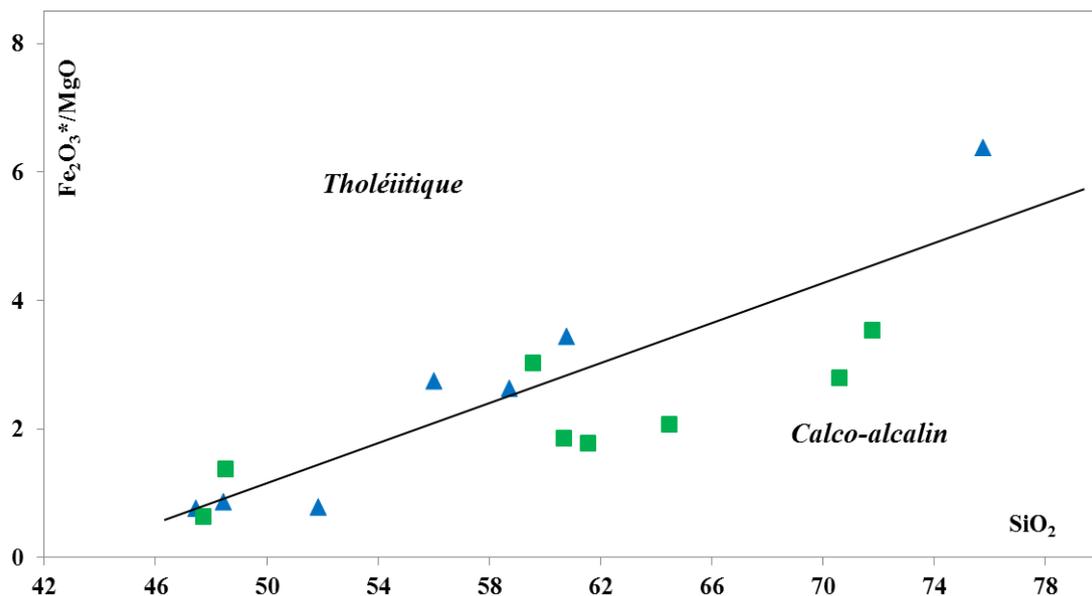


Figure V-07 : Les plutonites de Laouni dans l'espace $Fe_2O_3^*/MgO$ vs SiO_2 . de Miyashiro (1974), modifié par Gill (1981).

V-3- Comportement des éléments majeurs et traces dans les plutonites de Laouni

V-3-1-Les éléments majeurs

L'examen de la norme CIPW met en évidence le caractère sursaturé de tous les faciès de bordure étudiés, puisqu'ils se distinguent par la présence de quartz normatif (entre 7 % et 40%), tout comme les faciès gabbroïques (excepté 2H669) (voir tableau V-1) qui montrent une légère sursaturation en SiO_2 , ce qui traduit des compositions de tholéiites à quartz pour ces gabbros.

Nous avons choisi SiO_2 comme indice de différenciation en raison de la nature intermédiaire à acide des roches étudiées. Les pourcentages en poids d'oxydes des éléments majeurs et traces sont reportés en fonction de la silice sur les diagrammes de type Harker (Fig. 8).

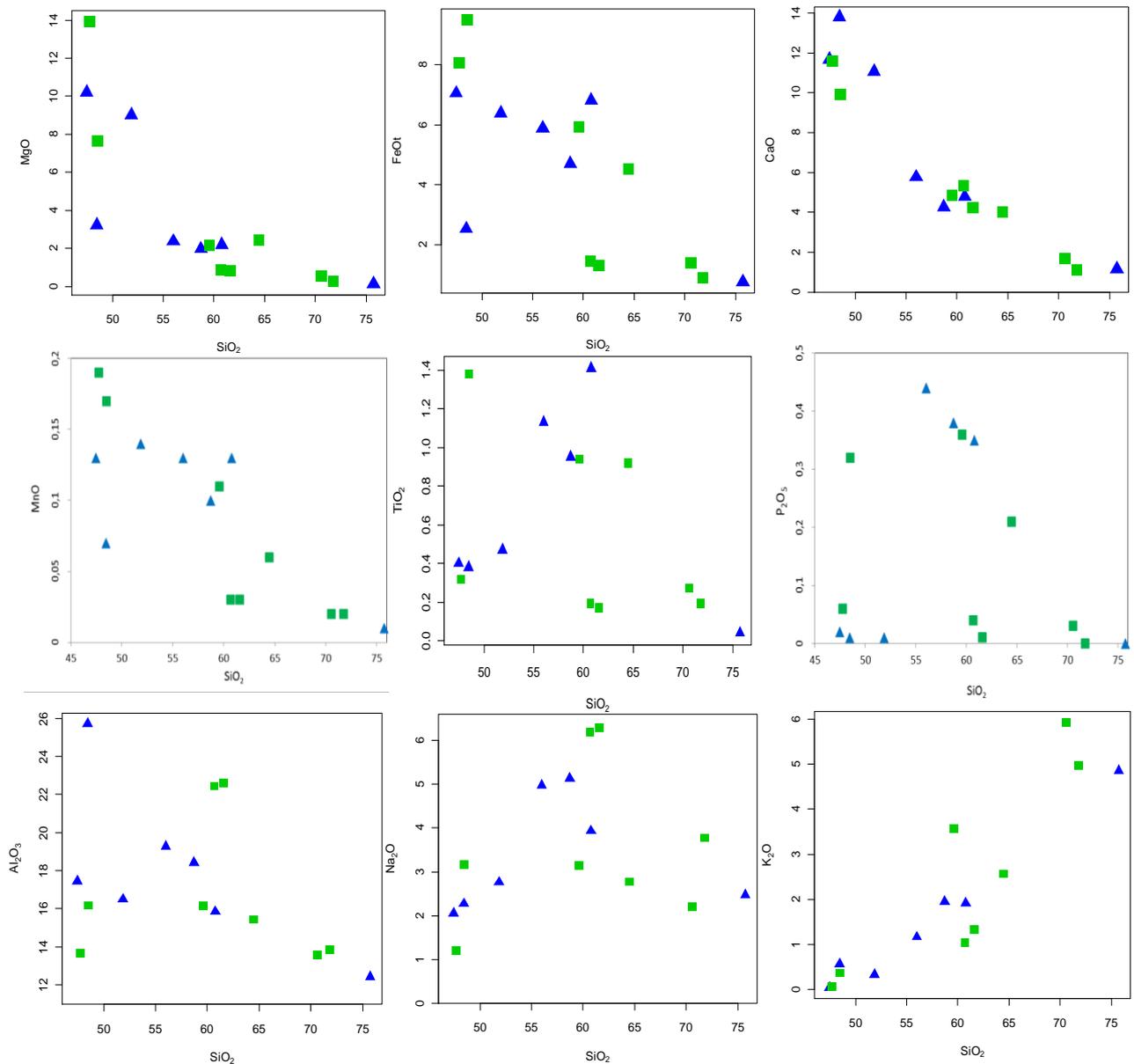


Figure V-08 : Les plutonites de Laouni dans le diagramme de type Harker, éléments majeurs en fonction de la silice (pourcentages pondéraux d'oxydes).

Nous avons également reporté les faciès basiques gabbroïques sur ces diagrammes qui nous permettent de déceler, pour certains éléments, des trends évolutifs révélant le cogénéisme entre les gabbros et les faciès de bordure. Des corrélations négatives pour le MgO, FeO, CaO, Al₂O₃ en fonction de SiO₂ apparaissent et pourraient traduire le

fractionnement précoce de l'olivine, les clinopyroxènes et le plagioclase dans le magma à l'origine de toutes ces roches.

V-3-2-Les éléments en trace

Les éléments en trace sont une partie incontournable de la pétrologie moderne car ils sont plus discriminants dans les processus pétrogénétiques (fusion partielle et cristallisation fractionnée) ainsi que leur utilisation dans les différents contextes géodynamiques.

La projection des différents éléments traces dans les diagrammes de type Harker (Fig.09) montre des points d'analyses assez éparpillés, excepté pour le Ni où une corrélation négative apparaît. Elle pourrait confirmer le fractionnement de l'olivine dans les faciès basiques. Nous savons que le Nb pourrait exprimer le fractionnement de l'amphibole, des oxydes ferro-titanés et du sphène, le Zr fractionne le zircon bien sûr. Quant au Sr, en s'associant à Al_2O_3 et CaO, fractionnerait le plagioclase.

L'élément alcalin Rb, avec l'élément majeur K_2O , présentent des corrélations positives traduisant la cristallisation des feldspaths et micas dans les liquides évolués, c'est-à-dire dans les faciès de bordure de notre étude.

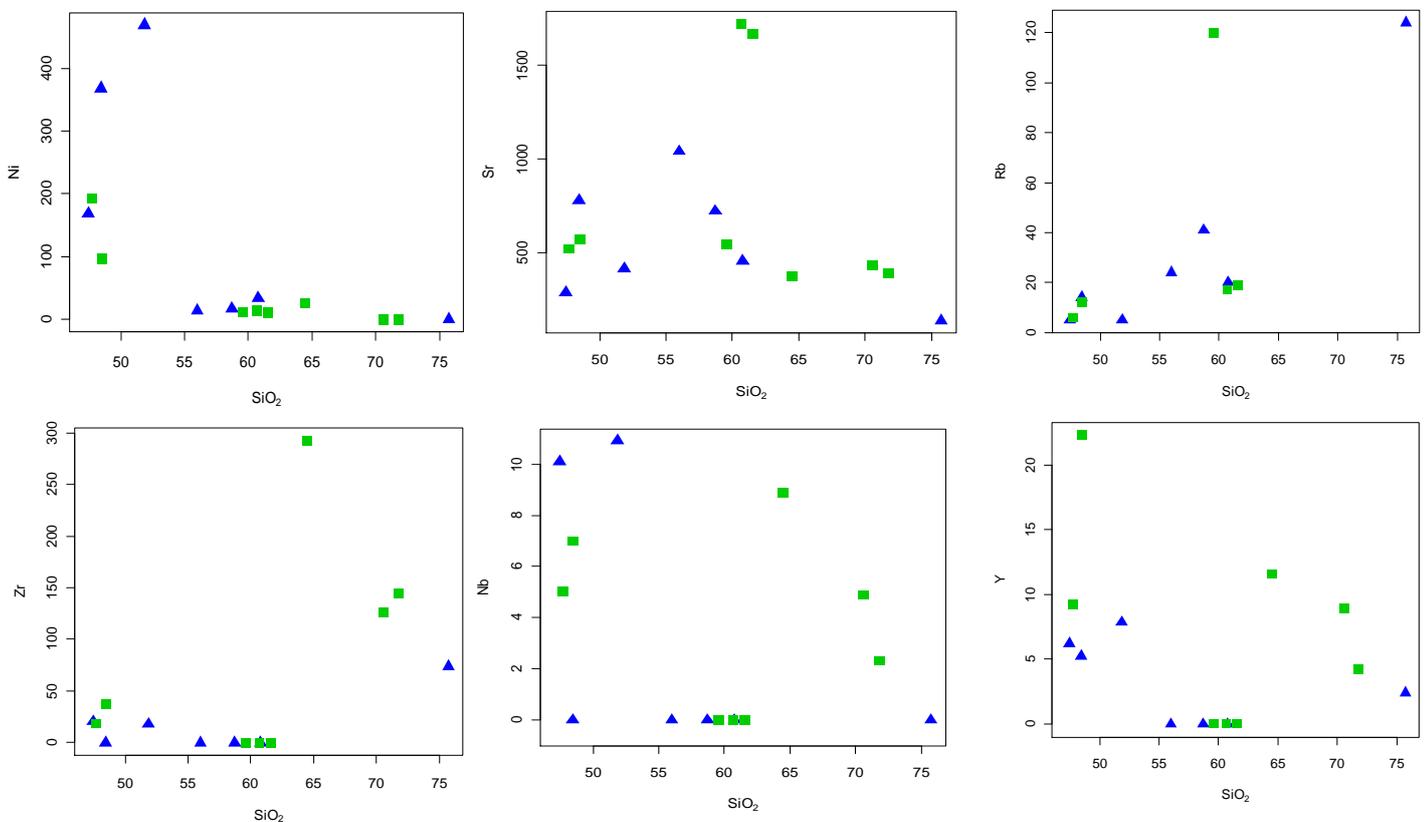


Figure V-09 : Variations des éléments traces en fonction de la silice dans les plutonites de Laouni.

V-3-3-Les Terres Rares et les spectres élargis

Les spectres de terres rares sont normalisés par rapport aux chondrites de Boynton (1984) pour toutes les plutonites de bordure de Laouni. Sont également reportés ceux des faciès basiques gabbroïques.

Les faciès de bordure de LW montrent (Fig. 10):

- Un enrichissement en terres rares légères (LREE) (entre 50 et 200 fois les chondrites) par rapport aux terres rares lourdes (HREE) (1 à 5 fois les chondrites pour l'Yb),

- Une anomalie négative en Eu ($Eu/Eu^* = 0.63$) traduisant le fractionnement du plagioclase et positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1,10$) montrant le caractère cumulatif du plagioclase dans d'autres faciès de bordure. Il est à noter que l'ampleur de l'anomalie négative en Eu est positivement corrélée avec la teneur totale en REE et l'abondance des minéraux ferromagnésiens (Weber B. & Hecht L., 2003). L'échantillon LW4 étant l'un des plus pauvres en minéraux mafiques affiche une anomalie positive en Eu.

- Un fractionnement important des spectres ($21 < La/Yb_N < 55$), résultant de leur caractère déprimé en HREE.

Quant aux faciès gabbroïques, ils montrent des concentrations assez faibles en terres rares ($\Sigma REE = 26$ à 64 ppm) et des spectres à fractionnement très modéré ($La/Yb_N \sim 3$).

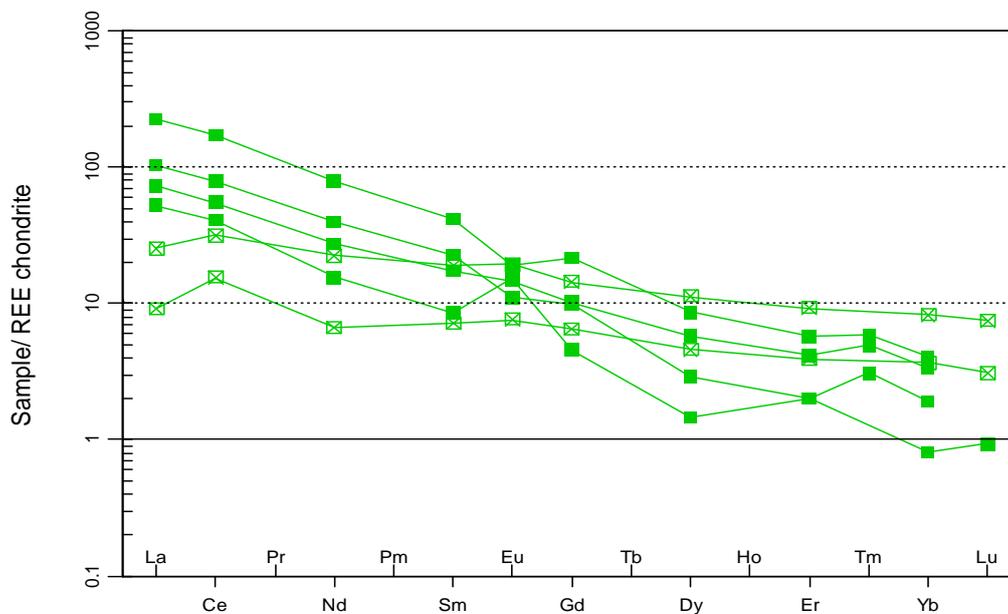


Figure V-10: Spectres des Terres Rares des faciès de LW (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton (1984)).

Par ailleurs, il existe un certain parallélisme entre les différents spectres suggérant un lien génétique entre eux.

Les faciès de bordure de OZ montrent (Fig. 11):

- Des concentrations en REE plus élevées que dans les faciès de LW (Σ REE jusqu'à 910 ppm, excepté pour OZW8C où elles sont très faibles),
- Un enrichissement en LREE (100 fois les chondrites) par rapport aux HREE (10 fois les chondrites pour l'Yb),
- Une absence à légère anomalie positive en Eu ($Eu/Eu^* = 1.30$) traduisant l'accumulation du plagioclase.
- Un fractionnement important des spectres ($La/Yb_N \sim 30$ à 56).

Il est à remarquer le faciès OZW8C, très pauvre en REE (7 fois les chondrites pour le La et 0.05 fois pour l'Yb) avec une légère anomalie positive en Eu et un rapport La/Y_{bN} énorme. C'est un faciès très différencié à 76% de SiO_2 et 0.13% de MgO , donc dépourvu de minéraux mafiques.

Les faciès gabbroïques se détachent des faciès de bordure par des LREE et HREE plus appauvries (5 à 10 fois les chondrites pour le La et à peu près 3 fois pour l'Yb) ; ils présentent des anomalies positives en Eu traduisant leur caractère cumulatif et des spectres presque plats.

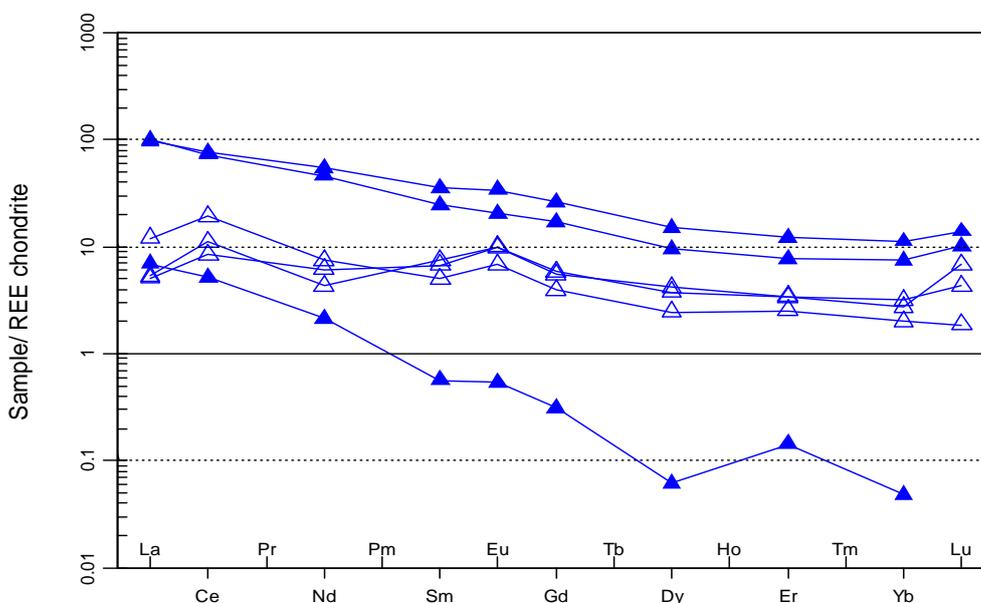


Figure V-11: Spectres des Terres Rares des faciès OZ (normalisation par rapport aux chondrites de Boynton (1984)).

Les diagrammes multiélémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) des faciès de bordure LW (Fig. 12) révèlent un enrichissement en éléments les plus incompatibles (K, Rb, Th) par rapport aux moins incompatibles (Y, Yb). Les anomalies négatives en Nb, P et Ti et positives en Pb sont typiques des séries magmatiques en relation avec une zone de subduction ou affectées par des interactions avec la croûte continentale (Treuil et al. 1979 ; Saunders et al. 1980, Taylor & McLennan 1985). Cette signature géochimique pourrait être due à la participation de l'encaissant qui est de composition granitique (granitoïdes calco-alcalins pan-africains).

Quant aux faciès basiques gabbroïques, ils se détachent des faciès de bordure par des teneurs plus faibles en ces éléments incompatibles. Ils présentent un enrichissement en LILE (Rb, Ba, Sr....) par rapport aux LREE et HFSE.

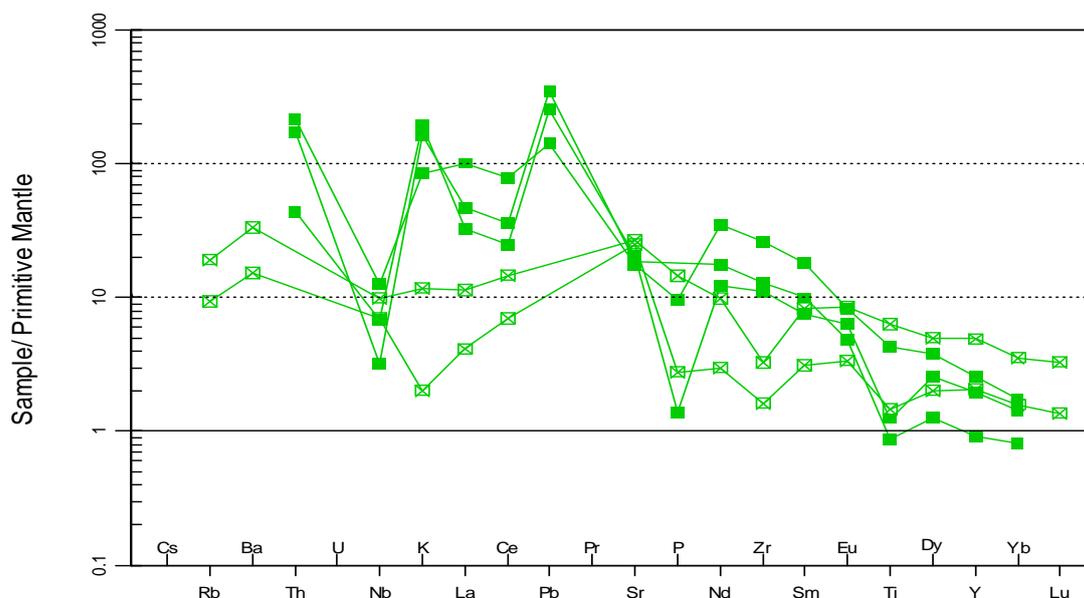


Figure V-12 : diagrammes multiéléments des gabbros et des faciès de bordure LW (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

Les spectres multi-élémentaires des faciès de bordure OZ (Fig.13) présentent des allures qui se rapprochent de celles de LW, à l'exception des éléments les plus incompatibles qui montrent des teneurs beaucoup plus faibles. Les spectres des faciès gabbroïques sont de 10 fois le manteau primitif pour les éléments les plus incompatibles et 1 à 2 fois pour les éléments les moins incompatibles, rappelant ceux de LW.

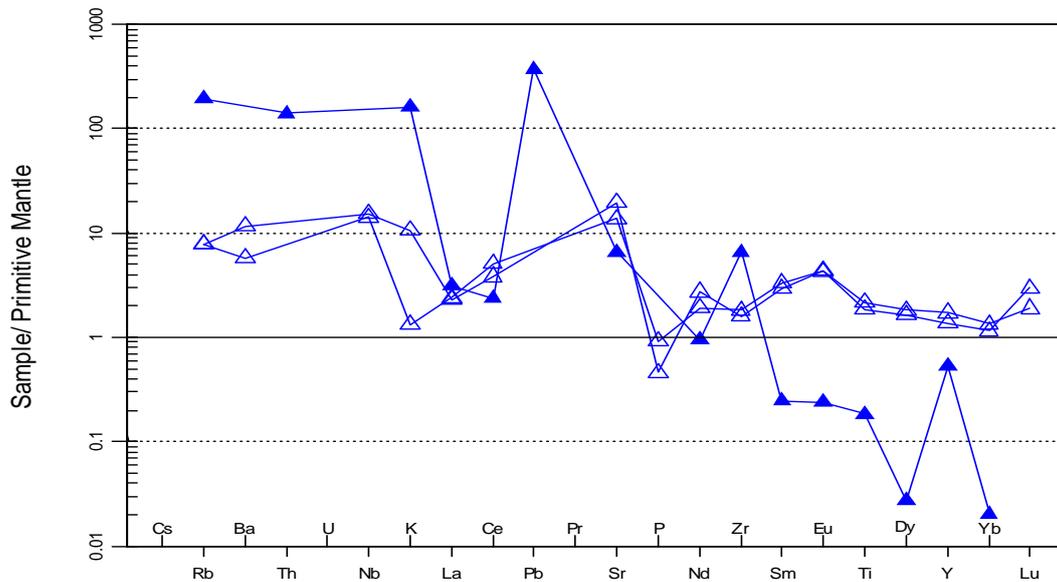


Figure V - 13 : diagrammes multiéléments des gabbros et des faciès de bordure OZ (normalisation par rapport au manteau primitif de McDonough et Sun (1995)).

V-3-4-Le contexte géodynamique

L'étude des éléments majeurs et traces montrent que les roches étudiées présentent des caractéristiques de magmas orogéniques, ici liés à l'orogénèse panafricaine. L'utilisation du diagramme géotectonique Zr/Nb_N versus Zr de Thiéblemont et Tégey (1994) (Fig. 14) permet de voir que les faciès de bordure étudiés occupent les domaines A (roches magmatiques des zones de subduction) et B (des séries calco-alkalines de collision). Le domaine calco-alkalin de collision convient à nos faciès de bordure puisque ces plutonites de Laouni sont bien liées à un orogène, ici panafricain et elles sont bien post-collisionnelles.

Le modèle géodynamique proposé par Cottin et al. (1998) pour la mise en place des intrusions stratifiées de Laouni implique une remontée asthénosphérique tardi-panafricaine due à un amincissement lithosphérique (donc post-collision) associé à une zone de cisaillement ce qui permet aux magmas générés d'atteindre la croûte supérieure, d'être contaminés par celle-ci et de présenter donc des faciès de bordures de composition intermédiaire à acide.

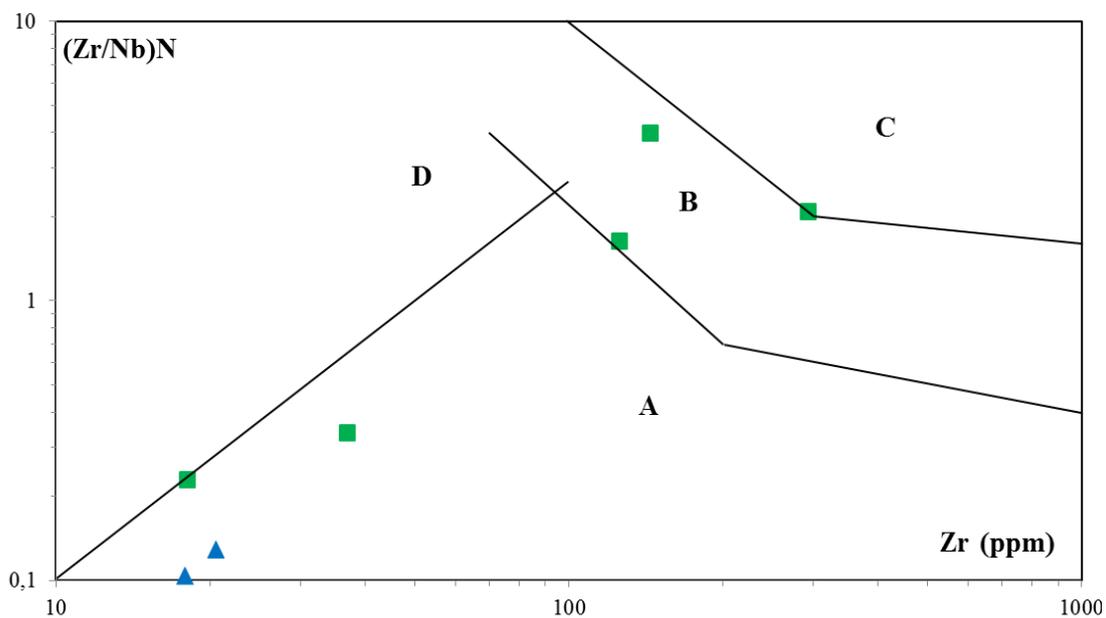


Figure V - 14: Position géotectonique des faciès de bordure dans le diagramme $(Nb/Zr)_N$ vs Zr de Thiéblemont et Tégey (1994). Les teneurs sont normées à la moyenne du manteau primordial de Hoffman (1988) : Zr = 9.714 ppm, Nb = 0,6175 ppm). A : domaine des roches magmatiques des zones de subduction. B : domaine des séries calco-alcalines de collision. C : domaine des granites et des rhyolites alcalines intraplaques. D : domaine des leucogranites hyperalumineux.

CHAPITRE VI

Géochronologie - géochimie isotopique

VI-1 Introduction

La géochimie isotopique est devenue un outil indispensable à toute étude pétrologique. Son domaine d'application est en effet très large et particulièrement précis.

Avant d'aborder la géochimie des couples Rb-Sr et Sm-Nd appliquée aux faciès de bordure de Laouni, il serait intéressant de rappeler quelques généralités sur la radioactivité naturelle qui a deux applications essentielles en Sciences de la Terre : la géochronologie (datation des roches) et l'utilisation des isotopes comme traceurs des processus pétrogénétiques (la géochimie isotopique).

A partir de la synthèse des principes de la géologie isotopique de Faure (1986), de Vidal (1994) et d'Allègre (2005), nous essaierons de présenter les équations fondamentales de la géochronologie des couples Rb-Sr et Sm-Nd et les appliquer aux roches étudiées.

VI-2 Généralités sur les lois de la désintégration - Équations fondamentales de la géochronologie

Une espèce atomique X est caractérisée par son numéro atomique Z (égal au nombre de protons du noyau) et sa masse atomique M (égale au nombre de protons et de neutrons) X^M_Z . Les isotopes d'un élément chimique X ont tous le même nombre atomique Z (c'est à dire le même nombre de protons), mais des masses atomiques M différentes, correspondant à un nombre de neutrons différents.

Les méthodes de la géochronologie reposent sur le principe suivant : un noyau (nuclide) radioactif père (P) se désintègre en un nuclide radiogénique fils (F) stable.

Quel que soit le mode de radioactivité, la loi fondamentale de la radioactivité est:

$$dP/dt = -\lambda P \quad (1)$$

P = nombre d'atomes du nuclide radioactif présents

dP = nombre de nuclides transformés pendant le temps dt

λ = la constante de désintégration (ou constante radioactive). Elle s'exprime en an^{-1} (inverse du temps) On admet qu'elle est restée stable durant toute l'histoire de la Terre.

λP est l'activité de l'élément et le signe négatif indique que le nombre d'atomes va en décroissant. On mesure l'activité en Curie (1 Ci = $3,7 \cdot 10^{10}$ désintégrations par seconde).

L'intégration de cette équation (1) permet d'écrire :

$$P = P_0 e^{-\lambda t} \quad (2)$$

P étant le nombre d'atomes ou de noyaux radioactifs restant aujourd'hui,

P_0 étant le nombre d'atomes radioactifs présents à l'instant initial,

t étant l'intervalle de temps qui mesure la durée de l'expérience.

Pour tout élément radioactif, on définit sa période appelée demi vie T calculée par la formule $P = P_0 / 2$ la constante de désintégration $T = \ln 2 / \lambda = 0,6931 / \lambda$.

A l'instant initial, seuls les isotopes radioactifs se trouvent dans le système P_0 . Après un certain temps t, un certain nombre se sont perdus par formation des isotopes fils radiogéniques F^* :

$$F^* = P_0 - P \quad \text{où} \quad P = P_0 + F^*$$

En combinant l'équation (2) avec cette équation, on obtient :

$$F^* = P_0 - P_0 e^{-\lambda t} \quad F^* = P_0 (e^{\lambda t} - 1)$$

d'où l'on tire:

$$t = 1/\lambda \ln (1 + F^*/P) \quad (3)$$

D'une façon générale, à ce nombre d'atomes F^* radiogéniques s'ajoutent un nombre d'atomes F_0 du même élément présents initialement au moment de sa formation, si bien que le nombre d'atomes fils mesurés $F = F_0 + F^*$

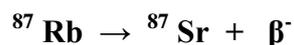
$$F^* = P_0 (e^{\lambda t} - 1) \quad \text{soit} \quad F = F_0 + P_0 (e^{\lambda t} - 1) \quad (4)$$

$$\text{d'où l'âge} \quad t = 1/\lambda \ln (1 + F - F_0/P) \quad (5)$$

Cette équation est l'équation générale de base de la radiochronologie. F et P sont mesurables, tandis que F_0 est inconnu. Cette valeur peut être supposée ou bien calculée à partir des résultats analytiques.

IV-3-La méthode rubidium-strontium

Le système Rb-Sr est basé sur la désintégration du Rb en Sr par radioactivité β^- :



Le Rb possède deux isotopes naturels de masse 85 et 87 ($^{85}\text{Rb} = 72,15\%$ et $^{87}\text{Rb} = 27,85\%$). Seul le ^{87}Rb est radioactif et se transforme en ^{87}Sr par émission β^- .

Sa période de désintégration est très grande (50 Ga) et sa constante de désintégration $\lambda = 1,42 \cdot 10^{-11} \text{ an}^{-1}$.

Par contre, le Sr commun possède 4 isotopes naturels de masse 84, 86, 87, et 88 dont seul le 87 est radiogénique.

A partir de l'équation fondamentale de géochronologie, nous pouvons écrire :

$$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{actuel}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}} + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_{\text{actuel}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Elle exprime l'augmentation en fonction du temps du rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ d'un milieu donné possédant un certain rapport Rb/Sr. Elle est de la forme : $y = b + xa$

Cette expression montre que des échantillons cogénétiques évoluant en système clos vont s'aligner sur une droite isochrone représentée dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = f(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})$ (Fig.1)

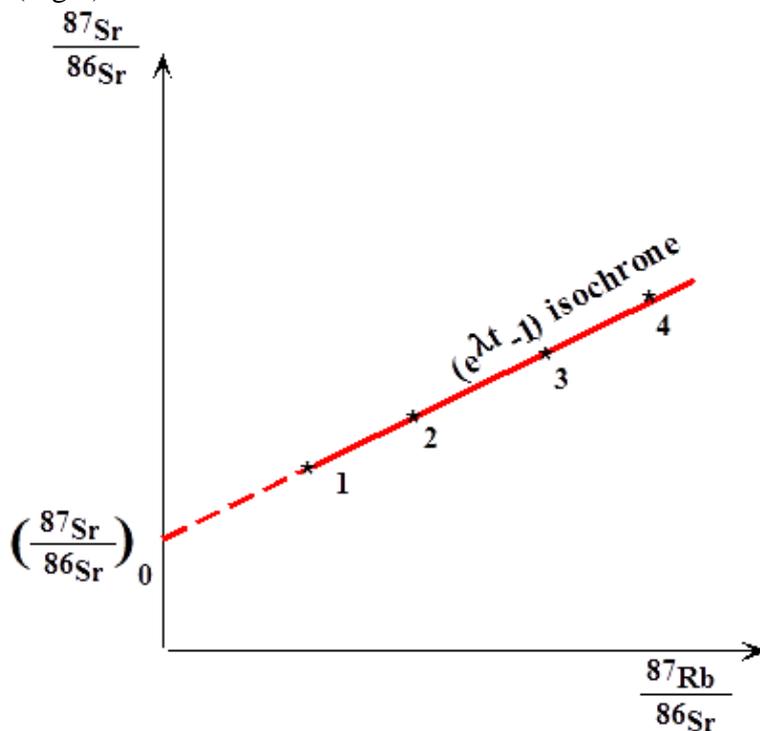


Figure VI-1- Diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dans lequel est représentée la droite isochrone dont la pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$.

La pente est à $(e^{\lambda t} - 1)$ et l'ordonnée à l'origine correspond à $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{initial}}$. Si nous disposons de plusieurs minéraux ou roches cogénétiques ayant même rapport initial mais présentant des rapports Rb/Sr différents, les points représentatifs de ces minéraux (ou roches) dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ versus $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ définiront une droite dont la pente est

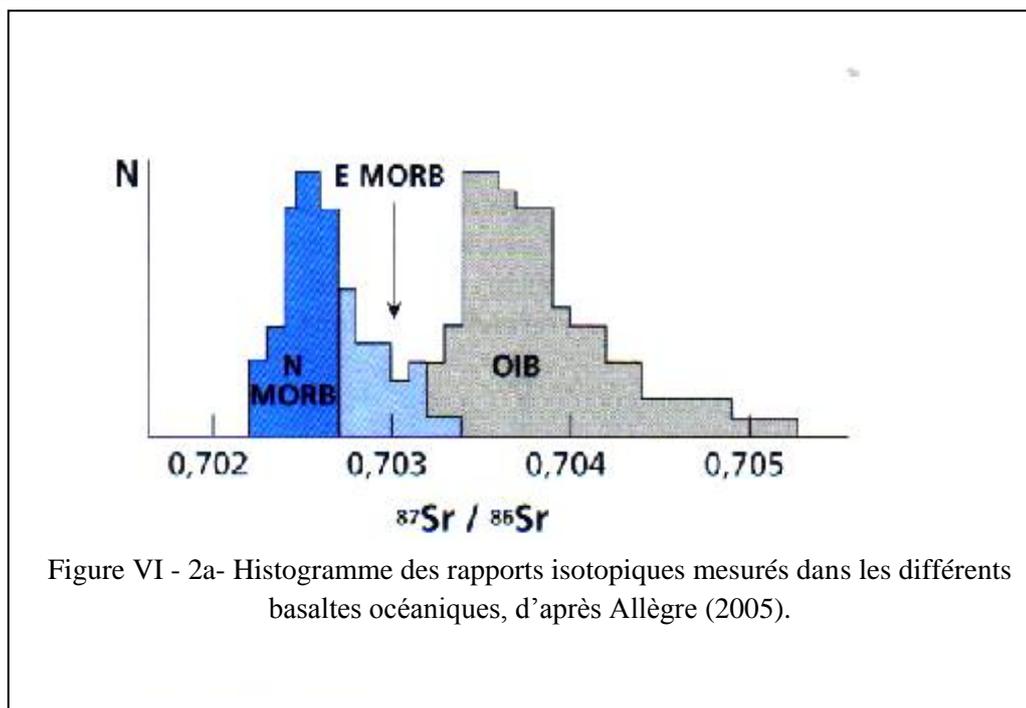
proportionnelle au temps écoulé entre l'instant initial de fermeture du système et l'instant t de la mesure. Cet instant t est considérée comme celui de l'âge de la mise en place.

Le champ d'application de la géochimie isotopique du Sr est très vaste : l'histoire du manteau, l'évolution du système croûte-manteau, la croissance continentale

L'absence de roches terrestres aussi ancienne que 4,57 Ga interdit toute information directe sur le rapport isotopique initial de la terre. Pour tourner cette difficulté, nous nous adressons aux météorites puisqu'elles sont demeurées des systèmes clos depuis leur formation. Le rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initial de ces roches, nommé BABI (Basaltic Achondrite Best Initial), qui est donc celui du système solaire, est de $0,69897 \pm 0,00003$. Ce rapport évolue lentement dans le manteau profond car la quantité du Sr augmente progressivement dans le temps.

Nous savons que les basaltes tholeiitiques (MORB) ont des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ homogènes dont la moyenne est de 0,7027. Les basaltes alcalins et tholeiitiques du domaine intraplaque sont plus hétérogènes et plus radiogéniques (riche en Sr), leur moyenne est de 0,703 à 0,706 (Fig. 2a).

Quant à l'origine des granites qui sont les constituants essentiels de la croûte continentale (Fig.2b), la valeur des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ initiaux permet d'apprécier l'histoire crustale des liquides magmatiques. Une valeur élevée ($> 0,710$) traduit une origine à partir de matériaux crustaux. Au contraire, une valeur très faible ($< 0,704$) indique une origine à partir du manteau.



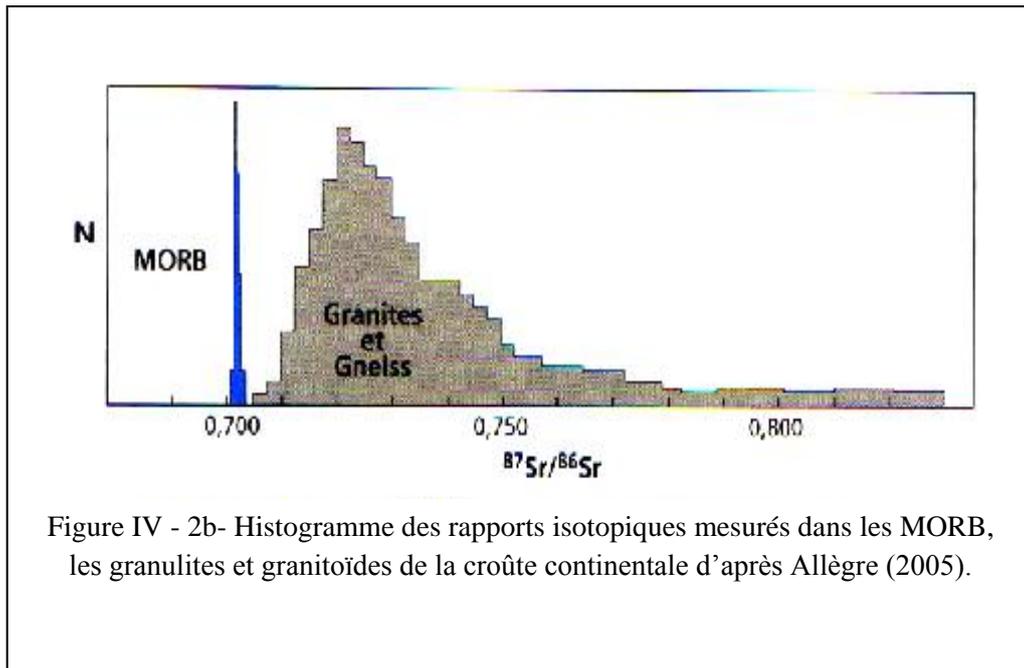


Figure IV - 2b- Histogramme des rapports isotopiques mesurés dans les MORB, les granulites et granitoïdes de la croûte continentale d'après Allège (2005).

IV-4-La méthode samarium-néodyme

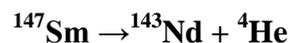
Cette méthode a été utilisée pour la première fois par Lugmair (1974) sur les météorites, Richard et al. (1976) et De Paolo et al. (1976a) sur les roches terrestres.

Ce système Sm-Nd est plus connu comme traceur que comme outil de datation. Son succès tient à la possibilité de modélisation pétrogénétique des fractionnements du Sm par rapport au Nd, ce qui n'était pas le cas des systèmes utilisés jusqu'alors.

De plus, ce système offre la plus remarquable résistance aux mobilisations post-mise en place, autant en domaine superficiel que métamorphique.

Le Sm et le Nd appartiennent au groupe des lanthanides. Ils possèdent chacun plusieurs isotopes :

^{62}Sm : 144, 147, 148, 149, 150, 152, 154, dont seul l'isotope 147 donne par décomposition radioactive l'isotope 143 du Nd :



La période de sa désintégration est très grande, elle est de 106 milliards d'années avec une constante de désintégration λ ^{147}Sm de $6,54 \cdot 10^{-12} \text{ an}^{-1}$.

^{60}Nd : 142, 143, 144, 145, 146, 148, 150 dont seul l'isotope 143 est radioactif.

La période de désintégration du Sm est beaucoup plus longue que celle du Rb (50 milliards d'années). Pour cette raison, le couple Sm-Nd est plus adapté, comme chronomètre, à la mesure des âges anciens et moins adapté pour les âges récents.

L'équation de la désintégration de ce couple s'écrit :

$$^{143}\text{Nd}_{\text{actuel}} = ^{143}\text{Nd}_{\text{initial}} + ^{147}\text{Sm} (e^{\lambda t} - 1)$$

Comme le nombre d'atomes de ^{144}Nd reste constant avec le temps, nous pouvons écrire :

$$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}} = (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} + (^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}) (e^{\lambda t} - 1)$$

D'où l'âge :

$$t = \frac{1}{\lambda} \text{Log} \left[\frac{1 + (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}} - (^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}}{(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_{\text{actuel}}} \right]$$

Comme dans le cas du couple Rb-Sr, les points représentatifs de plusieurs échantillons sont alignés dans le diagramme $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}) = f(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})$ lorsque ceux-ci sont de même âge et se sont comportés en système clos depuis leur passage de l'état liquide à l'état solide. Les faibles variations des rapports Sm/Nd (rapports moins étalés que dans les rapports Rb/Sr, donc il est plus difficile d'obtenir une isochrone) limitent l'application de cette méthode.

Des isochrones sur roches totales ne peuvent donc guère être obtenus que sur les météorites et parfois sur des ensembles d'âge archéen.

Contrairement à la méthode Rb-Sr, le couple Sm-Nd offre l'avantage de s'appliquer aussi bien aux roches basiques et ultrabasiques qu'aux granites.

IV-5-Les couples Rb-Sr et Sm-Nd dans les faciès de bordure de Laouni

Les analyses des faciès de bordure ont été effectuées par Mme Remaci et sont consignées dans les tableaux 1 et 2.

Echant	Type de Roche	Rb	Sr	($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) _m	($^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$) _m	Sm	Nd	($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$) _m	($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$) _m
LW4	FB	119.8	436.8	0,71181	0,79300	3.36	16.48	0.12326	0.512199
LW1	""	123.9	374.4	0,71948	0,95500	8.15	47.73	0.103229	0.511887
LW2	""	122.3	389.3	0,71633	0,90700	4.43	23.83	0.09289	0.511045
2H638*	""	48.7	847	0,70622	0,16640	5.5	31	0.1073	0.51214

Tableau VI- 1- Compositions isotopiques mesurées Rb-Sr et Sm-Nd des faciès de bordure de Laouni.

Les données isotopiques Rb-Sr mesurées, c'est-à-dire les valeurs actuelles, permettent d'avoir une isochrone avec seulement deux analyses LW4 et 2H638 (la 2H638 provient des travaux de Cottin et al.; 1998). Dans le diagramme $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ vs $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Fig.3), ces échantillons s'alignent le long d'une droite. Le calcul de l'âge à partir de la droite isochrone $t = \ln(a+1)/\lambda$ et sa pente $a = (e^{\lambda t} - 1)$ peuvent être utilisés avec prudence.

Nous obtenons alors un âge de **624 Ma**, âge **édiacarien** pour la cristallisation de ces faciès de bordure, rejoignant alors les âges proposés par Cottin et al. (1998) pour les gabbros de Laouni. Cet âge permet de confirmer leur rattachement à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma). Le rapport isotopique initial ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)_i de **0.7047**.

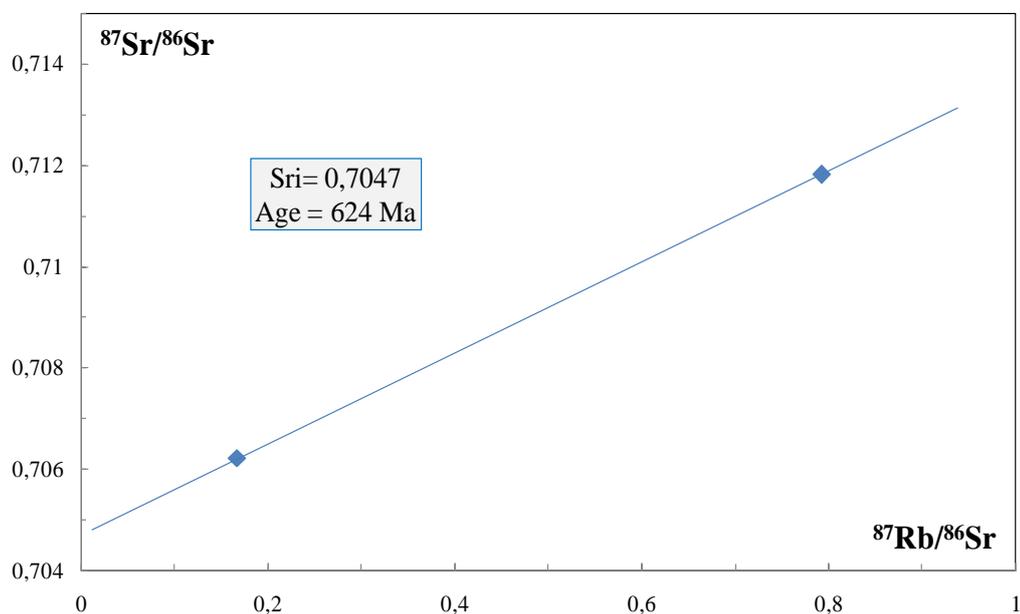


Figure VI-3- Diagramme $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}_m$ en fonction de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_m$ des faciès de bordure de Laouni.

L'âge obtenu (624 Ma) nous permet de calculer les rapports isotopiques initiaux du Sr et également du Nd (tableau 2) pour toutes les roches étudiées.

Echant	Type de roche	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr})_m$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_t$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd})_m$	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})_t$	ϵNd_t
LW4	FB	0,711817	0,79260	0,70476	0,51220	0,12326	0,51170	-2,69
2H638*	FB	0,706218	0,16610	0,70474	0,512140	0,10730	0,51170	-2,59
2H85*	Gabbro	0,70445	0,06870	0,70384	0,512572	0,15220	0,51195	2,27
2H109*	Gabbro	0,70483	0,00750	0,70476	0,51224	0,10700	0,51180	-0,65
LW1	FB	0,71948	0,95500	0,71098	0,51189	0,10323	0,51146	-7,20
LW2	FB	0,71633	0,90700	0,70825	0,51105	0,09289	0,51067	-22,83

Tableau VI-2 - Compositions isotopiques Rb-Sr et Sm-Nd des gabbros et des faciès de bordure. Toutes les données sont calculées pour un âge de **624Ma**. *Analyses Cottin et al. (1998).

Dans les faciès de bordure, les rapports isotopiques initiaux du Sr s'étalent entre **0,70474 et 0,71098** et du ϵNd varient de **- 2.59 à -22.83**.

Les analyses isotopiques des gabbros de LW, mises pour comparaison, montrent des rapports isotopiques initiaux $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$ plus bas et compris entre **0,70384 et 0,70476** et plus élevés en ϵNd variant entre **+2.27 et -0.65**.

Les rapports isotopiques dans un magma sont caractéristiques de la région source à partir de laquelle ce magma a été extrait. Le diagramme de corrélation ϵ_{Nd} vs $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_i$ montre les positions relatives des différentes sources mantelliques et crustales ; la majorité des réservoirs mantelliques appauvris occupent le quadrant supérieur gauche tandis que la plupart des roches crustales se positionnent dans le quadrant enrichi inférieur droit (Fig.4).

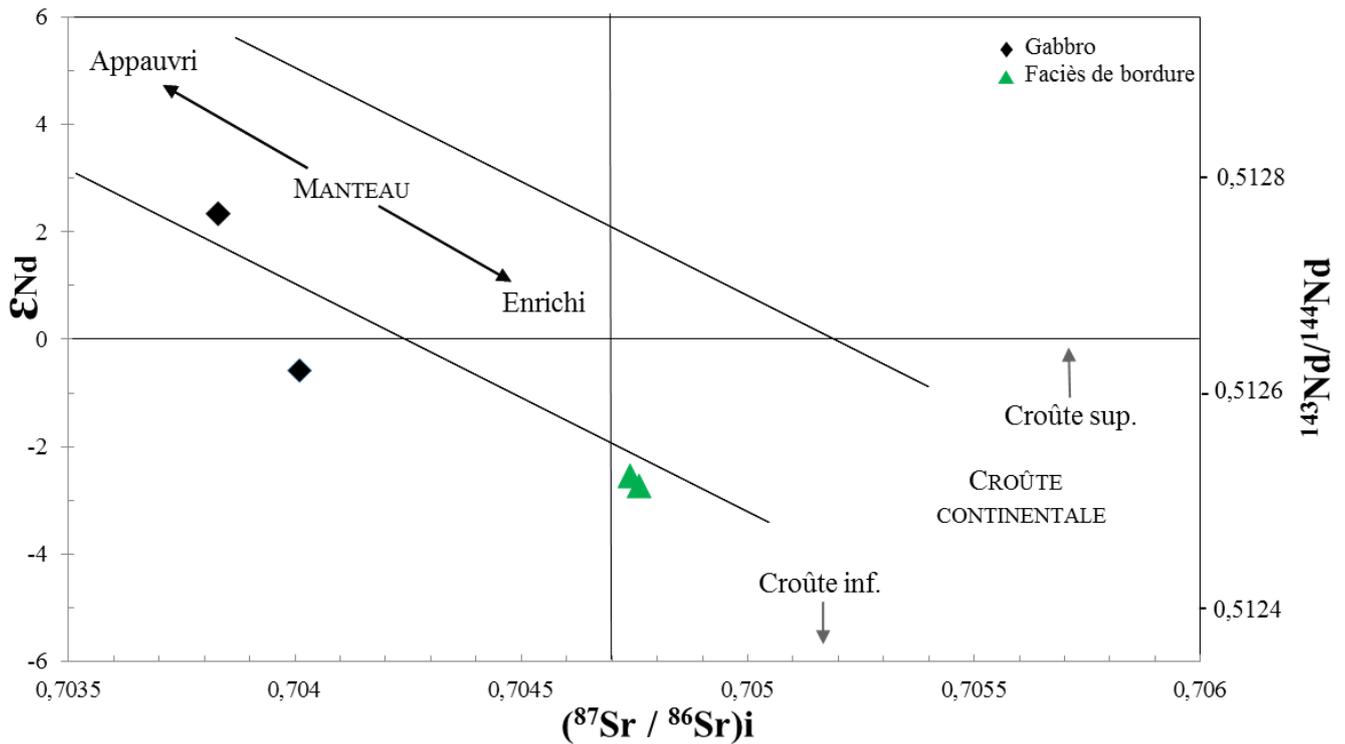


Figure VI-4 : Espace $\epsilon\text{Nd}_{624\text{Ma}}$ en fonction de $\text{Sr}_{624\text{Ma}}$ des gabbros et faciès de bordure. Sont également représentées les positions relatives des champs des différents réservoirs mantelliques et crustaux.

D'un point de vue isotopique, les gabbros et les faciès de bordure pourraient traduire au moins deux composants : un manteau de type depleted mantle DM et une croûte continentale dans leur genèse.

Les gabbros LW débutent leur genèse à partir d'un manteau modérément appauvri et au fur et à mesure, paraissent plus affectés par la contamination crustale, les rapports Sri sont plus élevés et les ϵNd plus bas. Les valeurs très basses de ϵNd (jusqu'à -12) (Cottin et al.; 1998, Bensaad et Bensehila ; 2014) pourraient traduire la contribution d'une croûte continentale ancienne, telle que la croûte éburnéenne (~ 2Ga) que nous retrouvons au niveau du Hoggar central.

De plus, les valeurs très basses de ϵNd dans les faciès de bordure (passant de - 2.59 à -22.83) pourraient traduire un cogénéisme avec les gabbros avec une contribution crustale plus importante.

VII - Conclusions générales

VII - CONCLUSIONS GENERALES

Au terme de ce travail, les objectifs fixés ont été atteints. Notre contribution à l'étude pétrologique, géochimique et isotopique des faciès de bordure des intrusions basiques de Laouni a permis de caractériser le magmatisme de cette région.

Situées dans la région du Hoggar central, précisément dans le terrane de Laouni, ces faciès de bordure constituent en grande partie les plutonites intermédiaires à acides des intrusions basiques-ultrabasiqes de Laouni Ouest (LW) et Laouni Est (Oued Zazir).

Nous savons que les plutonites basiques-ultrabasiqes formant les intrusions stratifiées de Laouni (Cottin et al., 1990, 1998) présentent une structure magmatique concentrique bien conservée et un allongement N-S parallèle aux grands accidents méridiens tardi- panafricains qui affectent l'ensemble du Hoggar.

Ce sont des roches mésocrates à leucocrates dont le grain peut être grossier et atteindre plusieurs millimètres. Deux principaux faciès ont été distingués :

- A Laouni Est (OZ), un faciès de roche intermédiaire, riche en minéraux mafiques (clinopyroxène, amphibole et biotite) et où le plagioclase est assez abondant. Du quartz et du feldspath alcalin interstitiels complètent cette paragenèse,

- A Laouni Ouest (LW), un faciès plus différencié où le quartz et les feldspaths augmentent au détriment des minéraux mafiques. La phase accessoire représenté par le zircon, les oxydes ferro-titanés et le sphène est volumétriquement importante. Ce dernier, en forme de chapelet, apparaît en très beaux cristaux.

Dans les faciès de bordure de OZ, l'analyse microscopique montre une texture grenue, à paragenèse minérale constituée de plagioclase, de clinopyroxène, d'amphibole, de biotite, de quartz et de feldspath alcalin. Certains faciès peuvent mettre en relief quelques cristaux de clinopyroxène en étroite relation avec l'amphibole. Des minéraux accessoires tels que le sphène et les oxydes ferro-titanés ne sont pas négligeables.

Les analyses modales ont montré des monzodiorites où la séquence de cristallisation débute par (i) une phase précoce représentée par la première génération d'oxydes ferro-titanés (en inclusion dans le sphène), du sphène et du zircon, (ii) une phase principale magmatique qui est constituée d'abord par le clinopyroxène, puis le plagioclase et l'amphibole, le feldspath potassique et le quartz clôturent cette séquence de cristallisation. Une phase tardive tardi-magmatique est caractérisée par l'apparition de minéraux secondaires (deuxième génération d'opagues, de séricite, chlorite et épidote provenant de la transformation des minéraux principaux.

VII - CONCLUSIONS GENERALES

Quant aux faciès de bordure de LW, ils sont plus différenciés (absence de Cpx), le quartz et les feldspaths augmentent au détriment des minéraux mafiques. Les analyses modales s'étalent des monzogranites aux granites alcalins. La séquence de cristallisation débute par l'apparition des minéraux accessoires représentés par le zircon, l'apatite, le sphène et la magnétite. Elle est suivie par les cristaux d'amphibole (en inclusions dans le plagioclase), le plagioclase et la biotite. Le quartz et le feldspath alcalin correspondent à la fin de la cristallisation magmatique.

L'étude chimique des phases minérales a permis de déterminer leur composition et d'appréhender une caractérisation géochimique et géodynamique :

- Un plagioclase de composition andésine-oligoclase avec un composant orthose non négligeable (jusqu'à 6%) dans les faciès LW. Dans les plutonites de OZ, le plagioclase peut atteindre jusqu'à An₇₄ (bytownite) au cœur et une bordure à An₄₈.

- Un seul pyroxène de type diopside, retrouvé uniquement dans les faciès de OZ. L'analyse des Cpx de ces faciès de bordure s'inscrivent dans le domaine subalcalin, tholéitique, tout comme celle des intrusions gabbroïques étudiées par Cottin et al. (1990 et 1998) ; ce qui suggère le probable cogénéisme entre eux.

- Une amphibole calcique magnésienne (XMg compris entre 0,50 et 0,66) de type tschermakite évoluant vers la magnésio-hornblende pour les faciès de OZ, alors qu'à LW elle a un caractère ferrifère avec une composition de ferro-tschermakite à ferro-hornblende

- Une biotite, phase minérale rencontrée essentiellement dans les faciès LW. Elle se situe dans le domaine des biotites vraies avec rapport XFe compris entre 0.47 et 0.63 et présente une affinité calco-alcaline.

- Un opaque de type magnétite dans les faciès LW, traduisant des conditions oxydantes dans la genèse du magma.

L'estimation des conditions de cristallisation des magmas à l'origine de ces roches traduit :

- des pressions n'excédant pas les 9 Kb (Cpx) et 7 kb (amphibole) et qui permettent d'évaluer les profondeurs de cristallisation qui s'échelonnent entre 30 et 24 km, elles avoisinent celles des faciès gabbroïques ; ce qui pourrait attester de leur parenté pétrogénétique avec les pyroxènes et amphiboles de l'intrusion basique.

- des températures maximales de 855°C pour la cristallisation de l'amphibole et 718°C pour la cristallisation de la biotite. Celles des faciès gabbroïques sont convenables et sont,

VII - CONCLUSIONS GENERALES

pour les deux cas normalement plus élevées (993°C pour l'amphibole et 760°C pour la biotite).

L'étude géochimique des roches étudiées révèle des compositions intermédiaires à acides qui se répartissent bien dans le champ des diorites, granodiorites et granites. Ces roches affichent toutes un caractère subalcalin avec des tendances calco-alcaline (LW) et tholéiitique (OZ). Les faciès de bordure se partagent entre les domaines métalumineux et peralumineux. Ce caractère peralumineux est confirmé, pour certains faciès de bordure, par la présence de corindon normatif (jusqu'à 3 %) dans la norme CIPW.

Par ailleurs, la classification de Frost et al. (2001) indique l'appartenance des plutonites intermédiaires à acides de Laouni à une série globalement alcali-calcique à calco-alcaline et montre leur caractère de granitoïdes magnésiens.

L'examen de la norme CIPW met en évidence le caractère sursaturé de tous les faciès de bordure étudiés (présence de quartz normatif entre 7 % et 40%), tout comme la majorité des faciès gabbroïques qui montrent une légère sursaturation en SiO_2 , ce qui traduit des compositions de tholéiites à quartz pour ces gabbros.

L'analyse des diagrammes de Harker pour les faciès de bordure et les gabbros associés permettent de déceler, pour certains éléments, des trends évolutifs révélant le cogénéisme entre les gabbros et les faciès de bordure. Des corrélations négatives pour le MgO , FeO , CaO , Al_2O_3 en fonction de SiO_2 apparaissent et pourraient traduire le fractionnement précoce de l'olivine, les clinopyroxènes et le plagioclase dans le magma à l'origine de toutes ces roches.

Les diagrammes multiélémentaires (spectres élargis) normalisés au manteau primitif de Mc Donough et Sun (1995) des faciès de bordure LW révèlent un enrichissement en éléments les plus incompatibles (K, Rb, Th) par rapport aux moins incompatibles (Y, Yb). Les anomalies négatives en Nb, P et Ti et positives en Pb sont typiques des séries magmatiques en relation avec une zone de subduction ou affectées par des interactions avec la croûte continentale. Cette signature géochimique pourrait être due à la participation de l'encaissant qui est de composition granitique (granitoïdes calco-alcalins pan-africains).

Par ailleurs, les faciès gabbroïques se détachent des faciès de bordure par des LREE et HREE plus appauvries; ils présentent des anomalies positives en Eu traduisant leur caractère cumulatif et des spectres presque plats. Le fractionnement modéré des spectres de terres rares des gabbros (spectres presque plats) indique une source mantellique probablement à spinelle.

VII - CONCLUSIONS GENERALES

L'utilisation des diagrammes géotectoniques basés sur les éléments en traces incompatibles confirme leur caractère de magmas orogéniques et les situe dans le domaine des séries calco-alcalines de collision. Ces plutonites intermédiaires et acides de Laouni sont bien liées à un orogène, ici panafricain et elles sont bien post-collisionnelles. Le modèle géodynamique proposé par Cottin et al. (1998) pour la mise en place des intrusions stratifiées de Laouni implique une remontée asthénosphérique tardi-panafricaine due à un amincissement lithosphérique (donc post-collision) associé à une zone de cisaillement ce qui permet aux magmas générés d'atteindre la croûte supérieure, d'être contaminés par celle-ci et d'évoluer donc en faciès de bordures de composition intermédiaire à acide.

L'étude isotopique Rb-Sr a permis de tracer une isochrone qui a donné un âge convenable de 624 Ma, âge édiacarien pour la cristallisation de ces faciès de bordure, rejoignant ainsi les âges proposés par Cottin et al. (1998) pour les gabbros de Laouni. Cet âge permet de confirmer leur rattachement à l'événement tardif de l'orogénèse panafricaine (650-550 Ma).

Dans les faciès de bordure, les rapports isotopiques initiaux du Sr s'étalent entre 0,70474 et 0,71098 et du ϵ_{Nd} varient de - 2.59 à -22.83. Les analyses isotopiques des gabbros de LW, mises pour comparaison, montrent des rapports isotopiques initiaux $^{87}Sr/^{86}Sr_i$ plus bas et compris entre 0,70384 et 0,70476 et plus élevés en ϵ_{Nd} variant entre +2.27 et -0.65.

D'un point de vue isotopique, les gabbros et les faciès de bordure pourraient donc traduire au moins deux composants dans leur genèse: un manteau de type depleted mantle DM et une croûte continentale. Les gabbros LW débutent leur genèse à partir d'un manteau modérément appauvri et au fur et à mesure, ils apparaissent plus affectés par la contamination crustale, les rapports Sr_i sont plus élevés et les ϵ_{Nd} plus bas. Les valeurs très basses de ϵ_{Nd} (jusqu'à -12) pourraient traduire la contribution d'une croûte continentale ancienne, telle que la croûte éburnéenne (~ 2Ga) que nous retrouvons au niveau du Hoggar central. De plus, les valeurs très basses de ϵ_{Nd} dans les faciès de bordure (passant de - 2.59 à -22.83) pourraient, par conséquent, refléter un cogénéisme avec les gabbros, la contribution crustale serait plus importante dans les faciès de bordure.

Références bibliographiques

1. Abdel-Rahman A. Nature of Biotites from Alkaline, Calc-alkaline, and Peraluminous Magmas. *Journal of petrology*, 35(2): 525-541 (1994).
2. Allen, J. C., A. L. Boettcher and G. Marland (1975) Amphiboles in andesite and basalt: I. Stability as a function of P-T-f 6., *Am. Mineral.*, 60, 1069- 1085.
3. Anderson, J.L. and Smith, D.R. (1995) The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549–559.
4. AZZOUNI-SEKKAL, A., LIÉGEOIS, J. P., BECHIRI-BENMERZOUK, F., BELAIDI-ZINET, S., BONIN, B., 2003. The Taourirts magmatic province, a marker of the closing stage of the Pan-African orogeny in the Tuareg Shield: review of available data and Sr-Nd isotope evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37: 331-350.
5. Batchelor R A & Bowden P (1985) Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chem Geol* 48: 43-55.
6. Bensaad F et Bensehila F (2014): Caractérisation géochimique et isotopique des plutonites basiques de Laouni (Hoggar central, Algérie). Mémoire de Master MGTL ;Univ. d'Oran.
7. Black, R., Latouche, L., Liégeois, J.P., Caby, R., Bertrand, J.M., 1994. Pan-African displaced terranes in the Tuareg shield (central Sahara). *Geology* 22, 641–644.
8. Bertrand, J.M.L., Caby, R., 1978. Geodynamic evolution of the Pan-African orogenic belt: a new interpretation of the Hoggar shield (Algerian Sahara). *Geologische Rundschau* 67, 357–388.
9. Boissonnas, J., 1973. Les granites à structure concentrique et quelques autres granites tardifs de la chaîne pan africaine en Ahaggar (Sahara central, Algérie). PhD thesis, Univ. Paris VI, CNRS, 662 pp.
10. Caby, R., 1970. La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahaggar (Sahara central, Algérie); sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. Thèse d'Etat, Montpellier.
11. Claude J. Allegre, (2005) *Géologie isotopique*. Edition Belin.
12. Chappell, B.W., White, A.J.R., 1992. I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh-Earth Sciences* 83, 1–26.
13. Clarke D.B. 1981. The mineralogy of peraluminous granites; a review. *Can. Mineral.*, 19, 3-17.
14. Cottin, J.Y., Lorand, J.P., Agrinier, P., Bodinier, J.L., Liégeois, J.P., 1998. Isotopic (O, Sr,Nd) and trace element geochemistry of the Laouni layered intrusions (Pan African belt,

- Hoggar, Algeria): evidence for post-collisional continental tholeiitic magmas, variably contaminated by continental crust. *Lithos* 45, 197–222.
15. Cottin, J.Y., Lorand, J.P., 1990. Nouvelles données pétrologiques sur les massifs ultramafiques–mafiques de la région de Laouni (Hoggar central, Algérie). *Bulletin Société géologique de France* 8, 525–536.
 16. Cox, K.G., Bell, J.D. and Pankhurst, R.J. (1979). *The interpretation of igneous rocks*. George Allen and Unwin. London. 450 pp.
 17. Czamanske G.K. et Wones D.R. (1973): Oxidation during magmatic differentiation Finnmarka complex, Oslo area, Norway. Part2 : the mafic silicates. *J. Petrol.*, 14: 349-380.
 18. Deer W. A., Howie A. and Sussman J. *An introduction to rock-forming minerals*. 17th. Longman Ltd, 528p. (1986).
 19. Debon F & Le Fort P (1983) A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans Roy Soc Edinb; Earth Sci* 73: 135-149.
 20. Debon F & Le Fort P (1988) A cationic classification of common plutonic rocks and their magmatic associations: principles, method, applications. *Bull. Mineral* 111: 493-511.
 21. De La Roche H, Leterrier J, Grandclaude P, & Marchal M (1980) A classification of volcanic and plutonic rocks using R 1 R 2 - diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature. *Chem Geol* 29: 183-210.
 22. DePaolo D. J. and Wasserburg G. J. (1976) Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.* 3, 249–252.
 23. Ernst, W.G. and Liu, J. (1998) Experimental phase-equilibrium study of Al- and Ti-contents of calcic amphibole in MORB—A semiquantitative thermobarometer. *American Mineralogist*, 83, 952–969.
 24. Faure G (1986) *Principles of Isotope Geology*. J.Wiley & Sons, Chichester, 589 pp.
 25. Féménias, O., Mercier, J. C. C., Nkono, C., Diot, H., Berza, T., Tatu, M., Demaiffe, D. 2006. Calcic amphibole growth and compositions in calc-alkaline magmas: Evidence from the Motru Dike Swarm (Southern Carpathians, Romania). *American Mineralogist* 91, 73–81.
 26. FOURCADE, S. & ALLÈGRE, C. 1981: Trace elements behaviour in granite genesis: a case study. The calc-alkaline plutonic association from the Querigut complex (Pyrenees, France). *Contrib. Mineral. Petrol.* 76, 177–195.
 27. Fourcade, S., Javoy, M., 1985. Preliminary investigations of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D / H composition in rhyo-ignimbrites in the In Hibaou (In Zize) magmatic center, central Ahaggar, Algeria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 89, 285–295.

28. Frost B R, Barnes C G, Collins W J, Arculus R J, Ellis D J, Frost C D (2001) A geochemical classification for granitic rocks. *J Petrol* 42: 2033-2048. doi: 10.1093/petrology/42.11.2033.
29. Gill, J.B., (1981). *Orogenic andesites and plate tectonics*. Springer –Verlag, Berlin Heidelberg, New York, 390 p.
30. Hadj Kaddour, Z., Demaiffe, D., Liégeois, J.P., Caby, R., 1998. The alkaline–peralkaline granitic post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late aluminous differentiation. *Lithos*, this volume.
31. Hammarstrom, J.M., Zen, E-An., (1986). Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer., *Am. Mineral.*, 71, 1297-1313.
32. Helz, R.T. (1973) Phase relations of basalts in their melting range at $P_{H_2O} = 5\text{ kb}$ as a function of oxygen fugacity. Part I, Mafic phases. *Journal of Petrology*, 14, 249–302.
33. Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. 2005. The Ti-saturation surface for low to medium pressure metapelitic biotite: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90, 316-328.
34. Hildreth, W. 1981. Gradients in silicic magma chambers: implications for lithospheric magmatism. *J. geophys. Res.* 86, 10153-92.
35. Hollister, L.S., Grissom G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H., Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist* 72, 231–239.
36. Johnson, M.C., Rutherford, M.J., (1989). Experimental calibration of the aluminium in hornblende geobarometer with application to the long valley caldera (California volcanic rocks) *Geology*, 17: 837-841.
37. Kushiro I. (1960). Si-Al relations in clinopyroxenes from igneous rocks. *Am. J. Sci.* 258, p. 548-554.
38. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout, K, Laird, J, Mandarino, J, Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W. and Youzhi G. "Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names". *Can. Mineral.*, 35: 219-246 (1997).

39. Leterrier, J., Maury, R. C., Thonon, P., Girard, D., and Marehal, M. (1982) Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 59, 139-54.
40. LeBas, N. J. (1962) The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. *Am. J. Sci.*, 260, 267-88.
41. Lelubre, M., 1952. Recherche sur la géologie de l'Ahaggar central et occidental (Sahara central). *Bulletin Service géologique Algérie*, 22, tome 1, 354 p, tome 2, 387 p.
42. Liégeois, J. P., Latouche, L., Boughrara, M., Navez, J., Guiraud, M. The LATEA metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria): behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *Journal of African Earth Sciences* 37 (2003) 161–190.
43. LIEGEOIS, J.P. and BLACK, R., 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar des Ifors. In Fitton, J.G., Upton, B.G.J. (Eds), *Alkaline Igneous Rocks*. The Geological Society, Blackwell, Oxford, 30: 381-401.
44. Morimoto, N., Fabries, J., Fergusson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Bull. Mineral.*, 111, 535-550.
45. Moulahoum, O., 1988. Dualité du magmatisme d'âge Pan-Africain: Aspects structuraux et pétrologiques des granites subalcalins et alumineux de la région de Tamanrasset (Hoggar Central, Algérie) . PhD Thesis, Univ. Nancy I, 145 pp.
46. Miyashiro, A., 1978. Nature of Alkalic rock series. *Contribution to Mineralogy and Petrology* 66, 91–104.
47. Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M. & Carron J.P. 1985. Composition chimique des biotites et typologie magmatique des granitoïdes. *C. R. Acad. Sci., Paris*, 301, sér. II, 11, 813-817.
48. Nimis, P., Taylor, W. R. 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites: Part I. Calibration and testing of a Crin-Cpx barometer and an enstatite in Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 139, 541– 554.
49. Nisbet E. G. et Pearce J.A. (1977). Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic settings. *Contrib. Mineral. Petrol.* 63, p. 149-160.
50. Nockolds S.R. The relation between chemical composition and paragenesis in the biotite micas of igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 22: 401-20 (1947).
51. Pitcher, 1987. Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau* 76, 51-79.
52. Prouteau, G., Scaillet, B., 2003. Experimental constraints on the origin of the 1991 Pinatubo dacite. *Journal of Petrology* 44, 2203-2241.

- 53.** Remaci-Bénaouda (2005): Pétrologie et géochimie des associations "felsique-mafique" tardi-hercyniennes de l'Oranie (Algérie Nord occidentale): implications pétrogénétiques et géodynamiques. Doctorat d'Etat. Univ. Oran.
- 54.** Richard, P., Shimizu, N., and Allègre, C. J.(1976). $^{143}\text{Nd}/^{146}\text{Nd}$, a natural tracer: an application to oceanic basalts. *EarthPlanet.Sci.Lett.*3, 269-78.
- 55.** Ridolfi, F., Renzulli, A., Puerini, M., 2010. Stability and chemical equilibrium of amphibole in cal-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, DOI 10.1007/s00410-009-0465-7.
- 56.** Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalite as a fonction of pressure; an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 110, 304–310.
- 57.** Shand, S J (1943). *Eruptive rocks*, 2nd ed. John Wiley, New York, pp 1-444
- 58.** STRECKEISEN, A., LE MAITRE, K.W., 1979. A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks. *New Jahrb. Mineral. Abh.*, 136:169-206.
- 59.** VIDAL: *Géochimie*. 1994 (Dunod)
- 60.** Vitel, G. 1979. La région de Tefedest-Atakor du Hoggar central (Sahara). Evolution d'un complexe granulitique précambrien. Thèse d'Etat, Paris VII.
- 61.** Weber B. & Hecht L. (2003). Petrology and geochemistry of metaigneous rocks from a Grenvillian basement fragment in the Maya block: the Guichicovi complex, Oaxaca, southern Mexico. *Precambrian Research* 124, 41–67
- 62.** Wilson, M. 1989. *Igneous Petrogenesis. A Global Tectonic Approach*. Unwin Hyman, London, 400 p.

	OUED ZAZIR							LAOUNI OUEST							
	2H724 [♦]	2H669 [♦]	832926 [♦]	2H640 [♦]	2H638 [♦]	2H645 [♦]	OZW8C	2H284 [♦]	2H302 [♦]	2H303 [♦]	2H297 [♦]	2H258 [♦]	LW1	LW2	LW4
	Anorthosite	Gabbro	Gabbro	FB	FB	FB	FB	FB	FB	FB	Gabbro	Gabbro	FB	FB	FB
SiO₂	48,44	47,45	51,85	56,01	58,72	60,78	75,75	59,56	60,69	61,57	47,72	48,51	64,47	71,78	70,58
Al₂O₃	25,72	17,45	16,5	19,26	18,41	15,85	12,41	16,16	22,46	22,6	13,63	16,17	15,44	13,85	13,55
Fe₂O₃	2,81	7,84	7,11	6,55	5,22	7,58	0,83	6,6	1,6	1,46	8,96	10,57	5,03	0,99	1,54
MnO	0,07	0,13	0,14	0,13	0,1	0,13	0,01	0,11	0,03	0,03	0,19	0,17	0,06	0,02	0,02
MgO	3,23	10,2	9,01	2,38	1,98	2,2	0,13	2,18	0,86	0,82	13,93	7,63	2,42	0,28	0,55
CaO	13,78	11,68	11,05	5,76	4,27	4,78	1,14	4,87	5,32	4,22	11,58	9,92	4,02	1,13	1,67
Na₂O	2,27	2,05	2,76	4,98	5,14	3,94	2,47	3,14	6,19	6,3	1,2	3,16	2,78	3,78	2,2
K₂O	0,56	0,04	0,32	1,16	1,95	1,92	4,86	3,58	1,04	1,32	0,06	0,35	2,57	4,98	5,93
TiO₂	0,38	0,4	0,47	1,13	0,95	1,41	0,04	0,94	0,19	0,17	0,32	1,38	0,92	0,19	0,27
P₂O₅	tr	0,02	tr	0,44	0,38	0,35	0	0,36	0,04	traces	0,06	0,32	0,21	0	0,03
L.O.I.	1,75	1,36	0,57	2,09	1,41	0,77	0,425	2,16	1,79	1,76	1,97	0,77	1,66	0,585	0,73
Total	99,01	98,71	99,78	99,89	98,53	99,71	98,065	99,66	100,21	100,25	99,72	98,95	99,58	97,585	97,07
Mg#	69,49	72,05	71,51	41,86	42,90	36,51	23,68	39,55	51,57	52,67	75,49	58,85	48,80	35,91	41,44
Q	0,91	0,00	2,46	7,10	9,26	17,82	40,15	14,93	8,02	9,61	0,51	0,54	26,24	27,90	30,69
C	0,00	0,00	0,00	0,00	0,08	0,00	1,01	0,00	1,48	3,13	0,00	0,00	0,78	0,19	0,48
Or	3,31	0,24	1,89	6,86	11,52	11,35	28,72	21,16	6,15	7,80	0,36	2,07	15,19	29,43	35,04
Ab	19,21	17,35	23,35	42,14	43,49	33,34	20,90	26,57	52,38	53,31	10,15	26,74	23,52	31,99	18,62
An	58,34	38,29	31,69	26,77	21,18	19,89	5,66	19,43	26,39	20,94	31,63	28,90	19,94	5,61	8,29
Di	6,99	14,61	17,16	0,00	0,00	0,00	0,00	1,47	0,00	0,00	19,81	12,59	0,00	0,00	0,00
Hy	4,81	16,57	14,49	5,93	4,93	5,48	0,32	4,75	2,14	2,04	25,51	13,17	6,03	0,70	1,37
Ol	0,00	1,45	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Il	0,15	0,28	0,30	0,28	0,21	0,28	0,02	0,24	0,06	0,06	0,41	0,36	0,13	0,04	0,04
Hm	2,81	7,84	7,11	6,55	5,22	7,58	0,83	6,60	1,60	1,46	8,96	10,57	5,03	0,99	1,54
Tn	0,74	0,62	0,77	1,27	0,00	2,69	0,00	2,00	0,00	0,00	0,26	2,92	0,00	0,00	0,00
Ru	0,00	0,00	0,00	0,47	0,84	0,17	0,03	0,00	0,16	0,14	0,00	0,00	0,85	0,17	0,25
Total	97,26	97,24	99,21	97,36	96,74	98,59	97,64	97,14	98,38	98,49	97,59	97,86	97,71	97,00	96,31

♦ Analyses obtenues de Cottin et al., 1998.

Tableau V-1- analyses de roches totales et normes
CIPW des faciès de bordure étudiés.

	OUED ZAZIR							LAOUNI OUEST							
	2H724♦	2H669♦	832926♦	2H640♦	2H638♦	2H645♦	OZW8C	2H284♦	2H302♦	2H303♦	2H297♦	2H258♦	LW1	LW2	LW4
	Anorthosite	Gabbro	Gabbro	FB	FB	FB	FB	FB	FB	FB	Gabbro	Gabbro	FB	FB	FB
Ba	131	40	82	500	448	1315	-	1201	587	739	108	236	-	-	-
Rb	14	<10	<10	24	41	20	124	120	17	19	6	12	123,9	122,3	119,8
Sr	780	290	416	1040	723	458	139,8	543	1721	1665	524	572	374,4	389,3	436,8
Co	50	101	73	30	55	65	-	41	30	16	55	53	-	-	-
Cr	147	355	447	18	13	23	-	47	15	12	575	269	-	-	-
Ni	368	168	469	14	17	34	0	11	13	10	193	96	26,1	0	0
V	132	138	171	115	100	130	-	90	35	47	177	243	-	-	-
Cu	<10	79	27	11	16	22	48,3	14	<10	86	99	89	8	0	0
Y	5,26	6,22	7,86	-	-	-	2,4	-	-	-	9,26	22,34	11,6	4,2	8,9
Nb	-	10,1	10,92	-	-	-	0	-	-	-	5	7	8,9	2,3	4,9
Zr	-	20,49	17,83	-	-	-	73,8	-	-	-	18	37	292,8	144,2	125,7
Zn	-	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	78,3	13,3	18,2
Ga	-	-	-	-	-	-	16,2	-	-	-	-	-	22,1	17,2	14
Pb	-	-	-	-	-	-	26,5	-	-	-	-	-	10,1	24,9	18,3
Th	-	-	-	-	-	-	11,9	-	-	-	-	-	18,4	14,7	3,7
U	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-	-	0	0	0
	Terres rares														
La	3,75	1,65	1,58	-	31,57	30,31	2,16	-	16,29	-	2,84	7,89	70,01	32,09	22,53
Ce	15,5	8,97	6,79	-	58,99	62,06	4,21	-	33,01	-	12,51	25,59	139,23	64,29	44,36
Nd	4,53	2,6	3,7	-	27,77	33,15	1,28	-	9,31	-	3,99	13,49	47,73	23,83	16,48
Sm	0,98	1,46	1,31	-	4,86	6,9	0,11	-	1,67	-	1,4	3,71	8,15	4,43	3,36
Eu	0,5	0,72	0,74	-	1,5	2,5	0,04	-	1,12	-	0,56	1,43	1,4	0,81	1,07
Gd	1,02	1,53	1,44	-	4,41	6,75	0,08	-	1,18	-	1,69	3,71	5,59	2,58	2,64
Dy	0,79	1,21	1,34	-	3,08	4,92	0,02	-	0,47	-	1,47	3,62	2,78	0,94	1,87
Er	0,53	0,72	0,71	-	1,62	2,58	0,03	-	0,42	-	0,82	1,94	1,2	0,42	0,87
Tm	-	-	-	-	-	-	0	-	-	-	-	-	0,19	0,1	0,16
Yb	0,42	0,57	0,66	-	1,58	2,36	0,01	-	0,17	-	0,77	1,72	0,85	0,4	0,71
Lu	0,06	0,22	0,14	-	0,33	0,45	-	-	0,03	-	0,1	0,24	-	-	-
Σ REE	28,08	19,65	18,41	-	135,71	151,98	7,94	-	63,67	-	26,15	63,34	277,13	129,89	94,05
Eu/Eu*	1,53	1,48	1,65	-	0,99	1,12	1,31	-	2,44	-	1,11	1,18	0,64	0,73	1,10
(La/Yb) _N	6,02	1,95	1,61	-	13,47	8,66	145,63	-	64,60	-	2,49	3,09	55,53	54,09	21,39

♦ Analyses obtenues de Cottin et al., 1998

Tableau V-2- Teneurs en éléments traces et terres rares des faciès de bordure étudiés.