

Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien

Petrological and geochemical characteristics of the magmatic rocks from El Aouana, NE Algeria

H. Hamlaoui^{1,2}, R. Laouar^{1,3,*}, S. Bouhlef⁴, A.J. Boyce⁵

¹ Département de Géologie, Faculté des Sciences de la Terre, Université Badji-Mokhtar Annaba, B.P. 12, 23000 Annaba, Algeria. Emails: hamlaouihanane@yahoo.com, rabahlaouar@yahoo.fr; ORCID ID: <http://orcid.org/0000-0001-5728-7362>; <https://orcid.org/0000-0002-2470-6863>

² Laboratoire de Recherche de Géologie, Université Badji Mokhtar Annaba, B.P. 12, 23000 Annaba, Algeria.

³ Laboratoire de Géodynamique, Géologie de l'Ingénieur et de Planétologie, F.S.T.G.A.T., USTHB, BP. 32, Bab Ezzouar, 16111, Algiers, Algeria.

⁴ Mineral Resources Group, Geology Department, Faculty of Sciences of Tunis, University Tunis El Manar, Tunis 2092, Tunisia. Email: salah.bouhlef@fst.rnu.tn; ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0003-3466-4633>

⁵ Isotope Geosciences Unit, SUERC, East Kilbride, Glasgow G75 0QU, Scotland. Email: a.boyce@suerc.gla.ac.uk; ORCID ID: <https://orcid.org/0000-0002-9680-0787>

* Corresponding author

RÉSUMÉ

Les roches ignées du massif d'El Aouana font partie de la chaîne magmatique miocène des Maghrébides qui s'étend du nord de la Tunisie jusqu'au Maroc. Ces roches sont composées de faciès volcaniques (andésites et dacites) et subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites), qui ont été mis en place au sein des flyschs créacés, oligo-miocènes et sédiments miocènes post-nappes. Les andésites sont composées de phénocristaux de plagioclase, d'amphibole et de pyroxène dans une mésostase microlithique. Les dacites sont plus riches en plagioclase avec de rare minéraux ferromagnésiens souvent altérés. Les microdiorites et microgranodiorites sont généralement à hornblende verte, plagioclase, pyroxène et rare biotite dans une mésostase microcristalline. Les résultats géochimiques montrent que ces roches sont calco-alkalines avec une affinité type-I et elles présentent un enrichissement en éléments à grand rayon ionique (LILE) et éléments de terres rares légers (LREE) par rapport aux éléments à champs électrostatique élevé (HFSE) et aux éléments de terres rares lourds (HREE). Les anomalies négatives en Nb, P et Ti témoignent d'un magma de zones de subduction. Les observations de terrains, les données pétrographiques et géochimiques montrent que les granitoïdes miocènes d'El Aouana ont été mis en place dans un environnement post-collisionnel. Ces roches sont similaires aux granitoïdes métallumineux, post-collisionnels de l'Algérie du nord, considérés comme dérivés d'une source mantellique métasomatisée suite au processus de 'slab break-off' sous la marge nord-africaine.

Mots clés: Magmatisme; Calco-alkalin; type-I; post-collisionnel; El Aouana; Algérie

Recibido el 18 de octubre de 2018; Aceptado el 17 de junio de 2019; Publicado online el 9 de julio de 2020

Citation / Cómo citar este artículo: Hamlaoui, H. et al. (2020). Caractéristiques pétrologiques et géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, NE algérien. *Estudios Geológicos* 76(1): e124. <https://doi.org/10.3989/egeol.43391.510>.

Copyright: © 2020 CSIC. This is an open-access article distributed under the terms of the Creative Commons Attribution-Non Commercial (by-nc) Spain 4.0 License.

ABSTRACT

The El Aouana igneous rocks are part of the Miocene magmatic suite that extends from Northern Tunisia to Morocco through the Algerian coast in the Maghreb chain. These rocks are composed of volcanic (andesites and dacites) and subvolcanic (microdiorites and microgranodiorites) lithologies that intruded both the Cretaceous and Oligo-Miocene nappes, and the Miocene post-nappe sediments. The andesites are composed of plagioclase, amphibole and pyroxene phenocrysts that are set in a microlithic groundmass. The dacites are plagioclase-rich and rare, highly altered ferromagnesian minerals. The microdiorites and microgranodiorites are hornblende-bearing rocks with plagioclase, pyroxene and rare biotite phenocrysts that are set in a microcrystalline groundmass. Geochemical observations show that the rocks are calc-alkaline with I-type affinity. They are enriched in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE) compared to high field strength elements (HFSE) and heavy rare earth elements (HREE). The negative Nb, P and Ti anomalies observed on the multi-element patterns are imprints of magmas originated from subduction zones. Field, petrological and geochemical investigations show that the El Aouana Miocene igneous rocks are emplaced in a post-collisional setting. These rocks show similarities with the metaluminous, post-collisional granitoids of north-eastern Algeria which are thought to have been derived from a metasomatized mantle source as a consequence of 'slab break-off' underneath the North African margin.

Keywords: Magmatism; Calc-alkaline; I-type; post-collisional; El Aouana; Algeria.

Introduction

Durant le Cénozoïque, un magmatisme prononcé a été développé autour de la Méditerranée occidentale. Ce magmatisme est lié principalement à la tectonique profonde du bassin méditerranéen de l'Ouest (ex: Auzende *et al.*, 1973; Carminati *et al.*, 1998a et b; Carminati *et al.*, 2012). Afin de retracer l'évolution pétrologique et géochimique de ce magmatisme néogène, plusieurs travaux ont été effectués dans différents pays de ce bassin: au SE de l'Espagne (ex: De Larouzière *et al.*, 1988; Crespo-Blanc *et al.*, 1994; Zeck, 1996; Zeck *et al.*, 1998; Benito *et al.*, 1999); en Italie centrale et méridionale (ex: Peccerillo, 1999); au Maroc (ex: Hernandez & Bellon, 1985; El Azzouzi *et al.*, 1999; El Bakkali *et al.*, 1998); en Algérie du nord (ex: Coulon *et al.*, 1986; Louini-Hacini *et al.*, 1995; Hilly, 1962; Villemaire, 1987; Ahmed-Said, 1993; Ouabadi, 1994; Semroud, 1994; Fourcade *et al.*, 2001; Laouar *et al.*, 2002; Laouar *et al.*, 2005; Bosch *et al.*, 2014; Abbassene *et al.*,

2016; Laouar *et al.*, 2016; Chazot *et al.*, 2017) et en Tunisie septentrionale: (ex: Rekhiss, 1984; Talbi *et al.*, 2005; Belayouni *et al.*, 2010; Decrée *et al.*, 2013; Decrée *et al.*, 2014).

De nombreux auteurs affirment que la subduction-collision et le « slab roll-back » sont les principaux mécanismes contribuant à la restructuration du manteau sous le littoral de l'Afrique nord-occidentale (ex: Carminati *et al.*, 1998a; Maury *et al.*, 2000; Laouar *et al.*, 2005; Bouyahiaoui *et al.*, 2015), mais ces processus restent toujours un sujet de débat. Dans cette région et à proximité de la côte actuelle qui s'étend de Ras Tarf (Maroc) jusqu'au Mogod et à l'archipel de la Galite (Tunisie), le magmatisme tertiaire est représenté par des formations ignées incorporant une chaîne d'environ 1200 km de long et 50 km de large (Fig. 1). Il s'agit essentiellement de formations plutoniques et volcaniques appartenant à deux séries magmatiques distinctes (Maury *et al.*, 2000): (1) une série calco-alkaline à shoshonitique, relativement ancienne, généralement

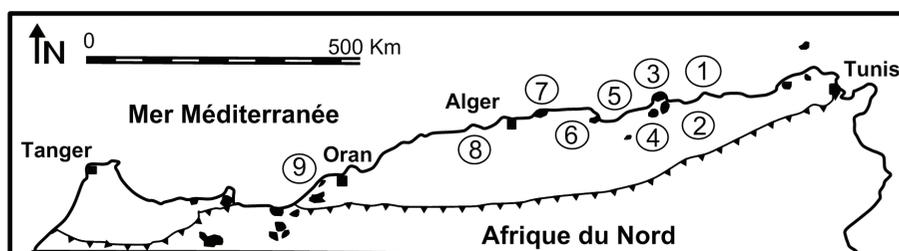


Figure 1.—Carte de répartition du magmatisme tertiaire dans le littoral algérien (Maury *et al.*, 2000 modifiée). 1: Edough-Cap de fer; 2: Filfila; 3: Cap Bougaroun; 4: Beni Touffout; 5: El Aouana; 6: Bejaia-Amizour; 7: Algérois; 8: Charchell; 9: Oranie.

volcano-plutonique dont les âges diminuent de l'est de l'Algérie (16 Ma-15 Ma) vers la Tunisie (14-8 Ma) d'une part, et de l'est de l'Algérie vers le Maroc (12-5 Ma) d'autre part; et (2) une série alcaline plus jeune, représentée principalement par des basaltes et des basanites, qui affleure en Tunisie et au Maroc, dont l'âge est de 8 Ma (Bellon, 1981a) et s'est poursuivie jusqu'au Pléistocène en Oranie (Louni-Hacini *et al.*, 1995) et au Maroc (El Azzouzi *et al.*, 1999). Dans cette chaîne, la nature des processus tectoniques complexes ainsi que la position et l'origine des magmas mantelliques et/ou crustaux sont largement débattus (Maury *et al.*, 2000; Lustrino *et al.*, 2011; Carminati *et al.*, 2012).

Il est maintenant connu que la diversité pétro-géochimique des produits magmatiques est l'une des particularités du magmatisme post-collisionnel, traduit par la succession temporelle des magmas calco-alcalins (moyennement à hautement potassiques, parfois shoshonitiques) à des magmas alcalins intraplaques (Harris *et al.*, 1986; Turner *et al.*, 1996; Lustrino *et al.*, 2007). Dans ce contexte géodynamique de subduction-collision, la série (andésite-dacite-rhyolite) des roches volcaniques calco-alcalines est un produit typique. Elles sont caractérisées par un enrichissement en éléments lithophiles à grand rayon ionique (LILE) et un appauvrissement en éléments à champs électrostatique élevé (HFSE) déterminé par des anomalies négatives en Nb et Ta dans les diagrammes multi-éléments (Pearce, 1983; Pearce & Parkinson, 1993). Ces signatures géochimiques sont reliées à un magma généré suite à la fusion d'un manteau métasomatisé par les fluides issus de la déshydratation de la plaque océanique plongeante, parfois combiné avec le flux de fusion des sédiments subductés (Gill, 1981; Grove & Kinzler, 1986; Tatsumi, 1989; Hawkesworth *et al.*, 1993; Elliott *et al.*, 1997).

Au nord-est algérien, ce magmatisme est représenté par des granitoïdes métalumineux (ex: Edough, Cap de Fer, Bejaia-Amizour) à hyperalumineux (ex: Filfila, Cap Bougaroun) qui ont été mis en place au Burdigalien-Langhien inférieur (17 Ma-15 Ma) (Penven & Zimmermann, 1986; Mitchell *et al.*, 1988; Belanteur *et al.*, 1995; Abbassene *et al.*, 2016; Abbassene *et al.*, 2019). Il a fait l'objet de plusieurs études géologiques, géochimiques et isotopiques. Cependant, les granitoïdes d'El Aouana restent mal étudiés, malgré leur potentialité minière vu qu'ils

contiennent un important gisement de Cu-Pb-Zn. Dans ce secteur, à part l'étude géologique de la thèse de Robin (1970), les travaux de Benali *et al.* (2003) sur la pétrologie des dômes périphériques du massif, ceux de Villemaire (1987) sur les amas sulfurés du massif et les données géochimiques sur El Aouana dans Chazot *et al.* (2017) aucune étude géochimique détaillée de l'ensemble du complexe igné n'y a été établie. De ce fait, les objectifs de cet article sont: (1) présenter les caractéristiques pétrographiques et géochimiques des roches volcaniques et sub-volcaniques d'El Aouana; (2) comparer ces données avec celles des différentes roches ignées du NE de l'Algérie; et (3) proposer un modèle pétrogénétique de mise en place de roches d'El Aouana dans le cadre de l'évolution géodynamique de la Méditerranée occidentale, en tenant compte des travaux déjà publiés.

Cadre géologique

A l'échelle régionale, le massif magmatique d'El Aouana s'intègre, par sa position, dans la chaîne des Maghrébides. L'évolution de cette chaîne a commencé au Crétacé supérieur, quand les blocs continentaux (futurs Rifs et Kabylies) ainsi que les bassins océaniques bordant cette chaîne, ont été affectés par une convergence nord-sud entre les deux plaques africaine et européenne (ex: Dewey *et al.*, 1989). Durant l'Eocène, cette convergence a été accompagnée d'une subduction qui était à l'origine du métasomatisme du manteau lithosphérique. La naissance de la future marge maghrébine, vers l'Eocène supérieur, a été la conséquence de la collision de la marge africaine avec les blocs continentaux, provoquée par ce régime de convergence (Auzende *et al.*, 1975). C'est au Miocène que cet événement de collision a conduit à la mise en place des nappes rifaines et des nappes telliennes (El Azzouzi, 2003). Selon Aïte et Gélard (1997), cette collision a été succédée d'une distension post-collisionnelle qui était à l'origine du magmatisme calco-alcalin de la marge maghrébine. Cette hypothèse a reçu par la suite le soutien de plusieurs auteurs qui ont travaillé sur le magmatisme miocène du littoral algérien (ex: Maury *et al.*, 2000; Fourcade *et al.*, 2001; Laouar *et al.*, 2005; Chazot *et al.*, 2017).

En effet, la richesse exceptionnelle des roches magmatiques en K, la signature crustale marquée

et le faible volume des magmas émis sont des caractéristiques par lesquelles le magmatisme néogène de la marge maghrébine se distingue de celui de la plupart des zones de subduction. Ainsi, Maury *et al.* (2000) ont pensé au modèle de rupture de la lithosphère subductée (Cohen, 1980; Davies *et al.*, 1995) soutenu par des études de tomographie sismique (ex: Carminati *et al.*, 1998a et b; Spakman & Wortel, 2004). Selon Maury *et al.* (2000), les effets magmatiques du détachement sont apparus au Langhien (16 Ma) sous l'Algérie orientale et centrale et se sont propagés par la suite vers l'Est et l'Ouest. La remontée du manteau asthénosphérique à travers la déchirure lithosphérique, qui apparaît sous l'Algérie orientale et centrale, a provoqué une anomalie thermique qui, à son tour, a été la cause de la fusion partielle du manteau lithosphérique métasomaté lors d'un événement de subduction précédent. Durant cette période, il y a eu formation de magmas calco-alcalins basiques, qui ont été contaminés par la croûte continentale africaine donnant naissance aux granitoïdes et aux laves associées d'âge Langhien. Ce modèle de 'slab break-off' a été adopté plus tard par Fourcade *et al.* (2001), Laouar *et al.* (2005), Abbassene *et al.* (2016) et Chazot *et al.* (2017) sur la base d'études pétrologique, géochimique et isotopique des granitoïdes du nord-est algérien.

A l'échelle locale, le massif montagneux d'El Aouana, qui s'inscrit dans ce cadre géodynamique, s'étend sur environ 40 km² au sud-ouest de la ville de Jijel et il se situe à la limite des zones internes et externes de l'Atlas tellien. Le massif est limité à l'est par les nappes de flysch du massif de Petite Kabylie et au sud par les nappes telliennes des Babors (Fig. 2). Il est caractérisé par l'affleurement de formations volcaniques (andésites, dacites, tufs et roches pyroclastiques) et sub-volcaniques (microgranodiorites et microdiorites). Ces roches ont été mises en place au sein de la nappe numidienne et les séries miocènes post-nappes au Langhien à environ 15 Ma (Robin, 1970).

Les formations sédimentaires

Les terrains sédimentaires affleurent à la périphérie du massif; il s'agit des sédiments évaporitiques du Trias, des séries à dominance calcaire et mar-no-calcaire du Lias, du Crétacé et du Tertiaire.

Le Trias est la formation la plus ancienne dans la région. Les dépôts évaporitiques de cette formation (marnes gypsifères, dolomies) ainsi que des blocs de calcaires et de grès apparaissent sous forme de pointements extrusifs au cœur des terrains récents ou de lambeaux à la base des chevauchements, comme semelles de nappes (Vila, 1980). Les calcaires du Lias constituent la bordure de la chaîne calcaire des Babors; ils chevauchent parfois la chaîne dans sa partie méridionale (Robin, 1970). Le Crétacé est représenté par des formations marneuses, des calcaires, des flyschs, des formations argileuses et des bancs de grès. Le Tertiaire est bien développé dans la région. D'après le Service Géologique de l'Algérie (SGA, 2009), il est représenté par: (a) des flyschs paléocènes qui montrent une alternance de marne et de bancs calcaires et des marnes schisteuses; (b) un Oligocène charrié, représenté principalement par la nappe numidienne constituée de grès avec de rares intercalations d'argilites; et (c) un Miocène post-nappe (Burdigalien inférieur), composé principalement de grès, de marnes, de calcaire sableux et de brèches sédimentaires de couleur gris bleuâtre très caractéristique. Il apparaît essentiellement à la périphérie du massif.

Les formations magmatiques

Les formations magmatiques du massif d'El Aouana sont subdivisées en deux unités volcaniques principales, entourées par des intrusions périphériques (Fig. 2) (Tayeb, 1956; Robin, 1970; Benali *et al.*, 2003):

- Une unité inférieure, appelée unité de Bou Soufa: Elle apparaît dans la partie centrale du massif et dans le cours moyen de l'oued El Kebir, sur une superficie d'environ 2 km² et une épaisseur qui peut atteindre 500 m (SGA, 2009). Cette formation est constituée de coulées andésitiques à hornblende et de pyroclastites.
- Une unité supérieure, dite unité de Port Maria: Elle occupe presque la totalité de la surface du massif avec une épaisseur qui atteint 480 à 500 m (SGA, 2009): Elle est caractérisée par des coulées de laves andésito-basaltiques et dacitiques dont les parties périphériques sont constituées de laves bréchiennes occupant une surface considérable.

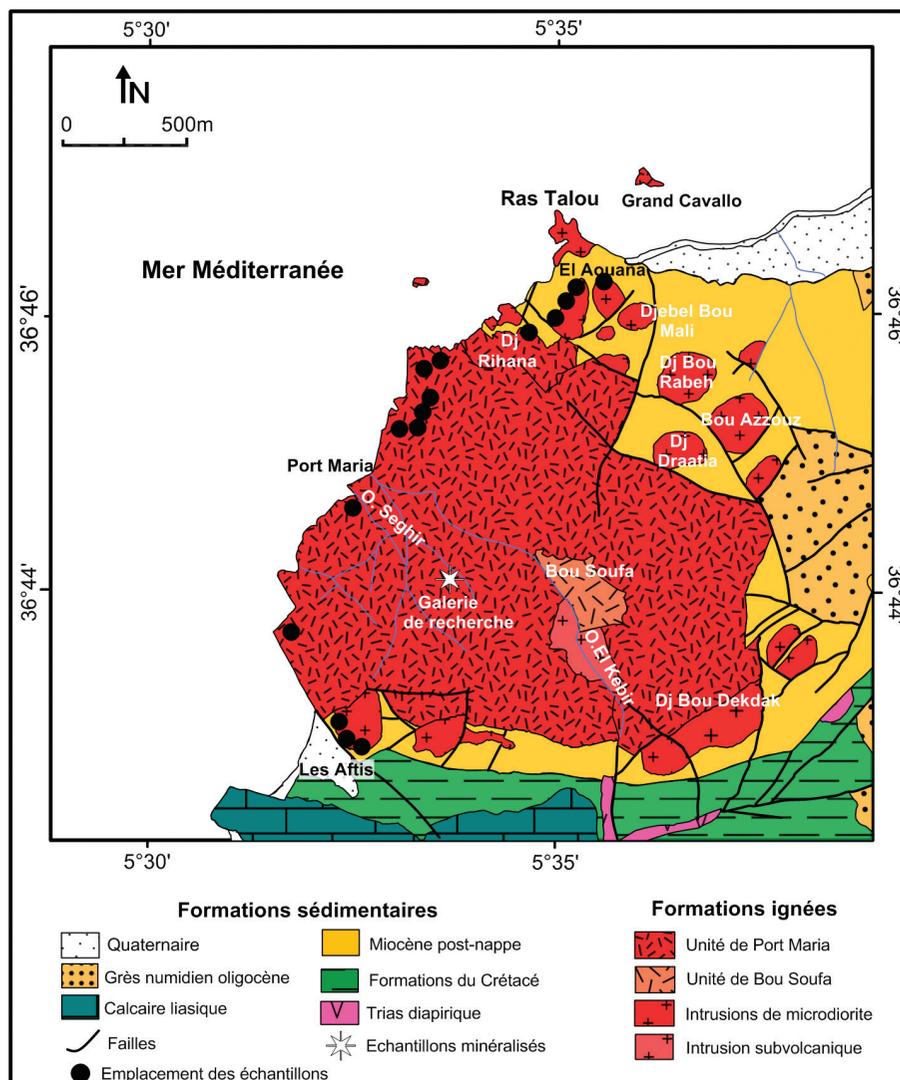


Figure 2.—Carte géologique du Massif d'El Aouana (d'après SGA, 2009; modifié).

- Les intrusions périphériques sont l'une des caractéristiques les plus importantes du massif d'El Aouana. Il s'agit d'affleurements de dômes de composition dioritique et encaissés dans les terrains sédimentaires oligocène et miocène.

D'après Villemaire (1987), la mise en place des roches volcaniques s'est effectuée en milieu continental et non marin et que la montée du magma dacitique est contemporaine de la phase de distension débutant au Burdigalien. Cette phase est matérialisée par des failles normales majeures de direction N60-N145 qui ont joué du Burdigalien au Miocène moyen. Le volume important des produits

volcaniques, estimé à plus de 6 km^3 , a entraîné l'effondrement du toit de la chambre magmatique créant ainsi une forme de caldeira d'une dizaine de kilomètres de diamètre. Cette dernière est délimitée par des failles normales à fort pendage.

Pétrologie

Les andésites

Les andésites se présentent généralement sous forme de coulées, de puissance importante, et parfois sous forme massive (en 'dôme') ou en dykes. Ces roches sont souvent de texture porphyrique avec une

mésostase sub-vitreuse microlithique (Fig. 3a). Elles sont composées de phénocristaux (2 à 4 mm) de plagioclase (andésine), de hornblende verte, de clinopyroxène, d'orthopyroxène, d'orthose perthitique et de rares cristaux de biotite et de quartz (Fig. 4a). Les ferromagnésiens s'altèrent parfois en oxydes et hydroxydes de fer. L'apatite et le zircon représentent les minéraux accessoires. La mésostase est composée essentiellement de microlithes de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens. Les andésites contiennent des enclaves microgrenues, composées de biotite, d'amphibole, de quartz et de minéraux opaques (Fig. 4b).

Les dacites

Les dacites se présentent habituellement en coulées de laves et en roches massives. Elles sont généralement de couleur gris-clair, d'aspect vitreux et souvent altérées. L'examen microscopique montre que ces roches sont de texture porphyrique (Fig. 4c et d), constituées de phénocristaux de plagioclase automorphes à subautomorphes (andésine) relativement altérés en séricite et en calcite. Les cristaux de biotite sont rares et le quartz n'est présent que dans la mésostase. L'apatite et les minéraux opaques figurent parmi les minéraux accessoires.

La mésostase est microlithique parfois vitreuse (Fig. 4d). Les ferromagnésiens sont fortement altérés en chlorite et en calcite; la calcitisation est le phénomène d'altération le plus prononcé.

Les roches pyroclastiques

Les roches pyroclastiques sont représentées principalement par des tufs et des laves volcaniques. Les tufs sont représentés par des formations tendres grisâtres à verdâtres (Fig. 3b). Ce sont généralement des tufs cristallins composés essentiellement de fragments de plagioclase et de silice secondaire, de zéolites et d'oxydes et hydroxydes de fer (Fig. 4e). Les laves occupent une place importante dans le massif d'El Aouana. Ce sont des roches compactes (Fig. 3c), porphyriques présentant parfois une texture fluidale. Les laves sont généralement sombres, représentées par des laves andésitiques. Les phénocristaux de plagioclase (Fig. 4f), de composition andésine, sont abondants et légèrement altérés en séricite. On note la présence des fantômes de ferromagnésiens altérés en oxyde et hydroxyde de fer. Les vacuoles et microfissures sont remplies de minéraux tardifs, tels que les zéolites et le quartz amorphe. L'apatite est l'un des minéraux accessoires les plus présents dans ces laves. La mésostase

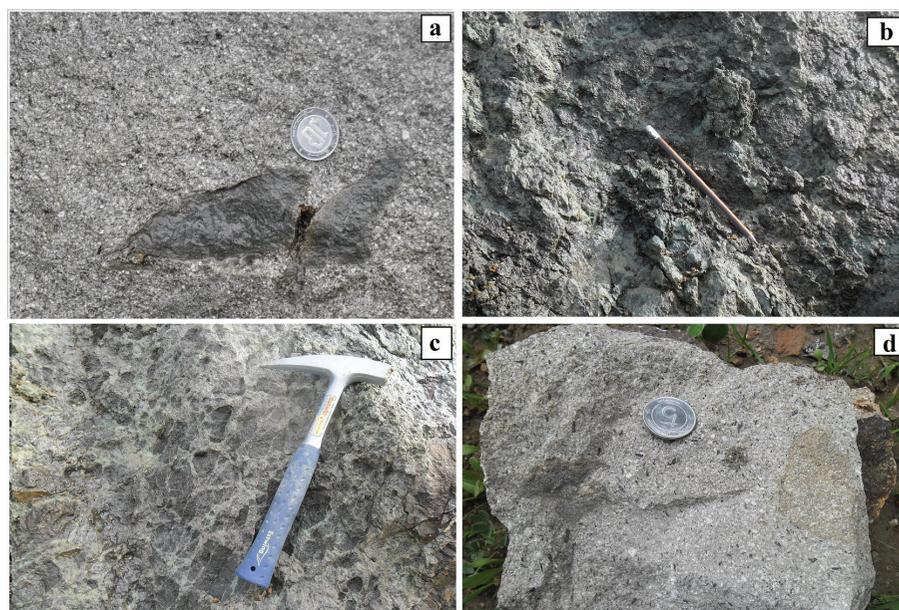


Figure 3.—Macrophotographes montrant l'aspect (a) des andésites; (b) des tufs; (c) des pyroclastites et (d) des microdiorites du massif d'El Aouana.

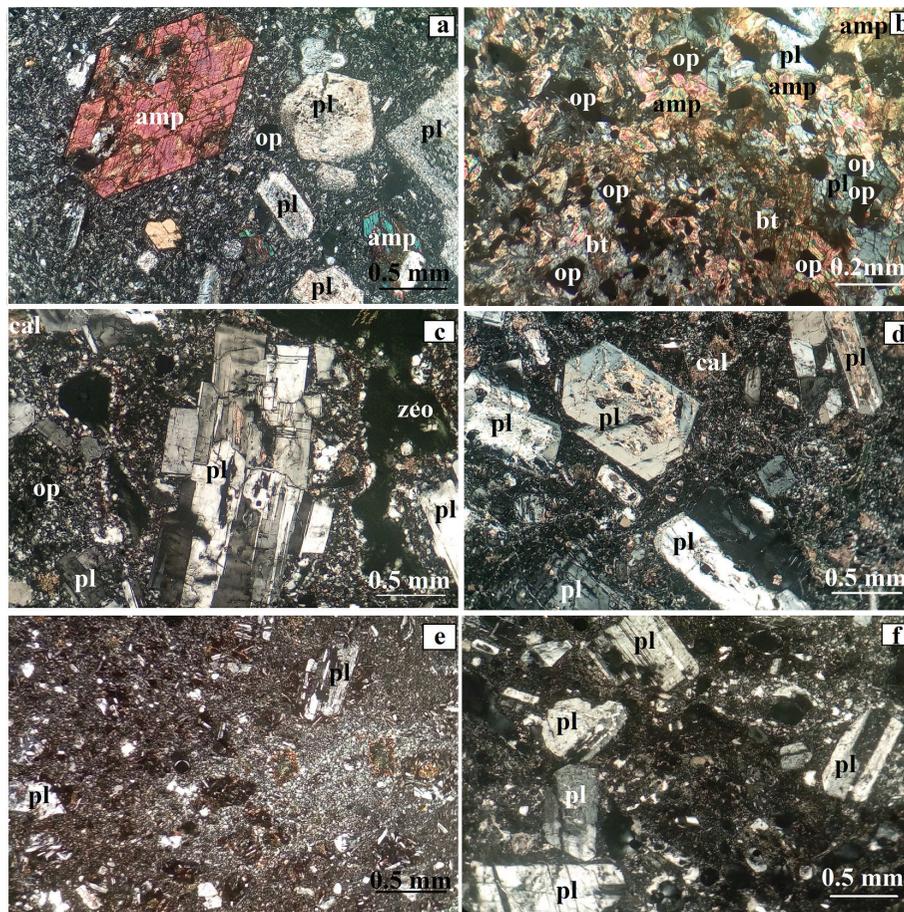


Figure 4.—Vue microscopique des roches magmatiques d'El Aouana montrant: (a) aspect des andésites; (b) enclaves associées aux andésites; (c) dacites porphyriques; (d) texture vitreuse des dacites; (e) aspect des tufs cristallins; (f) aspect des laves volcaniques.

est vitreuse, parfois microlithique, composée le plus souvent de plagioclase, de zéolite et de minéraux ferromagnésiens altérés.

Les microdiorites et microgranodiorites

Les dômes intrusifs périphériques du massif sont constitués de roches massives microdioritiques et microgranodioritiques, généralement altérées en surface. *Les microdiorites* fraîches sont de couleur grisâtre (Fig. 3d) contenant des cristaux prismatiques d'amphibole et de plagioclase de taille millimétrique. Au microscope, elles montrent une texture microgrenue avec des phénocristaux automorphes à subautomorphes de plagioclase, d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène (Fig. 5a); la biotite et le quartz sont rares. Le plagioclase est abondant;

il présente une composition andésine-labrador et est rarement saussuritisé. Les phénocristaux d'amphibole, souvent automorphes, sont généralement de la hornblende verte qui présente souvent des textures 'en tamis' (Fig. 5b). Le clinopyroxène est généralement de l'augite qui montre des sections prismatiques, parfois automorphes (Fig. 5c, d). Le quartz est rare; il se présente en plages xénomorphes, interstitielles (Fig. 5e). Certains cristaux de minéraux ferromagnésiens sont totalement altérés en chlorite et en calcite. Les minéraux accessoires sont rares et sont représentés par de l'apatite et des minéraux opaques. La mésostase est microcristalline, composée essentiellement de plagioclase et de minéraux ferromagnésiens relativement altérés. Les microfissures, quand elles sont présentes, sont remplies de calcite et de silice amorphe. Les microdiorites contiennent

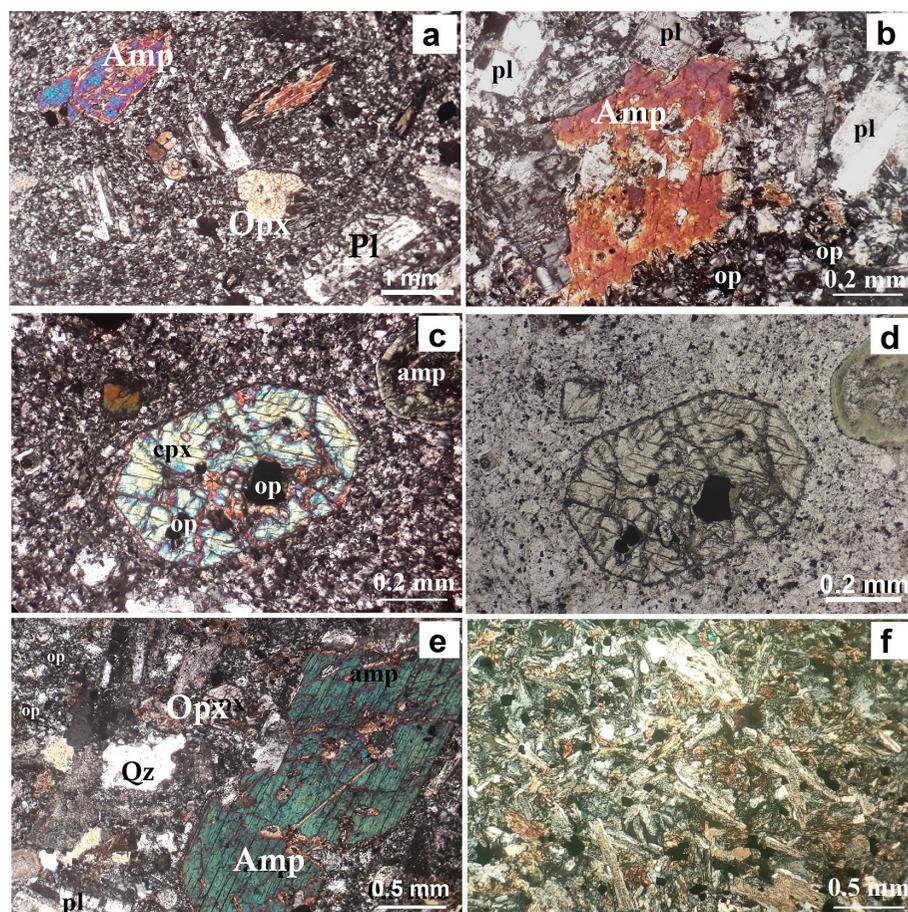


Figure 5.—Vue microscopique des roches subvolcaniques d'El Aouana montrant: (a) aspect des microdiorites; (b) phénocristale d'hornblende montrant la texture 'en tamis'; (c) phénocristal d'augite automorphe en LPA; (d) même section en LP; (e) section montrant le quartz interstitiel dans les microdiorites; (f) aspect des enclaves associées aux microdiorites. Amp: amphibole; Opx: orthopyroxène; cpx: clinopyroxène; Pl: plagioclase; Qz: quartz; op: opaques.

des enclaves riches surtout en plagioclase mais également avec des amphiboles, des pyroxènes et des minéraux opaques (Fig. 5f).

Les *microgranodiorites* sont composées essentiellement de phénocristaux de plagioclase maclé, rarement altéré en calcite et de fantômes de minéraux ferromagnésiens totalement altérés en calcite et en chlorite. La mésostase est composée essentiellement de microcristaux de plagioclase, de quartz, de zéolite et de calcite. Des vacuoles peuvent être présentes; elles sont alors remplies de calcite et de zéolite.

Méthodes analytiques

Sur la base de l'étude pétrographique, vingt-cinq échantillons (treize échantillons de microdiorites, huit échantillons d'andésites et de dacites et un

échantillon de tufs et un échantillon de laves) représentatifs et frais ont été sélectionnés pour les analyses chimiques (éléments majeurs, éléments en traces et éléments de terres rares). La localisation des échantillons prélevés des différentes formations ignées est représentée sur la figure 2. Les échantillons ont été nettoyés et concassés à environ 1 cm³ avant d'être envoyés au laboratoire ALS Minerals, Séville en Espagne pour analyses chimiques. Pour les éléments majeurs, 0,200 g de chaque échantillon préparé est dissous par fusion (1000°C) au métaborate/tétraborate de lithium (0,90 g). Le produit fondu est refroidi et dissous dans 100 ml d'acide nitrique (4%)/acide hydrochlorique (2%). Cette solution est analysée par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy). La même procédure de préparation est utilisée pour les éléments en trace, mais

les solutions obtenues sont analysées par ICP-MS (Inductively Coupled Plasma- Mass Spectroscopy). Les résultats obtenus sont corrigés pour les interférences spectrales inter-éléments. Pour la détermination de la perte au feu (LOI, loss of ignition), 1 g de chaque échantillon préparé est placé dans un four à 1000°C pour une heure, ensuite refroidi et pesé. Le pourcentage en LOI est alors calculé à partir de la différence en poids.

Sur la base d'analyses répétées et de standards, la précision analytique était mieux que 5% pour la plupart des éléments majeurs et en traces. Les résultats des analyses chimiques sont reportés dans le Tableau 1.

Résultats

Les teneurs en SiO₂ varient entre 58 et 73% indiquant des compositions intermédiaires à felsiques. Sur le diagramme de classification et de nomenclature de Le Bas *et al.* (1986), la majorité des échantillons appartient aux domaines des andésites et des dacites (Fig. 6a). Il s'agit d'andésites, trachy-andésites, dacites, trachy-dacites et leurs équivalents sub-volcaniques. L'effet de l'altération et de la migration des éléments mobiles, tels que Na et K est testé par le diagramme de nomenclature de Winchester & Floyd (1977) (Fig. 6b): les échantillons étudiés tombent dans les mêmes domaines que ceux du diagramme TAS. Ceci indique que les échantillons analysés sont relativement frais et que l'effet de l'altération sur la mobilité des éléments chimiques peut être considérée comme négligeable. Le diagramme AFM d'Irvine & Baragar (1971) (Fig. 7a) et le diagramme de discrimination K₂O (%) vs SiO₂ (%) de Peccerillo & Taylor (1976) (Fig. 7b) montrent que ces roches ont une affinité calco-alcaline et appartiennent à la série moyennement potassique. Sur le diagramme A/CNK (mol. Al₂O₃/CaO+Na₂O+K₂O) vs. A/NK (mol. Al₂O₃/Na₂O+K₂O) de Maniar & Piccoli (1989), les roches magmatiques d'El Aouana tombent dans le domaine des granitoïdes type-I (Fig. 8) avec une signature métalumineuse à légèrement peralumineuse.

D'autre part, dans les diagrammes de variation Harker, les éléments incompatibles, tels que Hf, Nb, Th, montrent des corrélations positives avec Zr, et les éléments Sr, Y et Ba avec des corrélations faiblement

positives (Fig. 9). Cependant, les éléments compatibles, tels que MgO et Fe₂O_{3tot} présentent des corrélations légèrement négatives avec SiO₂ (Fig. 10).

Les spectres des éléments de terres rares (REE) des différentes formations sont presque similaires; ils sont caractérisés par un fractionnement plus ou moins important entre les terres rares légères (LREE) et les terres rares lourdes (HREE), des anomalies légèrement négatives en Eu et des spectres presque plats pour les HREE (Fig. 11a). Les échantillons des microdiorites, des andésites et des dacites montrent un fractionnement modéré des spectres des terres rares [(La/Yb)_N = 5,04 à 10,26], de légères anomalies négatives parfois nulles en Eu (Eu/Eu* = 0,71 à 0,96 pour les microdiorites et 0,71 à 1 pour les andésites et les dacites) dues au fractionnement du plagioclase et des spectres des HREE sub-plats. L'échantillon de tufs présente un fractionnement modéré des LREE [(La/Yb)_N = 6,52] et une anomalie légèrement négative en Eu (Eu/Eu* = 0,78) tandis que l'échantillon de pyroclastites montre un fractionnement prononcé des terres rares [(La/Yb)_N = 12,80] et une anomalie positive en Eu (Eu/Eu* = 1,35). Cette dernière est causée par l'abondance relative des plagioclases dans les pyroclastites par rapport aux tufs (cf. Fig. 4e, f).

Dans les diagrammes multi-éléments normalisés au manteau primitif, la majorité des roches des différents faciès montrent un enrichissement en Large Ion Lithophile Elements LILE (ex: Rb, Cs, Sr) et un appauvrissement en Ba, P et en éléments à champs électrostatique élevé (HFSE) (ex: P, Nb et Ti) par rapport aux éléments de terres rares, exprimés par des anomalies positives et des anomalies négatives respectivement (Fig. 11b).

Discussion

Cristallisation fractionnée et assimilation crustale

Les corrélations observées dans les diagrammes de variation Harker pour quelques éléments majeurs et éléments en trace des échantillons d'El Aouana (Figs 9 et 10), ainsi que le parallélisme des spectres de terres rares et les spectres des teneurs multiéléments normalisés à leurs concentrations dans le manteau primitif (Fig. 11), indiquent une évolution des différents faciès à partir d'une même source magmatique.

Tableau 1.—Teneurs en éléments majeurs (pds %) et en éléments en trace (ppm) des roches ignées d'El Aouana.

Echant.	AH02	AH04	AH06	AH08	AH13	AH14	AH17	AH18	AH62	AH65	AH66	AH67	AH68	AH21A	AH21B	AH72	AH73	AH74	AH75	AH22	AH25	AH12	AH70
Faciès	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	judi	and	da	da	da	da	and	and	pyr	tu
TiO ₂	62.6	61.4	58.6	62.4	68.5	68.4	61.5	62.8	60.8	61.8	61.3	61.1	62.6	61.9	61.4	67.6	69.6	68.2	69.9	60.8	64.6	68.3	72.9
Al ₂ O ₃	0.26	0.26	0.29	0.47	0.35	0.4	0.4	0.41	0.43	0.43	0.46	0.42	0.43	0.47	0.46	0.45	0.41	0.39	0.39	0.4	0.41	0.35	0.4
Fe ₂ O _{3t}	14.7	16.35	17.65	16	14.75	15.2	14.8	15.85	15.3	15.4	15.35	15.6	15.8	16.75	15.8	14.9	13.2	15.75	14.45	15.55	14.85	17.95	13.85
MnO	4.49	4.55	5.63	5.4	3.41	3.34	5.3	5.31	5.47	5.18	5.5	5.31	5.14	5.44	5.25	4.29	3.86	3.49	3.53	6.48	7.21	1.03	3.61
MgO	0.05	0.05	0.04	0.06	0.07	0.05	0.07	0.06	0.06	0.07	0.08	0.07	0.05	0.07	0.05	0.08	0.05	0.03	0.04	0.11	0.09	0.01	0.07
CaO	1.56	1.84	2.85	2.43	1.03	0.79	3.11	3.82	3.28	2.44	2.16	2.45	2.08	2.74	2.3	1.78	1.48	0.98	0.97	1.99	1.36	0.14	0.49
Na ₂ O	6.55	5.15	4.6	4.98	5.62	4.29	5.01	3.23	4.48	5.94	6.88	6.33	4.56	3.9	4.24	4.12	4.45	1.82	3.57	4.76	5.2	3.63	3.57
K ₂ O	4.48	4.81	4.86	4.97	4.05	5.31	3.49	5.66	4.25	3.52	3.42	3.2	3.76	6.21	5.17	5.15	3.82	5.68	3.35	3.24	3.11	5.97	3.11
P ₂ O ₅	1.61	1.6	2.16	1.77	1.02	1.11	2.02	1.68	2.01	1.77	2.2	1.78	1.89	1.64	1.71	1.22	1.04	3.3	2.52	1.48	1.29	1.34	1.22
LOI	0.06	0.06	0.04	0.1	0.08	0.08	0.06	0.07	0.08	0.08	0.09	0.08	0.09	0.09	0.09	0.06	0.07	0.08	0.07	0.05	0.07	0.11	0.06
Total	4.51	3.92	2.42	1.73	1.65	1.22	2.28	2.46	1.82	5.07	3.62	4.74	3.07	1.84	1.54	2.11	1.63	0.83	1.42	4.34	3.43	1.02	2.53
A/CNK	100.93	100.06	99.23	100.38	100.58	100.25	98.08	101.44	98.04	101.75	101.12	101.13	99.53	101.15	98.09	101.87	99.7	100.6	100.26	99.24	101.7	99.91	101.85
A/NK	0.7	0.86	0.94	0.83	0.82	0.86	0.87	0.93	0.88	0.83	0.75	0.83	0.96	0.88	0.87	0.86	0.85	0.97	0.98	1	0.93	1	1.07
	1.61	1.69	1.71	1.58	1.9	1.53	1.87	1.42	1.67	2	1.92	2.17	1.92	1.4	1.52	1.52	1.78	1.22	1.75	2.24	2.28	1.59	2.15
<i>Éléments en traces (ppm)</i>																							
Zr	85	80	79	107	73	90	89	91	83	94	85	89	96	107	102	57	52	115	99	76	72	79	55
Y	9.7	10.4	13.8	15.9	11.7	12	13.7	14.7	14.3	13.6	14.8	13	15.2	15.8	15.8	13.7	13	14.5	13.4	16.8	14.4	6.7	14.2
Sr	505	509	604	429	344	372	212	367	277	275	272	291	289	410	415	147	137	186.5	198	272	309	562	167
Rb	59.4	57.8	85.3	55.2	30.2	24	65.2	58.5	104	70.4	72.1	72.9	66.7	43	53.8	51.9	43.3	87.5	105	68.6	49.5	26.2	50.8
Th	5.82	6.24	4.58	6.74	4.78	5.54	5.5	5.52	6	5.57	5.7	5.43	6.16	6.31	6.46	3.84	3.52	8.2	7.59	4.43	4.2	5.49	3.51
U	3.64	3.11	1.97	2.62	2.51	2.49	2.59	2.38	3.61	2.58	3.16	2.44	2.98	2.58	2.38	1.69	1.71	3.91	3.83	1.94	2.08	3.55	1.72
Nb	4	4.5	6.6	6.3	4.1	5	4.7	5.4	5.5	5.4	6	5.5	5.6	6.1	6	26.3	3.2	7.2	6	4	4.6	4.2	3
Ta	0.6	0.1	0.7	1	0.1	0.1	0.3	0.9	0.4	0.2	1.4	0.1	0.1	0.1	0.1	8.2	0.3	0.5	6.6	0.1	0.1	0.5	0.1
V	134	138	206	163	126	119	151	166	162	149	162	154	156	149	152	188	184	113	115	227	166	103	211
Ga	13.3	14.1	17.1	17	12.6	12.2	13.9	16	17.3	14.4	15.4	15.5	15.2	15.3	16.5	11.7	11.5	14.5	13.9	14	14.1	15.1	10.8
Cs	1.97	2.56	2.8	0.91	3	4.3	0.94	0.65	2.66	1.59	0.79	1.6	0.79	0.38	0.87	6.84	4.2	3.53	4.72	5.12	3.27	4.33	6.34
Ba	189.5	275	289	246	145	163.5	184	368	188	165	215	162.5	229	369	227	290	170	238	278	68.5	338	135	119.5
Hf	2.3	2	2.2	2.9	2.1	2.2	2.3	2.4	2.4	2.4	2.4	2.5	2.5	2.9	2.7	2	1.7	3.3	3.1	2.1	2	2.2	1.7
La	8.6	8.8	8.3	15.4	12.3	13.6	11.9	13.6	15.7	13.5	12.4	14.3	14.8	14.5	14.2	10.4	12.5	16.6	15.1	12.7	10.1	11.3	8.9
Ce	15.9	16.1	16.3	29.8	23.4	26.2	23.7	27.9	28.8	27.8	22.9	28.2	27.8	29.8	27.5	16.5	16.6	32.6	26.5	27.1	21.3	20.4	17.5

Continué

Tableau 1.— (Continué) Teneurs en éléments majeurs (pds %) et en éléments en trace (ppm) des roches ignées d'El Aouana.

Echant.	AH02	AH04	AH06	AH08	AH13	AH14	AH17	AH18	AH62	AH65	AH66	AH67	AH68	AH21A	AH21B	AH72	AH73	AH74	AH75	AH22	AH25	AH12	AH70
Facès	µdi	µdi	µdi	µdi	µdi	µgdi	µdi	and	and	da	da	da	da	and	and	pyr	tu						
Pr	1.64	1.66	2.03	3.35	2.51	2.9	2.48	2.93	3.32	2.81	2.87	2.93	3.18	3.2	3.09	2.29	2.54	3.35	3.09	2.89	2.28	1.93	2.11
Nd	6.1	6.4	8.6	13.3	9.7	11.3	10.3	11.5	13.5	11.6	12.5	11.2	12.1	13.2	12.7	9.7	10.4	13.5	12.2	11.5	9.2	6.7	9.1
Sm	1.12	1.35	1.72	2.82	2.01	2.3	2.03	2.59	2.73	2.31	2.77	2.37	2.43	2.59	2.78	2.02	2.23	2.65	2.39	2.43	1.96	1.3	2.23
Eu	0.4	0.42	0.44	0.72	0.59	0.55	0.54	0.77	0.61	0.69	0.74	0.71	0.73	0.72	0.79	0.63	0.61	0.64	0.58	0.68	0.59	0.59	0.57
Gd	1.45	1.59	1.82	2.92	2.11	2.11	2.16	2.66	2.49	2.29	2.55	2.46	2.56	2.77	2.86	2.46	2.55	2.51	2.35	2.85	2.27	1.37	2.56
Tb	0.24	0.26	0.34	0.43	0.31	0.33	0.32	0.39	0.41	0.35	0.41	0.36	0.43	0.44	0.43	0.37	0.4	0.44	0.4	0.45	0.38	0.24	0.41
Dy	1.65	1.65	2.11	2.77	1.97	2.03	2.23	2.39	2.46	2.23	2.5	2	2.64	2.63	2.89	2.5	2.27	2.55	2.59	3.02	2.63	1.6	2.83
Ho	0.34	0.35	0.46	0.62	0.43	0.44	0.5	0.53	0.51	0.49	0.49	0.46	0.47	0.56	0.59	0.53	0.48	0.54	0.48	0.66	0.52	0.29	0.59
Er	1.06	1.17	1.47	1.63	1.31	1.31	1.63	1.62	1.5	1.45	1.58	1.25	1.76	1.68	1.75	1.45	1.45	1.71	1.37	2.16	1.74	0.89	1.77
Tm	0.16	0.18	0.25	0.23	0.17	0.18	0.2	0.22	0.25	0.22	0.23	0.2	0.22	0.24	0.24	0.22	0.2	0.26	0.23	0.28	0.23	0.13	0.24
Yb	1.22	1.37	1.53	1.79	1.29	1.3	1.55	1.54	1.42	1.57	1.63	1.42	1.54	1.71	1.73	1.48	1.39	1.62	1.53	2.24	1.59	0.82	1.86
Lu	0.18	0.19	0.27	0.25	0.16	0.15	0.19	0.19	0.24	0.18	0.23	0.21	0.22	0.21	0.23	0.19	0.18	0.25	0.24	0.31	0.2	0.1	0.24

Fe₂O₃: Fer total; µdi: microdiorite; µgdi: microgranodiorite; and: andésite; da: dacite; pyr: pyroclastite; tu: tuff volcanique

Elles indiquent également que le processus de cristallisation fractionnée a joué un rôle important dans l'évolution du magma. On note une corrélation positive entre les teneurs en Zr et Na₂O, K₂O, Hf, Nb et Th une corrélation légèrement négative entre les teneurs en SiO₂ et MgO et Fe₂O_{3tot}. Généralement, la diminution du Fe₂O₃ en fonction de l'augmentation de SiO₂ indique également le fractionnement des minéraux opaques tels que la magnétite et l'ilménite (vu que le Fe₂O₃ est l'une de composantes principales de ces minéraux). De plus, la cristallisation du clinopyroxène a également pu influencer le fractionnement de Fe₂O₃. La corrélation négative de MgO en fonction de SiO₂ indique le fractionnement du pyroxène et de l'amphibole. Notons que l'anomalie légèrement négative en Eu observée dans la majorité des formations magmatiques d'El Aouana (Eu/Eu* = 0.71-0.96 pour les microdiorites; Eu/Eu* = 0.71-1 pour les andésites et les dacites; Eu/Eu* = 0.78 pour les pyroclastites et Eu/Eu* = 1.35 pour les tufs) indique que le fractionnement de plagioclase est important dans l'évolution de ces formations magmatiques (Fig. 11a).

D'autre part, l'assimilation de la croûte continentale durant l'évolution du magma par le processus AFC (assimilation et cristallisation fractionnée) peut être envisagée. Dans le digramme La/Sm vs La de Blein *et al.* (2001) et celui de Ce/Yb vs Ce de Ajaji *et al.* (1998) (Fig. 12a, b), les échantillons d'El Aouana montrent des tendances sub-parallèles aux lignes qui correspondent aux processus de cristallisation fractionnée et d'AFC. A noter que la contribution de matériaux crustaux dans l'évolution des magmas métalumineux a été déjà prouvée par les études antérieures (Ouabadi, 1994; Fourcade *et al.*, 2001; Laouar *et al.*, 2005).

Source des magmas

Les formations magmatiques d'El Aouana sont caractérisées par l'emplacement de diverses roches magmatiques: volcaniques (andésites, dacites, tufs et pyroclastites) et subvolcaniques (microdiorites et microgranodiorites). Elles ont une composition intermédiaire à acide. Les enclaves dans ces faciès sont en majorité magmatiques, seuls quelques rares xénolithes métasédimentaires sont observés. Ces granitoïdes possèdent des caractères minéralogiques et chimiques permettant de les classer comme des

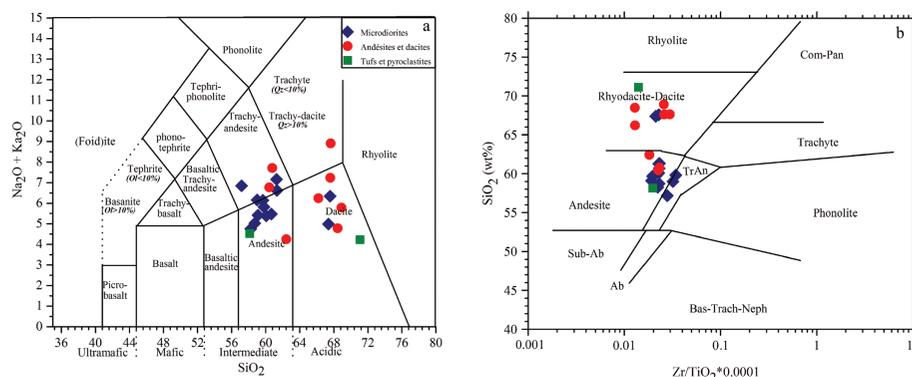


Figure 6.—Diagrammes de classification chimique et de nomenclature de (a) Le Bas *et al.* (1986) et de (b) Winchester & Floyd (1977) des roches ignées d'El Aouana.

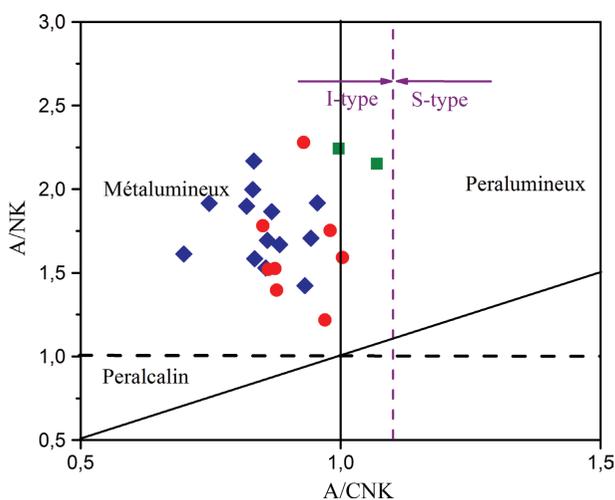


Figure 7.—Caractère calco-acalin des roches ignées d'El Aouana. (a) diagramme AFM ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Fe}_2\text{O}_{3\text{tot}}$) de Irvine & Baragar (1971). (b) K_2O vs SiO_2 avec les différents domaines de Peccerillo & Taylor (1976). Mêmes symboles que ceux de la figure 6.

granites de type I selon la terminologie de Chappell & White (1974, 2001) avec: (1) un large intervalle de variation en SiO_2 (entre 72.9 et 58.6%; tableau 1); (2) des teneurs élevées en Na_2O (supérieures à 3.1% tableau 1); (3) des rapports molaires $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}+\text{CaO})$ inférieurs à 1.1 (Fig. 8); (4) des variations inter éléments presque linéaires (Fig. 9 et 10). Ils peuvent être également classés comme ACG (amphibole-rich calc-alkaline granitoids) selon la définition de Barbarin (1999). Les caractéristiques pétrographiques reflètent la composition chimique de ces roches avec l'abondance de la hornblende, la présence de l'orthopyroxène et du clinopyroxène dans les roches les plus mafiques et la présence de

l'apatite comme minéral accessoire. Les anomalies négatives des éléments à champs électrostatique élevé (HFSE), tels que le niobium (Nb), le phosphore (P) et le titane (Ti), observées sur les spectres multiéléments (Fig. 11) sont des empreintes communément attribuées aux magmas de zones de subduction. La genèse de ces roches ignées est donc compatible avec une mise en place dans un contexte post-collisionnel avec une assimilation crustale et une cristallisation fractionnée simultanées (AF) de magma dérivé probablement d'une croûte continentale formée lors d'une subduction antérieure.

Modèle pétrogénétique et environnement géotectonique

En se basant sur les observations de terrain et les données pétro-géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana, tels que la présence de failles normales, roches d'affinité calco-alkaline moyennement potassique de signature métalumineuse et de caractère de type I, on peut proposer que ce magmatisme s'est formé dans un contexte tectonique probablement extensif; contexte déjà évoqué par Villemaire (1987). Ces caractéristiques sont, ainsi, compatibles avec un environnement de mise en place post-collisionnel (Fig. 13), comme suggéré antérieurement pour le magmatisme miocène du littoral algérien (ex: Maury *et al.*, 2000).

Les roches magmatiques d'El Aouana possèdent des caractéristiques géochimiques similaires à celle des autres roches magmatiques miocènes du littoral algérien, telles que des teneurs élevées en éléments mobiles (ex: Rb et U), une anomalie négative en

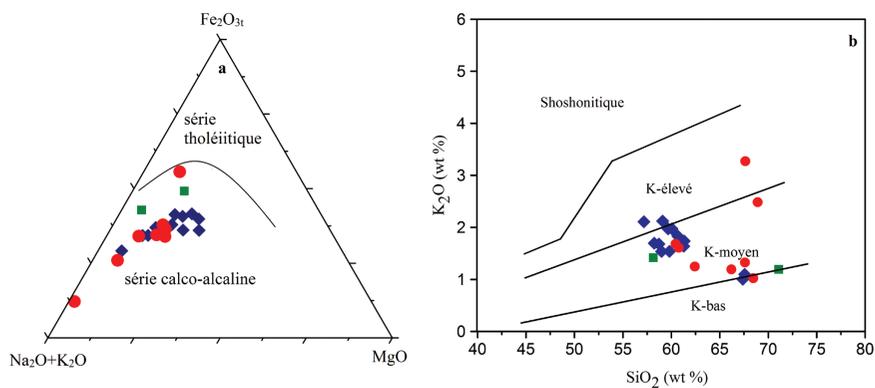


Figure 8.—Diagramme A/CNK (mol. $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) vs A/NK (mol. $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O)$) des roches ignées d'El Aouana (d'après Maniar & Piccoli, 1989). Mêmes symboles que ceux de la figure 6.

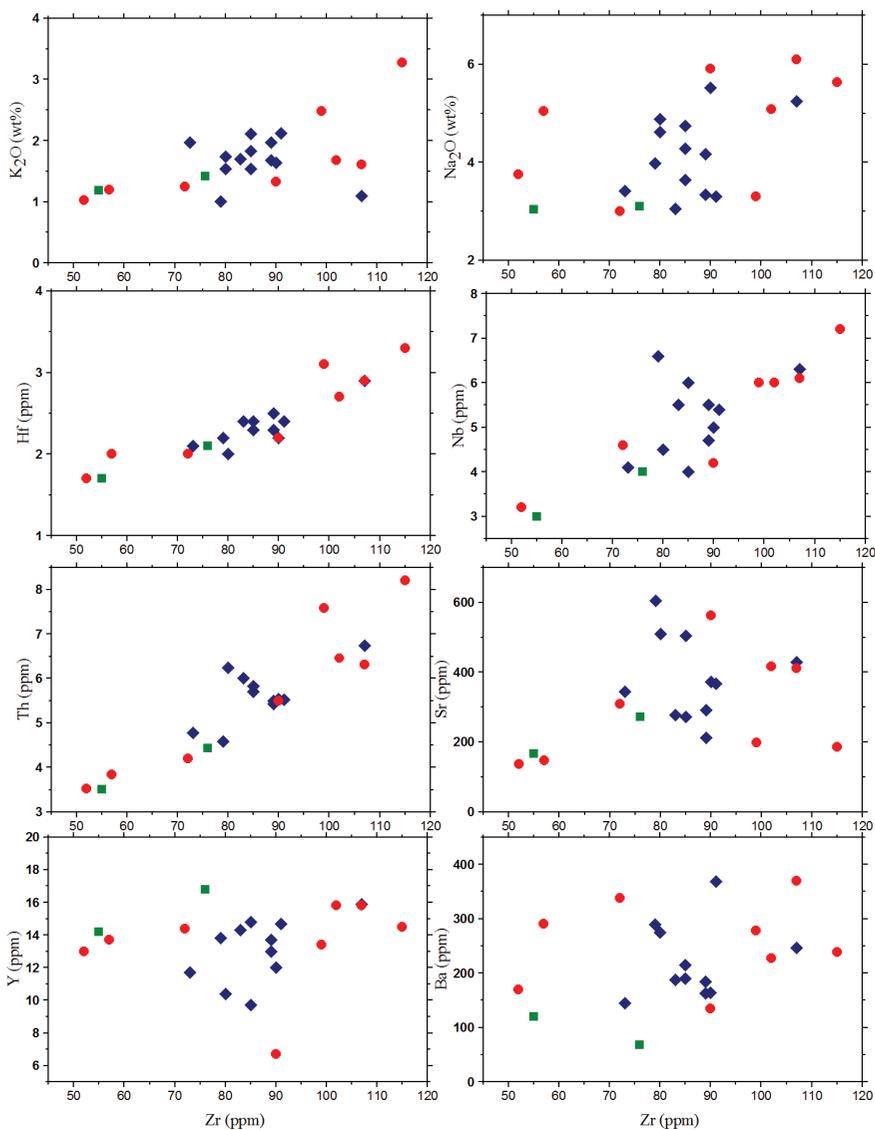


Figure 9.—Variations des alcalins et des éléments en trace en fonction du Zr (ppm). Mêmes symboles que ceux de la figure 6.

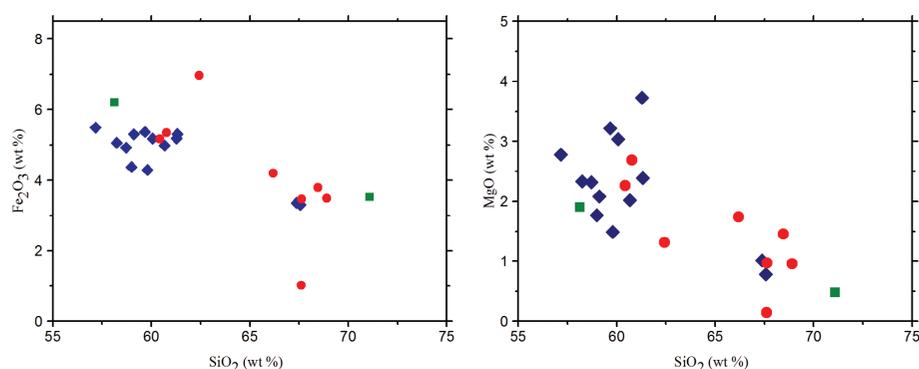


Figure 10.—Variations des éléments majeurs en fonction du SiO_2 (wt%). Mêmes symboles que ceux de la figure 6.

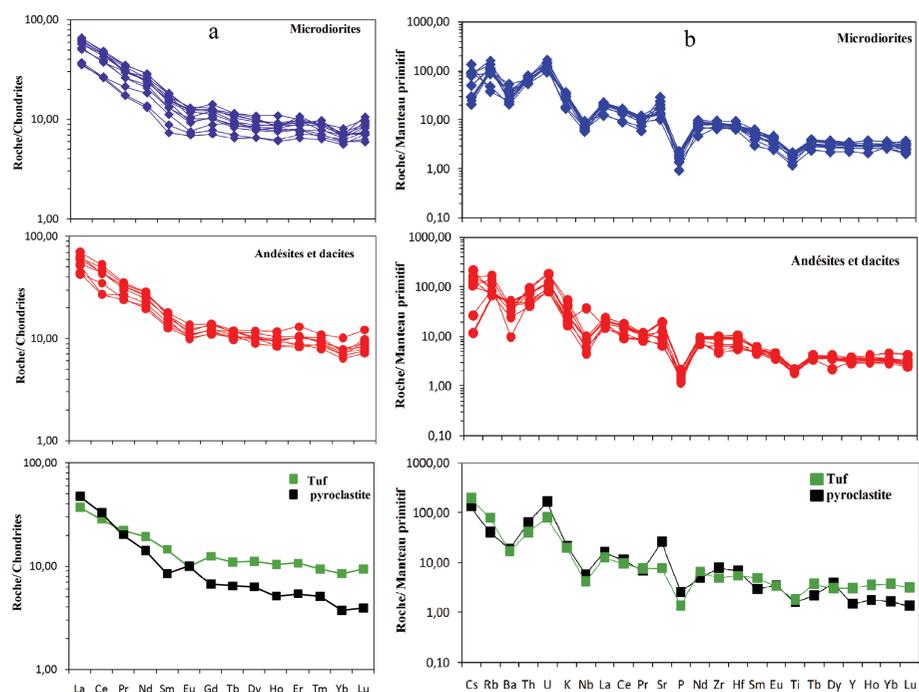


Figure 11.—(a) Spectres de terres rares normalisés aux chondrites (d'après Taylor & McLennan, 1985) et (b) les spectres des éléments en traces normalisés au manteau primitif (d'après Sun & McDonough, 1989) des échantillons d'El Aouana.

Nb, un enrichissement en LREE par rapport aux HREE. Ces caractéristiques sont également observées dans les roches ignées de Beni Touffout, de Cap Bougaroun, de Cap de Fer et de Bejaia-Amizour du NE de l'Algérie (Semroud *et al.*, 1994; Fourcade *et al.*, 2001; Laouar *et al.*, 2005; Abbassene *et al.*, 2016; Chazot *et al.*, 2017; Laouar *et al.*, 2018). Ces dernières ont été classées comme des roches typiques de magmas post-collisionnels probablement dérivés d'une croûte inférieure ou d'une source mantellique, enrichie, métasomatisée par des fluides de la plaque

plongeante et des sédiments subductés lors d'un événement de subduction et de 'slab break-off' antérieur (Semroud, 1994; Maury *et al.*, 2000; Laouar *et al.*, 2005; Abbassene *et al.*, 2016; Chazot *et al.*, 2017) et qui a subi, par la suite, une contamination par la croûte continentale selon un modèle AFC. Malgré le manque de données isotopiques, les analogies des études pétro-géochimiques des roches magmatiques d'El Aouana avec celles des roches ignées citées ci-dessus permet de les classer dans le même contexte géodynamique.

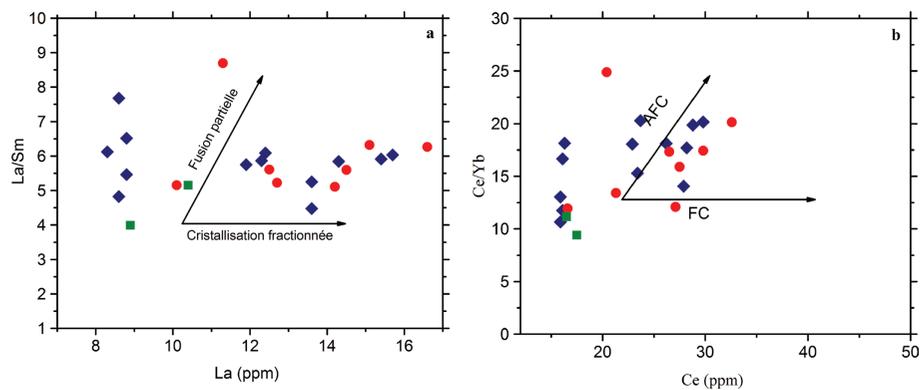


Figure 12.—Diagrammes La/Sm vs La (Blein *et al.*, 2001) et Ce/Yb vs Ce (Ajaji *et al.*, 1998) montrant les tendances des roches d'El Aouana. FC: cristallisation fractionnée; AFC: assimilation couplée avec la cristallisation fractionnée. Même symboles que ceux de la figure 6.

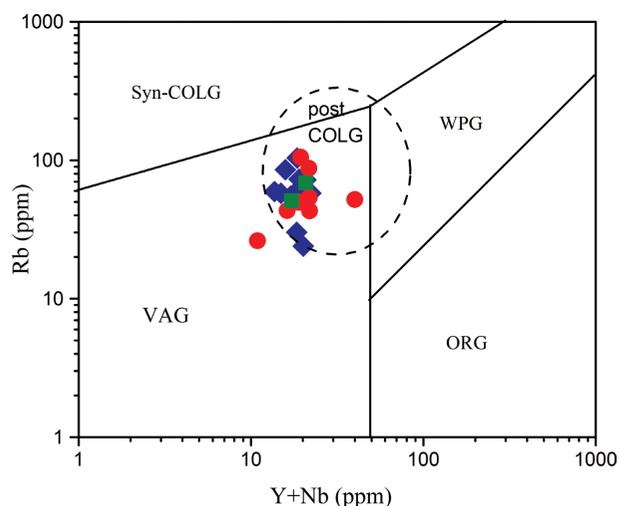


Figure 13.—Diagramme de discrimination tectonique Rb vs (Y+Nb) des roches ignées d'El Aouana de Pearce *et al.* (1984). Syn-COLG: Granites syn-collisionnels, VAG: Granites d'arcs volcaniques; WPG: Granites intra-plaques; ORG: Granites des rides océaniques; post-COLG: Granites post-collisionnels (domaine défini par Pearce (1996)). Même symboles que ceux de la figure 5.

Conclusion

Les études pétrologique et géochimique des granitoïdes d'El Aouana permettent d'avancer les conclusions suivantes :

- Les roches volcaniques sont représentées par des andésites et des dacites sous forme de coulées massives, de dômes, de dykes ou de pyroclastites et tufs volcaniques. Les andésites sont composées essentiellement de plagioclase (andésine), de

hornblende, de clinopyroxène et de rares cristaux d'orthopyroxène et de biotite. Les dacites sont de texture vitreuse, composées de plagioclases (andésine) et de minéraux ferromagnésiens altérés. Les microdiorites sont de texture microgrenue composées essentiellement de plagioclase (andésine), d'amphibole, de clinopyroxène et d'orthopyroxène. Les microgranodiorites sont de texture microgrenue dont le plagioclase est le minéral le plus abondant; les minéraux ferromagnésiens sont totalement altérés en chlorite et en calcite.

- La composition chimique des différents faciès indique que ce sont des roches calco-alcalines moyennement potassiques. Les variations inter-éléments indiquent que ces roches ont évolué à partir d'un processus de cristallisation fractionnée accompagné d'une contamination crustale. Tous les faciès montrent un caractère métallumineux et possèdent des caractéristiques similaires à ceux des granitoïdes de type I de Chappell et White (1974) et des granitoïdes ACG de Barbarin (1999).
- Les roches magmatiques d'El Aouana montrent un enrichissement en LREE par rapport aux HREE, des anomalies négatives en Eu traduites par le fractionnement du plagioclase et des spectres des HREE sub-plats. Les spectres multiéléments montrent que la plus part des roches sont riches en éléments mobiles et présentent des anomalies négatives en Nb, P et Ti. Ces caractéristiques sont similaires à celles des granitoïdes post-collisionnels, issus d'une

source mantellique métasomatisée enrichie lors d'un évènement de subduction antérieur et contaminée par la croûte continentale.

REMERCIEMENTS

H. Hamlaoui voudrait remercier l'Université Badji Mokhtar Annaba qui lui a octroyé un stage de courte durée en Tunisie pour effectuer des analyses à la DRX. M. Djaafar Allem est également remercié pour son assistance au cours de la préparation des échantillons et confection des lames minces. Notre gratitude va à Dr. A. Lekoui pour son soutien et assistance durant les travaux de terrain. Nous voudrions remercier beaucoup les deux reviewers: Jean-Paul Liégeois et Gilles Chazot qui ont minutieusement commenté le manuscrit et contribué ainsi à l'amélioration de sa qualité scientifique. Notre gratitude va également à l'Editeur en Chef pour la prise en charge du manuscrit.

Références

- Abbassene, F. (2016). Contraintes chronologiques et petro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré- et post-collisionnelle de la marge algérienne: secteur de la Petite Kabylie. PhD Thesis, USTHB Alger/UBO Brest, 360 pp.
- Abbassene, F.; Chazot, G.; Bellon, H.; Bruguier, O.; Ouabadi, A.; Maury, R.C.; Devéchère, J.; Bosch, D. & Monié, P. (2016). A 17 Ma onset for the post-collisional K-rich calc-alkaline magmatism in the Maghrebides: evidence from Bougaroun (northeastern Algeria) and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 674: 114-134. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2016.02.013>
- Abbassene, F.; Chazot, G.; Bellon, H.; Maury, R.C. (2019). New chronostratigraphic constraints on the emplacement of Miocène high-K calc-alkaline igneous rocks from West Edough- Cap de Fer, NE Algeria. *Arabian Journal of Geosciences*, 12: 22. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-4196-9>
- Ahmed-Said, Y.; Leake, B.E. & Rogers, G. (1993). The petrology, geochemistry and petrogenesis of the Edough igneous rocks, Annaba, NE Algeria. *Journal of African Earth Sciences (and the Middle East)*, 17: 111-123. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(93\)90027-N](https://doi.org/10.1016/0899-5362(93)90027-N)
- Aïte, M. O & Gélard, J. (1997). Distension néogène post-collisionnelle sur le transect de Grande-Kabylie (Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 168: 423-436.
- Ajaji, T.; Weis, D.; Giret, A. & Bouabdellah, M. (1998). Coeval potassic and sodic calc-alkaline series in the post-collisional Hercynian Tanncherfî intrusive complex, northeastern Morocco: geochemical, isotopic and geochronological evidence. *Lithos*, 45: 371-93. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00040-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00040-1)
- Auzende, J.M.; Bonnin, J. & Olivet, J.L. (1973). The origin of the Western Mediterranean basin. *Journal of the Geological Society London*, 129: 607-620. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.6.0607>
- Auzende, J.M.; Bonnin, J. & Olivet, J.L. (1975). La marge nord-africaine considérée comme marge active. *Bulletin du Service Géologique de France*, 17(7): 486-495. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.S7-XVII.4.486>
- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46: 605-626. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00085-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00085-1)
- Belanteur, O.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Ouabadi, A.; Coutelle, A.; Semroud, B.; Megartsi, M. & Fourcade, S. (1995). Le magmatisme miocène de l'Est de l'Algérie: géologie, géochimie et géochronologie 40K-40Ar. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris, série IIA*, 321: 489-496.
- Belayouni, H.; Brunelli, D.; Clocchiatti, R.; Brunelli, D.; Clocchiatti, R.; Di Staso, A.; Hassani, I.E.E.A.E.; Guerrero, F.; Kassaa, S.; Ouazaa, N.L.M.; Manuel, M.M.; Serrano, F. & Tramontana, M. (2010). La Galite Archipelago (Tunisia, North Africa): stratigraphic and petrographic revision and insights for geodynamic evolution of the Maghrebian Chain. *Journal of African Earth Sciences*, 56: 15-28. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2009.05.004>
- Bellon, H. (1981a). Chronologie radiométrique K-Ar des manifestations magmatiques autour de la Méditerranée occidentale entre 33 et 1 Ma. In: *Sedimentary basins of Mediterranean margins* (Wezel, F.C., Ed.), C.N.R. Italian Project of Oceanography, Tecnoprint, Bologna, 341-360.
- Benali, H.; Semroud, B. & Kolli, O. (2003). Caractéristiques des dômes périphériques du complexe magmatique d'El Aouana (Jijel, Algérie). *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 14: 3-14.
- Benito, R.; López-Ruiz, J.; Cebriá, J.M.; Hertogen, J.; Doblas, M.; Oyarzun, R. & Demaiffe, D. (1999). Sr and O isotope constraints on source and crustal contamination in the high-K calc-alkaline and shoshonitic Neogene volcanic rocks of SE Spain. *Lithos*, 46: 773-802. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00003-1](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00003-1)
- Blein, O.; Lapiere, H. & Schweickert, R.A. (2001). A Permian island-arc with a continental basement: the Black Dyke Formation Nevada, North American Cordillera. *Chemical Geology*, 175: 543-566. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(00\)00357-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(00)00357-0)
- Bosch, D.; Hammor, D.; Mechat, M.; Fernandez, L.; Bruguier, O.; Caby, R. & Verdoux, P. (2014). Geochemical study (major, trace elements and Pb-Sr-Nd isotopes) of mantle material obducted onto the North African margin (Edough Massif, North Eastern Algeria): Tethys fragments or lost remnants of the Liguro-Provençal basin. *Tectonophysics*, 626: 53-68. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.03.031>

- Bouyahiaoui, B.; Sage, F.; Abtout, A.; Klingelhofer, F.; Yelles-Chaouche, K.; Schnürle, P.; Marok, A.; Déverchère, J.; Arab, M.; Galve, A. & Collot, J.Y. (2015). Crustal structure of the eastern Algerian continental margin and adjacent deep basin: implications for late Cenozoic geodynamic evolution of the western Mediterranean. *Geophysical Journal International*, 201: 1912-1938. <https://doi.org/10.1093/gji/ggv102>
- Carminati, E.; Wortel, M.J.R.; Spakman, W. & Sabadini, R. (1998a). The role of slab detachment processes in the opening of the western-central Mediterranean basins: some geological and geophysical evidence. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 651-665. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00118-6](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00118-6)
- Carminati, E.; Wortel, M.J.R.; Meijer, P.T. & Sabadini, R. (1998b). The two-stage opening of the western-central Mediterranean basins: a forward modeling test to a new evolutionary model. *Earth and Planetary Science Letters*, 160: 667-679. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00119-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00119-8)
- Carminati, E.; Lustrino, M. & Doglioni, C. (2012). Geodynamic evolution of the central and western Mediterranean: Tectonics vs. igneous petrology constraints. *Tectonophysics*, 579: 173-192. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.01.026>
- Chappell, B.W & White, A.J.R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-174.
- Chappell, B.W & White, A.J.R. (2001). Two contrasting granite types: 25 years later. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 489-499. <https://doi.org/10.1046/j.1440-0952.2001.00882.x>
- Chazot, G.; Abbassene, F.; Maury, R.C.; Déverchère, J.; Bellon, H.; Ouabadi, A. & Bosch, D. (2017). An overview on the origin of post-collisional Miocene magmatism in the Kabylies (northern Algeria): Evidence for crustal stacking, delamination and slab detachment. *Journal of African Earth Sciences*, 125: 27-41. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.005>
- Cohen, C.R. (1980). Plate tectonic model for the Oligo-Miocene evolution of the western Mediterranean. *Tectonophysics*, 68: 283-311. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(80\)90180-8](https://doi.org/10.1016/0040-1951(80)90180-8)
- Coulon, C.; Maluski, H.; Bollinger C. & Wang, S. (1986). Mesozoic and Cenozoic volcanic rocks from central and southern Tibet ³⁹Ar/⁴⁰Ar dating, petrological characteristics and geodynamic significance. *Earth and Planetary Science Letters*, 79: 281-302. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(86\)90186-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(86)90186-X)
- Crespo-Blanc, A.; Orozco, M. & Garcia-DueAas, V. (1994). Extension versus compression during the Miocene tectonic evolution of the Betic choir. Late folding of fault systems. *Tectonics*, 13(1): 78-88. <https://doi.org/10.1029/93TC02231>
- Davies, H.J. & Von Blanckenburg, F. (1995). Slab breakoff: A model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth and Planetary Science Letters*, 129: 85-102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)
- De Larouzière, F.D.; Bolze, J.; Bordet, P.; Hernandez, J.; Montenat, C. & Ott d'Estevou, P. (1988). The Betic segment of the lithospheric Trans-Alboran shear zone during the Late Miocene, *Tectonophysics*, 152: 41-52. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90028-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90028-5)
- Decrée, S.; Baele, J. M.; De Putter, T.; Yans, J.; Clauer, N.; Dermech, M.; Aloui, K. & Marignac, C. (2013). The Oued Belif hematite-rich breccia (Nefza Mining District, NW Tunisia): a potential candidate for a Miocene small-scale iron oxide copper gold (IOCG) deposit in Northern Tunisia. *Economic Geology*, 108: 1425-1457. <https://doi.org/10.2113/econgeo.108.6.1425>
- Decrée, S.; Marignac, C.; Liégeois, J. P.; Yans, J.; Ben Abdallah, R. & Demaiffe, D. (2014). Miocene magmatic evolution in the Nefza district (Northern Tunisia) and its relationship with the genesis of polymetallic mineralizations. *Lithos*, 18: 240-258. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2014.02.001>
- DePaolo, D.J. (1981). Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53: 189-202. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(81\)90153-9](https://doi.org/10.1016/0012-821X(81)90153-9)
- Dewey, J.F.; Pitman, W.C.; Ryan, W.B.F. & Bonnin, J. (1973). Plate tectonics and the evolution of the Alpine system. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 3137-3180. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1973\)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1973)84<3137:PTATEO>2.0.CO;2)
- El Azzouzi, M.h.; Bernard-Griffiths, J.; Bellon, H.; Maury, R.C.; Piqué, A.; Fourcade, S.; Cotten, J. & Hernandez, J. (1999). Evolution des sources du volcanisme marocain au cours du Néogène. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris*, 329: 95-102. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(99\)80210-9](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(99)80210-9)
- El Azzouzi, M.h.; Maury, R.C.; Fourcade, S.; Coulon, C.; Bellon, H.; Ouabadi, A.; Semroud, B.; Megartsi, M.h.; Cotten, J.; Belanteur, O.; Louni-Hacini, A.; Coutelle, A.; Piqué, A.; Capdevila, R.; Hernandez, J.; Rehault, J.P. (2003). Evolution spatiale et temporelle du magmatisme néogène de la marge septentrionale du Maghreb: manifestation d'un détachement lithosphérique. *Service Géologique du Maroc*, 447: 107-116.
- El Bakkali, S.; Gourgau, A.; Bourdier, J. L.; & Gundogdu, N. (1998). Post-collision Neogene volcanism of the Eastern Rif (Morocco): magmatic evolution through time. *Lithos*, 45: 523-543. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00048-6](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00048-6)
- Elliott, T.; Plank, T.; Zindler, A.; White, W. & Bourdon, B. (1997). Element transport from slab to volcanic front at the Mariana arc. *Journal of Geophysical Research*, 102: 0148-0227. <https://doi.org/10.1029/97JB00788>
- Fourcade, S.; Capdevila, R.; Ouabadi, A. & Martineau, F. (2001). The origin and geodynamic significance of the Alpine cordierite-bearing granitoids of

- northern Algeria. A combined petrological, mineralogical, geochemical and isotopic (O, H, Sr, Nd) study. *Lithos*, 57: 187-216. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(01\)00034-2](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(01)00034-2)
- Gill, J.B. (Ed.) (1981). *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, Heidelberg-New York, 390 pp. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-68012-0>
- Grove, T.L. & Kinzler, R. (1986). Petrogenesis of Andesites. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 14: 417-454. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.14.050186.002221>
- Harris, N.B.W.; Pearce, J.A. & Tindle, A.G. (1986). Geochemical characteristics of collision zone magmatism. In: *Collision Tectonics* (Coward, M.P. & Ries, A.C., Eds). Geological Society of London, Special Publications, 19: 67-82. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04>
- Hawkesworth, C.J.; Gallagher, K.; Hergt, J.M. & McDermott, F. (1993). Trace element fractionation processes in the generation of island arc basalts. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, 342: 179-19. <https://doi.org/10.1098/rsta.1993.0013>
- Hernandez, J. & Bellon, H. (1985). Chronologie K-Ar du volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc): implications tectoniques et magmatologiques. *Revue de Géologie Dynamique et de Géographie Physique*, 26: 85-94.
- Hilly, J. (1962). *Etude géologique du massif de l'Edough et du Cap de Fer (Est-Constantinois)*. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, (Nouvelles séries) N° 19, 408 p.
- Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548. <https://doi.org/10.1139/e71-055>
- Laouar, R. (2002). *Petrogenetic and metallogenetic studies of the Tertiary igneous complexes of northeast Algeria: a stable isotope study*. PhD Thesis, University of Annaba, Algeria, 171 pp.
- Laouar, R.; Boyce, A.J.; Arafa, M.; Ouabadi, A. & Fallick, A.E. (2005). Petrological, geochemical, and stable isotope constraints on the genesis of the Miocene igneous rocks of Chetaibi and Cap de Fer (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 41: 445-465. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.06.002>
- Laouar, R.; Lekoui, A.; Bouima T.; Salmi-Laouar, S.; Bouhlel, S.; Abdallah, N.; Boyce, A.J.; & Fallick, A.E. (2018). Petrology, geochemistry and stable isotope studies of the Miocene igneous rocks and related sulphide mineralisation of Oued Amizour (NE Algeria). *Ore Geology Reviews*, 101: 312-329. <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2018.07.026>
- Laouar, R.; Satouh, A.; Salmi-Laouar, S.; Abdallah, N.; Cottin, J.Y.; Bruguier, O.; Bosch, D.; Ouabadi, A.; Boyce, A.J. & Fallick, A.E. (2016). Petrological, geochemical and isotopic characteristics of the Collo ultramafic rocks (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 125: 59-72. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2016.10.012>
- Le Bas, M.J.; Le Maitre, R.; Streckeisen, A. & Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27: 745-750. <https://doi.org/10.1093/ptrology/27.3.745>
- Louni-Hacini, A.; Bellon, H.; Maury, R.; Megartsi, M.; Coulon, C.; Semroud, B.; Cotten, J. & Coutelle, A. (1995). Datation 40K-40Ar de la transition du volcanisme calco-alcalin au volcanisme alcalin en Oranie au Miocène supérieur. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 321: 975-982.
- Lustrino, M. & Wilson, M. (2007). The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province. *Earth-Science Reviews*, 81: 1-65. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.09.002>
- Lustrino, M.; Duggen, S. & Rosenberg, C.L. (2011). The Central-Western Mediterranean: Anomalous igneous activity in an anomalous collisional tectonic setting. *Earth-Science Reviews*, 104: 1-40. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.08.002>
- Maniar, P.D. & Piccoli, P.M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1989\)101<0635:TDOG>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1989)101<0635:TDOG>2.3.CO;2)
- Maury, R.C.; Fourcade, S.; Coulon, C.; Bellon, H.; Coutelle, A.; Ouabadi, A.; Semroud, B.; Megartsi, M.h.; Cotten, J. & Belanteur, O. (2000). Post-collisional Neogene magmatism of the Mediterranean Maghreb margin: a consequence of slab breakoff. *Comptes Rendus de l'Académie des sciences Paris, Série IIA*, 331: 159-173. [https://doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)01406-3](https://doi.org/10.1016/S1251-8050(00)01406-3)
- Mitchell, J.G.; Ineson, P.R. & Miller, J.A. (1988). Radiogenic argon and major-element loss from biotite during natural weathering: A geochemical approach to the interpretation of potassium-argon ages of detrital biotite. *Chemical Geology: Isotope Geoscience*, 72: 111-126. [https://doi.org/10.1016/0168-9622\(88\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0168-9622(88)90060-7)
- Ouabadi, A. (1994). *Pétrologie, géochimie et origine des granitoïdes peralumineux à cordiérite (Cap Bougaroun, Beni-Toufout et Filfila), Algérie Nord Orientale*, PhD Thesis, Université de Rennes I de France, 257 pp.
- Pearce, J.A. (1983). The role of sub-continental lithosphere magma genesis at destruction plate margin. In: *Continental basalts and mantle xenoliths*, Nantwich, Cheshire (Hawkesworth, C.J. & Norry, M.J., Eds.), Shiva Publications, 230-249.
- Pearce, J.A. (1996). Source and setting of granitic rocks. *Episodes*, 19: 120-125. <https://doi.org/10.18814/epiugs/1996/v19i4/005>
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W. & Tindle, A.J. (1984). Trace element discrimination diagrams for the

- tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-83. <https://doi.org/10.1093/petrology/25.4.956>
- Pearce, J.A. & Parkinson, I.J. (1993). Trace element models for mantle melting: Application to volcanic arc petrogenesis. *Geological Society Special Publications*, 76: 373-403. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.19>
- Peccerillo, A. & Taylor, S.R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81. <https://doi.org/10.1007/BF00384745>
- Peccerillo, A. (1999). Multiple mantle metasomatism in central-southern Italy: geochemical effects, timing and geodynamic implications. *Geology*, 27: 315-318. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0315:MM-MICS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0315:MM-MICS>2.3.CO;2)
- Penven, M.J. & Zimmermann, J.L. (1986). A Langhian K-Ar age of calc-alkaline plutonism in Kabylie de Collo (Algeria). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 303: 403-406.
- Rekhiss, F. (1984). Les roches intrusives miocènes de l'île de La Galite (Tunisie): microgranodiorite à hypersthène et microgranite monzonitique. PhD Thesis, Université Pierre et Marie Curie, Paris, 230 pp.
- Robin, C. (1970). Etude géodynamique du massif volcanique de Cap Cavallo. Thèse de 3ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 130 pp.
- Semroud, B.; Maury, R.C.; Ouabadi, A.; Cotten, J.; Fourcade, S.; Fabriès, J. & Gravelle, M. (1994). Géochimie des granitoïdes miocènes de Bejaia-Amizour (Algérie du Nord). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 319: 95-102.
- SGA, (Service Géologique de l'Algérie) (2009). Notice explicative de la carte-minute géologique des feuilles de Taza-Jijel (n°27-28) à 1/50 000. Rapport interne, 32 pp. (inédit).
- Spakman, W. & Wortel, R. (2004). A tomographic view on Western Mediterranean Geodynamics. In: *The TRANSMED Atlas. The Mediterranean Region from Crust to Mantle*, 31-52. https://doi.org/10.1007/978-3-642-18919-7_2
- Sun, S.S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geological Society, London, Special Publications*, 42: 313-345. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19>
- Talbi, F.; Jaafari, M. & Tlig, S. (2005). Magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale: pétrogenèse et événements géodynamiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18: 241-252.
- Tatsumi, Y. (1989). Migration of fluid phases and genesis of basalt magma in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, 94: 4697-4707. <https://doi.org/10.1029/JB094iB04p04697>
- Tayeb, G. (1956). Géologie et minéralisation du massif éruptif de Cavallo. *Bulletin Scientifique et économique du Bureau de recherches minières de l'Algérie*, 4: 5-41.
- Taylor, S.R. & McLennan, S.M. (EDS.) (1985). *The Continental Crust: Its composition and evolution: an examination of the geochemical record preserved in sedimentary rocks*. Blackwell, Oxford, 312pp.
- Turner, S.; Arnaud, N.; Liu, J.; Rogers, N.; Hawkesworth, C.; Harris, N.; Kelley, S.; Van Calsteren, P. & Deng, W. (1996). Post-collision, shoshonitic volcanism on the Tibetan plateau: Implications for convective thinning of the lithosphere and the source of ocean island basalts. *Journal of Petrology*, 37: 45-71. <https://doi.org/10.1093/petrology/37.1.45>
- Vila, J.M. (1980). La chaîne alpine de L'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. PhD Thesis, Université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, 663 pp.
- Villemaire, C. (1987). Les amas sulfurés du massif miocène d'El Aouana (Algérie). Dynamisme de mise en place des roches volcaniques et implications métallogéniques. *Journal of African Earth Sciences*, 7: 133-148. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(88\)90060-7](https://doi.org/10.1016/0899-5362(88)90060-7)
- Winchester, J.A. & Floyd, P.A. (1977). Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation product using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(77\)90057-2](https://doi.org/10.1016/0009-2541(77)90057-2)
- Zeck, H.P. (1996). Betic-Rif orogeny: subduction of Mesozoic Tethys lithosphere under eastward drifting Iberia, slab detachment shortly before 22 Ma, and subsequent uplift and extensional tectonics. *Tectonophysics*, 254: 1-16. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00206-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00206-5)
- Zeck, H.P.; Kristensen, A.B. & Williams, I.S. (1998). Post-collisional volcanism in a sinking slab setting: crustal anatectic origin of pyroxene-andesitic magma, Caldear Volcanic Group, Neogene Alborán volcanic province, southeastern Spain. *Lithos*, 45: 499-522. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(98\)00047-4](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(98)00047-4)