

MAGMATISME NEOGENE DE LA TUNISIE SEPTENTRIONALE: PETROGENESE ET EVENEMENTS GEODYNAMIQUES

Fouad Talbi¹, M. Jaafari² et S. Tlig³

¹ *Faculté des Sciences, Département de Géologie, B.P. 524, 60000 Oujda, Maroc*

² *Direction des Routes et de la Circulation Routière, B.P. 6226, Rabat, Maroc*

³ *Faculté des Sciences, Département de Géologie, Tunis, Tunisie*

Resumen: Los datos petrográficos, geoquímicos y geodinámicos de las rocas magmáticas del Neógeno del N de Túnez permiten, por una parte, identificar los procesos genéticos ligados a la implantación de magmas neógenos en las regiones de Nefza, Mogods y La Galite, y por otra, entender mejor las fases tectónicas del Neógeno. Estas últimas han sido correlacionadas con los principales eventos geodinámicos del Mediterráneo Occidental

Palabras clave: Magmatismo neógeno, Petrogénesis, Geoquímica, Geodinámica, N de Túnez.

Résumé: Les données pétrographiques, géochimiques et géodynamiques des roches magmatiques néogènes de la Tunisie septentrionale permettent, d'une part, d'identifier les processus génétiques liés à la mise en place des magmas néogènes dans les régions de Nefza, des Mogods et La Galite (Nord de la Tunisie) et, d'autre part, de dégager les phases tectoniques du Néogène. Ces dernières ont été corrélées avec les principaux événements géodynamiques de la Méditerranée Occidentale.

Mots clés: Magmatisme néogène, Pérogenèse, Géochimie, Géodynamique, Tunisie septentrionale.

Talbi, F., Jaafari, M. et Tlig, S. (2005): Magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale: pétrogenèse et événements géodynamiques. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 18 (3-4): 241-252

Dans le Nord de la Tunisie des granitoïdes et des volcanites affleurent aussi bien au niveau de l'offshore dans l'archipel de La Galite qu'au niveau de l'onshore dans les régions de Nefza et des Mogods (Fig. 1) (Auzende *et al.*, 1974; Rékhiss, 1984; Negra, 1987; Halloul, 1989; Jaafari, 1997; Talbi, 1998). De fait que l'âge de l'emplacement de ces roches magmatiques se corrèle avec la tectogenèse alpine miocène et avec la collision de l'Afrique de Nord avec la Petite et la Grande Kabylie (Auzende *et al.*, 1974; Alvarez *et al.*, 1974; Cohen *et al.*, 1980; Durand-Delga et Fontboté, 1980; Wildi, 1983; Dewey *et al.*, 1989; Van Dijk, 1994), l'étude de ce magmatisme s'avère importante pour comprendre sa relation avec les événements géodynamiques de la Méditerranée Occidentale.

Des travaux antérieurs soulignent la similitude de ces roches magmatiques avec celles de Nord-Est de l'Algérie et de l'Italie central. Toutes ces roches sont associées à des mouvements de serrage entre les plaques africaine et européenne, engendrant des phénomènes d'interaction manteau-croûte (Bellon, 1976; Clochiatti et Metrich-Travers, 1977; Sermoud, 1981; Rékhiss, 1984; Juteau *et al.*, 1986; Barker, 1987; Halloul, 1989). Toutefois, les données géochimiques de pointe n'ont pas été suffisamment exploitées pour déduire, d'une part, la source et les processus magmatiques de ces roches et, d'autre part, les phases géodynamiques associées.

Dans cet article, les résultats des investigations détaillées menées dans l'étude de ces roches magmatiques seront présentés. L'origine des roches est déduite des observations de terrain, de la pétrologie, de la géochimie des éléments majeurs et des traces incluant les terres rares et les isotopes de strontium.

Géologie régionale

L'archipel de La Galite est localisé en Méditerranée à environ 60 km de la côte septentrionale de la Tunisie; il comporte du Nord-Est au Sud-Ouest les îlots des Chiens, l'île principale ou La Galite et enfin les deux îlots du Galiton et de la Fauchelle (Fig. 2). La géologie de l'archipel est dominée par des affleurements des roches magmatiques, des granitoïdes pour l'essentiel. L'encaissant est formé par des grès plus ou moins transformés d'âge miocène appartenant vraisemblablement à la formation numidienne, des argiles, des séricitoschistes, des carbonates généralement marmorisés et des tufs altérés. Les roches magmatiques de l'archipel renferment (Fig. 2):

- Des variétés de granodiorite à texture grenue à microgrenue riche en quartz parfois corrodés, en biotites plus ou moins altérées, en feldspaths alcalins et en plagioclases parfois zonés. Ces roches montrent aussi des cristaux de grenats, de cordiérites, de pyroxènes souvent altérés en hornblende et des oxydes

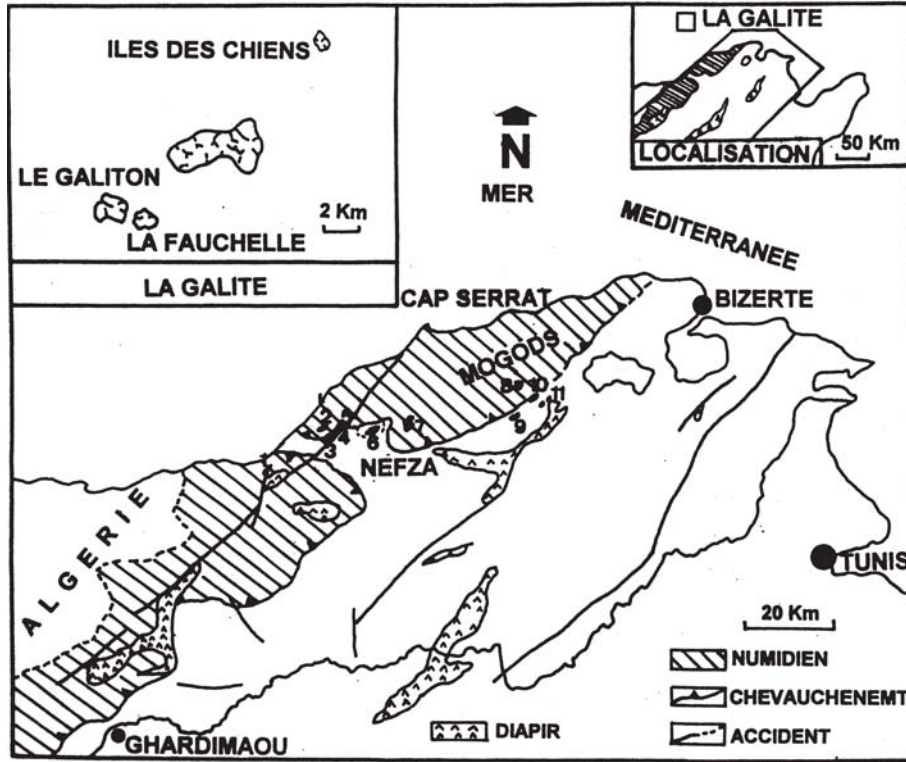


Figure 1.- Schéma structural de la Tunisie septentrionale et emplacement des corps magmatiques (1: Ras Rajel, 2: Aïn Déflaia, 3: Oued Zouara, 4: Mokta El Hadid, 5: Boulanague, 6: Oued Bélif, 7: Guelb Saad Moun, 9: Sidi Ahmed Ben Ali, 10: Oued Keman, 11: Jebel Zebs).

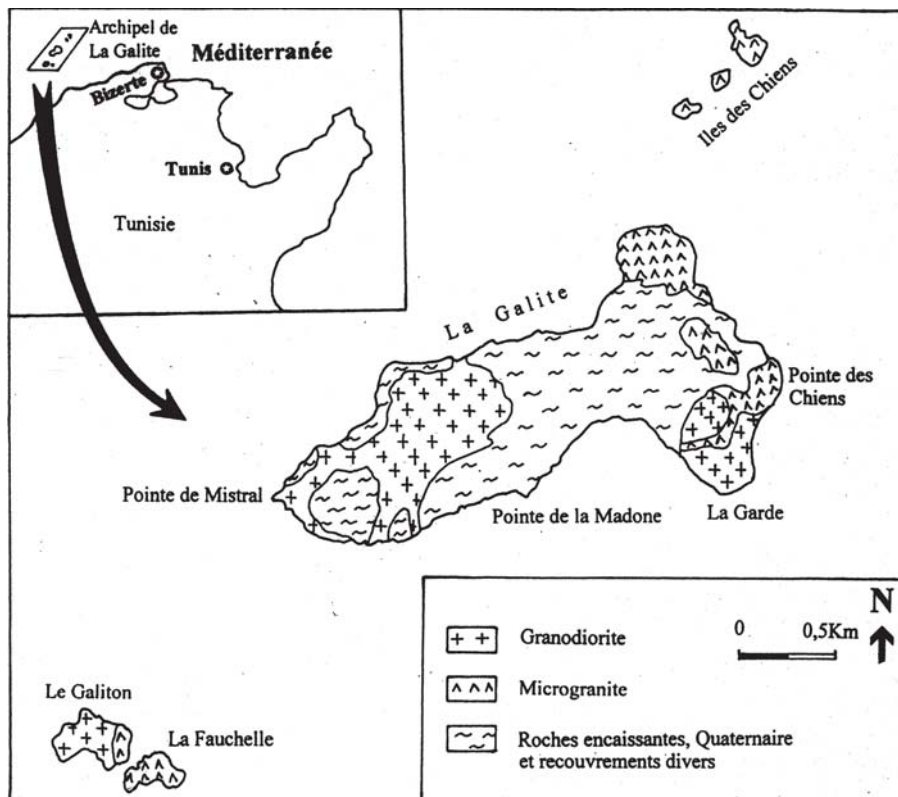


Figure 2.- Carte géologique simplifiée de l'archipel de La Galite.

représentés essentiellement par de l'ilménite. La mésostase quand elle est visible est largement microcristalline formée principalement par des petits cristaux de quartz engrenés. Parfois ces granodiorites

renferment des enclaves magmatiques de texture allant de doléritique à grenue.

- Des microgranites de couleur grise et à texture microgrenue, renfermant des biotites lessivées en

chlorite, des quartz xénomorphes parfois pegmatitiques et/ou myrmékittiques, des plagioclases, des feldspaths potassiques, des mégacristsaux de grenat et de cordiérite; cette dernière est souvent altérée en pinite particulièrement aux auréoles des cristaux. Ces roches contiennent des enclaves de gneiss quartzitique de type granulite riches en oxydes.

- Localement des dykes d'andésite souvent altérés et de couleur souvent sombre à texture microdoléritique porphyrique. Les phénocristsaux sont dominés par des plagioclases et des pyroxènes ; la mésostase est formée principalement par des microlithes de feldspaths et des oxydes.

- Des veines d'aplite granitique traduisant les derniers produits de l'activité magmatique; ce sont des filons centimétriques à décimétriques recoupant les autres granitoïdes. De couleur beige à gris-clair et à texture finement grenue, ces aplites sont formées de quartz, de feldspaths et en moindre importance d'allanite.

Toutes les roches magmatiques de l'archipel s'injectent le long d'un couloir tectonique de direction NE-SW, appelé faille de La Galite (Durand-Delga, 1956; Auzende *et al.*, 1974; Obert, 1981; Wildi, 1983; Juteau *et al.*, 1986); leur datation radiochronologique par la méthode K/Ar a donné des âges allant de 15 à 10 Ma (Bellon, 1976; Juteau *et al.*, 1986).

La géologie des roches magmatiques de Nefza a fait l'objet de nombreuses études (Solignac, 1927; Gottis et Sainfeld, 1952; Crampon, 1971, 1973; Bajanic, 1975; Bellon, 1976; Rouvier, 1977; Negra, 1987; Halloul, 1989; Laridhi Ouazaa, 1994; Talbi, 1998). Ces roches, dont l'âge s'échelonne entre 12 et 8 Ma (Méthode K/Ar: Bagdazarjan *et al.*, 1972; Bellon, 1976), s'injectent souvent au sein des flyschs numidiens. Ce magmatisme de nature bimodale, montre plusieurs variétés de roches (Figs. 1 et 3).

- Intrusion granodioritique associée à des dômes rhyodacitiques, des pyroclastites et des tufs dans la région d'Oued Bélif ; toutes ces roches sont entourées par une ceinture ferrugineuse tectono-magmatique de forme elliptique et d'origine caldeirique (Fig. 3; Talbi, 1998; Talbi *et al.*, 1999).

- Dôme rhyodacitique à Aïn Déflaia.

- Rhyodacites sous forme de dôme-laccolithe au Jebel Haddada.

- Des rhyolites, des rhyodacites et des tufs pyroclastiques à caractère ignimbritique au niveau de l'Oued Zouara. Ces roches acides sont spatialement associées avec des sills et dykes basaltiques datés de 8 ± 1 Ma (Bagdazarjan *et al.*, 1972; Rouvier, 1977) dans les localités de Mokta el Hadid et Boulanague situées le long l'accident de Ghardimaou-Cap Serrat (Fig. 3).

Dans cette localité de Nefza, l'activité magmatique est accompagnée par des phénomènes hydrothermaux à conséquences métallogéniques évidentes; ceci se traduit par l'existence de nombreux gisements et indices dans la région, notamment ceux de Sidi Driss, Boukhchiba, Mokta El Hadid, ... (Fig. 3).

Dans les Mogods prédominent des dykes basiques notamment basaltiques au sein de bassins néogènes individualisés ou recoupant les séries de flysch numidien (grès et argiles d'âge oligocène-miocène inférieur). Ce sont particulièrement les basaltes de Guelb Saad Moun, de Sidi Ahmed Ben Ali, d'Oued Keman et du Jebel Zebs (Fig. 1). La chronologie de ces basaltes, établie par Bagdazarjan *et al.* (1972), livre des âges allant de 7.3 ± 0.1 à 5.8 ± 1 Ma; ils montrent principalement deux types de texture: texture aphyrique à peu porphyrique et texture porphyrique.

Résultats

Les descriptions pétrographiques des roches de La Galite sont précitées dans la partie consacrée à la

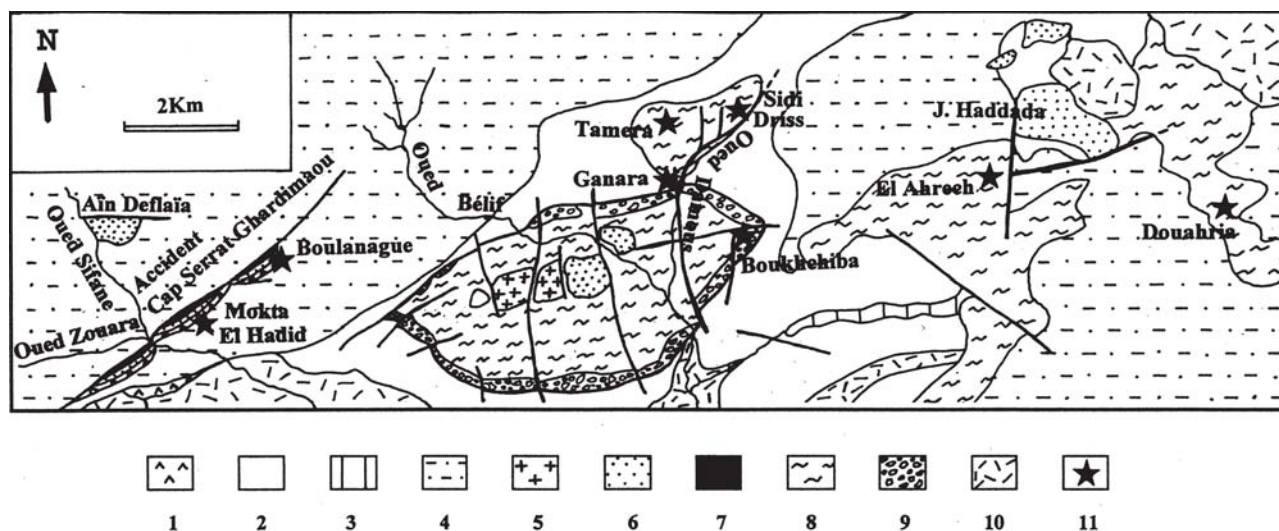


Figure 3.- Carte géologique et minière (Fe-Pb-Zn) de la région de Nefza (1: série évaporitique du Trias, 2: marnes à boules jaunes du Paléocène et de l'Eocène, 3: carbonates de l'Eocène inférieur, 4: flysch numidien, 5: granodiorites, 6: rhyodacites, 7: basaltes, 8: formations néogènes (tufs, molasses, argiles grises, grès, calcaires lacustres, gypse ...), 9: brèche ferrugineuse de contact de la structure d'Oued Bélif, 10: dépôts essentiellement alluviaux, 11: districts miniers).

N E F Z A				M O G O D S	
Gr. OB	Rh. OB	Rh. AD	Rh. JH	Ba. GCS	Ba. Mo
Quartz Biotite Orthose Microcline Albite	Quartz Biotite Sanidine Plagioclase Muscovite Epidote Apatite Oxydes et Opaques	Quartz Biotite Sanidine Plagioclase Oxydes	Quartz Biotite Sanidine Plagioclase Oxydes et Opaques	Plagioclase Olivine Augite Oxydes ostase (verre + microlites)	Plagioclase Olivine Augite Hornblende brune Apatite Oxydes microlites + enclaves)
Apatite Zircon Rutile Monazite Oxydes et Opaques					

Tableau I.- Pétrographie des roches magmatiques des régions de Nefza et des Mogods (Gr. OB: granodiorite d'Oued Bélif, Rh. OB: rhyodacite d'Oued Bélif, Rh. AD: rhyodacite d'Aïn Déflaia, Rh. JH: rhyodacite du Jebel Haddada, Ba GCS: basaltes de l'accident Ghardimaou-Cap Serrat, Ba. Mo : basaltes des Mogods - voir figures 1 et 3).

géologie régionale; celles des roches de Nefza et des Mogods sont résumées dans le tableau I.

Les analyses des éléments majeurs et des éléments traces y compris les terres rares (REE) sont effectuées au Centre de Recherche Pétrographique et Géochimique de Nancy, sur une trentaine d'échantillons de roche totale bien sélectionnés. Les éléments majeurs et le scandium (Sc) sont analysés par spectrométrie d'émission ICP; les éléments traces et les REE sont dosés par spectrométrie de plasma de masse ICP-MS. L'attaque des différents échantillons est assurée par l'intermédiaire des dissolutions par LiBO₂ et HNO₃.

Dans les roches de La Galite, les teneurs en SiO₂ se rangent entre 57.03% pour les roches intermédiaires et 67.62% pour les roches acides ; elles dépassent 75% dans les aplites granitiques. A Nefza, ces teneurs vont de 66.64 à 70.33% au sein

des roches acides ; dans les roches basiques de Nefza et des Mogods, le pourcentage de la silice varie de 48.50 à 52.02%.

Les teneurs en Na₂O et K₂O varient, respectivement, de 2.68 à 3.45% et de 2.00 à 5.43 pour les roches de l'archipel de La Galite. Dans la Tunisie continentale, le pourcentage de ces mêmes éléments va respectivement de 2.66 à 7.93% et de 1.57 à 4.76% pour les roches acides; pour les roches basiques ces teneurs s'échelonnent de 2.86 à 5.12% et de 0.67 à 2.26% (N₂O > K₂O). Les basaltes des Mogods sont nettement plus potassiques que ceux de Nefza; tous ces basaltes sont généralement alumineux (Al₂O₃=15.73 à 19.26%) du fait vraisemblablement de l'abondance des plagioclases notamment au niveau des roches à texture porphyrique. Les fortes proportions en aluminium dans ces basaltes suggèrent des similitudes avec des basaltes alumineux à affinité tholéiitique.

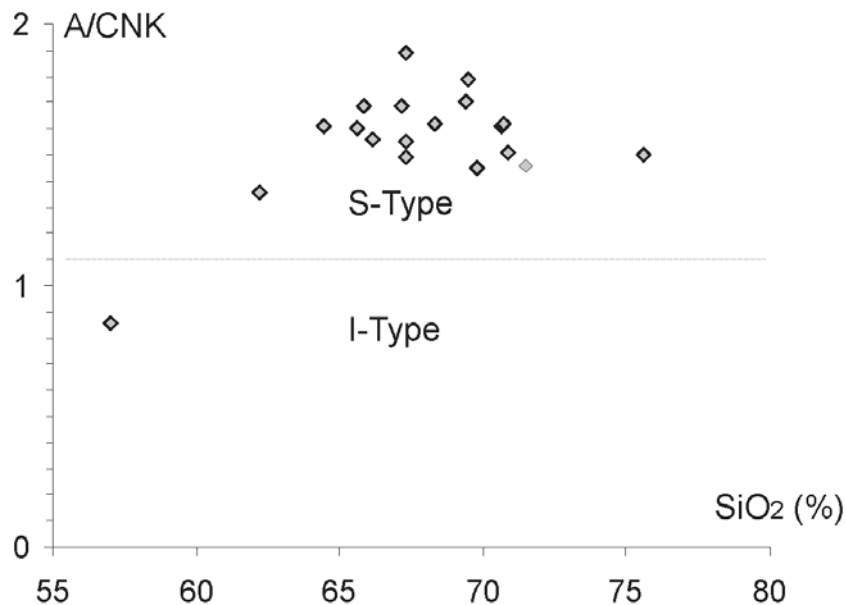


Figure 4.- Diagramme A/CNK-SiO₂ des principales roches acides de La Galite et de Nefza.

Les teneurs contrastées en sodium et potassium se traduisent par des variations énormes dans le rapport $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$. Les roches, riches en K_2O , sont aussi caractérisées par de faibles teneurs en CaO , MgO , Fe_2O_3 et TiO_2 et par un enrichissement en éléments incompatibles (Rb, Th, Ba, Hf, ...). Ce caractère potassique de la majorité des roches caractérise généralement des séries calco-alcalines riches en K_2O . En fait, ces signatures géochimiques hyperpotassiques à tendance shoshonitique sont signalées au niveau de nombreuses roches du pourtour périméditerranéen, en l'occurrence les latites de Guilliz dans le Nord-Est du Maroc (Hernández, 1983) et certaines roches de Sud-Est de l'Espagne (Bellon, 1976).

Par ailleurs, quelques échantillons, notamment ceux d'Oued Bélif et certaines roches d'Oued Zouara semblent être plus ou moins affectées par des transformations hydrothermales et/ou des phénomènes d'altération. Les teneurs élevées en Na_2O de la granodiorite d'Oued Bélif se traduisent par une albitisation poussée des feldspaths de l'intrusion (Bellon, 1976; Negra, 1987; Halloul, 1989; Talbi, 1998). Par contre, les fortes teneurs en K_2O en particulier dans la rhyodacite d'Oued Bélif sont interprétées par une venue hydrothermale potassique, typique des solutions minéralisantes de la région, attestée par l'étude des inclusions fluides et la nature des minéraux hydrothermaux (Talbi, 1998; Talbi *et al.*, 1999).

Les granitoïdes de La Galite et d'Oued Bélif incluent des roches sursaturées en SiO_2 , sans enrichissement marqué en fer. Ce sont des suites calco-alcalines de type S (Chappel et White, 1974) et à rapport élevé $\text{A}/\text{CNK} > 1.1$ (Fig. 4). En effet, les données géochimiques révèlent la prédominance des caractéristiques des roches acides calco-alcalines et des roches calco-alcalines intermédiaires riches en K_2O . En revanche, les basaltes de Nefza et des Mogods sont des roches sous-saturées de nature alcaline à subalcaline riches en Na_2O .

Les roches de La Galite montrent des teneurs généralement élevées en éléments incompatibles et faibles en éléments compatibles (3d : Ni, Co, Cr, ...). En fait, ces roches subissent un enrichissement en éléments de type "Large Ion Lithophile Element" (LILE: Ba, Rb, Sr, Cs, K, ...) et un appauvrissement relatif en éléments de type "High Field Strength Element" (HFSE: Zr, Hf, Ta, Nb, Ti, Th, ...). Ceci entraîne une augmentation des valeurs du rapport LILE/HFSE; les valeurs de ce rapport et les variations des HFSE sont caractéristiques des granitoïdes des séries calco-alcalines (Condie *et al.*, 1985; Mitropoulos *et al.*, 1987).

Les variations des éléments traces des roches acides de Nefza sont comparables à celles de La Galite; ces roches sont aussi appauvries en éléments 3d, enrichies en LILE et d'une façon moindre en HFSE. Les plus fortes proportions en éléments incompatibles se concentrent au niveau des rhyodacites d'Oued Bélif et du Jebel Haddada (Fig. 3).

Compte tenu de l'évolution des roches basaltiques de Nefza et des Mogods, les éléments compatibles (3d) et les éléments incompatibles (LILE et HFSE) varient d'une manière souvent contradictoire. Au cours de la différenciation de ces roches, en allant des roches de nature primitive vers celles de plus en plus évoluées, les teneurs des éléments 3d diminuent progressivement alors que les LILE et les HFSE ont tendance à augmenter. En effet, les éléments de transition (3d), comme le Ni et le Cr sont surtout concentrés au sein de quelques basaltes à caractère primitif, en l'occurrence des basaltes à signature tholéitique dans les régions de Nefza et des Mogods. Dans ces basaltes le rapport Ni/Co est proche de l'unité; ce rapport augmente ($\text{Ni}/\text{Co} > 1$) dans les roches plus évoluées.

En tous cas, dans la majorité des basaltes, les teneurs en éléments 3d sont relativement élevées et celles des HFSE et des LILE sont généralement faibles. Toutefois, les HFSE semblent être plus représentés et les rapports LILE/HFSE sont souvent constants.

Pétrogenèse

Processus magmatiques

Dans l'archipel de La Galite (Tableau II), les diagrammes de corrélation géochimique révèlent que la croissance des teneurs en silice accompagne celle des alcalins en particulier K_2O ; cette croissance se corrèle avec une diminution des teneurs de CaO , MgO , TiO_2 , MnO , Fe_2O_3 , Al_2O_3 , P_2O_5 et des éléments 3d. Les mêmes évolutions géochimiques apparaissent au niveau des diagrammes de corrélation des oxydes et des éléments 3d en fonction de thorium, élément fortement hygromagmatophile.

Ces corrélations bien linéaires dans les divers diagrammes géochimiques consistent en l'effet d'une différenciation magmatique générant des roches de plus en plus évoluées depuis des andésites vers des aplites en passant par des granodiorites et des microgranites. En effet, les variations géochimiques progressives plaident pour une relation génétique entre les différentes roches de La Galite.

L'application du modèle de différenciation liquide-solide des magmas, d'après les données de Shaw (1970), d'Allègre *et al.* (1977), de Hanson (1977, 1989), permet de dégager la nature probable du liquide magmatique originel des roches ignées de La Galite. Ainsi, des roches de plus en plus évoluées pourraient être issues du moins 30 à 40% d'un liquide peu différencié de nature andésitique par le phénomène de cristallisation fractionnée. Le stade ultime de cette différenciation magmatique se manifeste par la mise en place de filons hyper-acides de nature aplitique. Cependant, le mécanisme d'assimilation intervient aussi dans la genèse de certaines de ces roches; ceci est appuyé par l'existence de xénolithes métasédimentaires.

Ech.	LG1	LG2	LG3	LG4	LG5	LG6	LG7	LG8	LG9	LG10	LG11	LG12
Majeurs												
SiO ₂	57.03	62.17	63.92	64.46	65.01	65.61	65.61	65.86	67.19	67.62	73.24	75.61
Al ₂ O ₃	15.77	16.42	15.28	16.07	15.43	15.57	15.61	15.53	15.36	15.23	13.27	12.76
Fe ₂ O ₃	7.15	3.93	4.27	5.33	4.38	4.57	4.14	4.35	4.4	4	2.11	1.33
MnO	0.1	0.14	0.05	0.06	0.05	0.05	0.04	0.04	0.03	0.03	traces	traces
MgO	5.85	2.94	1.97	2.04	1.94	1.91	1.94	1.89	1.65	1.57	0.41	0.5
CaO	6.93	6.2	3.27	3.68	3.28	2.77	2.69	2.44	2.29	2.38	0.87	0.68
Na ₂ O	2.91	2.92	2.68	3.09	2.77	3.17	3.45	2.98	2.78	2.96	2.79	2.37
K ₂ O	2	2.96	3.68	3.21	3.5	3.92	3.57	3.79	3.94	3.84	5.3	5.43
TiO ₂	0.61	0.57	0.52	0.64	0.55	0.54	0.56	0.54	0.5	0.46	0.23	0.12
P ₂ O ₅	0.17	0.14	0.19	0.21	0.2	0.2	0.2	0.19	0.19	0.37	0.07	0.03
P. F.	1.2	1.37	3.98	1.06	2.79	1.45	1.97	2.14	1.36	1.42	1.35	1.09
Total	99.72	99.76	99.81	99.85	99.9	99.76	99.78	99.75	99.69	99.88	99.65	99.92
Traces												
Sc	15.8	12.3	8.3	10.1	8.3	8.1	8.1	7.9	7	7	3.7	1.7
As	4.44	6.68	1.5	10.1	1.47	5.04	9.74	1.55	12.2	11.3	1.22	2.63
Ba	2.51	757	347	391	336	431	412	326	383	356	787	602
Be	1.95	2.36	3.48	2.53	3.4	3.02	3.95	3.26	3.1	3.25	2.26	2.51
Bi	0.26	0.05	0.03	0.1	0.03	0.02	0.04	0.03	0.07	0.06	0.07	0.1
Cd	0.03	0.24	0.06	0.14	0.19	0.03	0.02	0.06	0.06	0.49	0.12	0.05
Co	21.2	8.71	9.09	12.4	9.56	10.4	18.9	9.21	8.8	8.35	2.65	1.75
Cr	401	271	185	158	253	207	191	127	356	275	138	159
Cs	9.6	0.793	5.84	5.53	5.39	4.46	3.92	4.23	5.29	6.19	2.19	5.71
Cu	34.0	4.5	23.1	20.8	23.6	30.4	10.1	8.1	21.0	20.1	4.6	15.7
Ga	17.7	19.2	19.5	18.7	22.0	18.9	20.6	20.5	20.7	21.0	16.8	15.8
Ge	1.26	1.29	1.46	1.32	1.53	1.33	1.39	1.61	1.45	1.52	1.22	1.09
Hf	3.5	4.64	4.12	4.28	5.14	4.55	4.91	4.94	4.87	4.32	5.38	5.6
In	0.04	0.04	0.06	0.07	0.07	0.07	0.06	0.07	0.04	0.06	0.03	0.01
Mo	0.6	0.63	0.73	0.72	0.68	0.83	0.66	0.48	1.09	0.83	0.64	0.66
Nb	6.16	8.2	9.12	10.12	9.69	10.18	10.49	9.41	10.32	9.9	7.92	7.54
Ni	97.6	27.6	18.6	21.3	18.8	20.5	20.3	17.3	20.1	20.8	7.46	8.42
Pb	19.0	29.1	23.8	23.0	24.6	18.9	17.9	26.3	23.3	21.2	7.14	15.1
Rb	162.6	52.76	196.4	161.8	175.7	191.3	186.5	185.3	219.3	206.4	172.1	163.8
Sb	0.46	0.46	0.12	0.32	0.08	0.1	0.15	0.13	0.19	0.2	0.1	0.32
Sn	7.63	0.83	4.98	4.48	3.99	2.44	5.0	4.34	4.57	5.01	2.05	0.9
Sr	216	295	151	174	171	147	149	159	135	138	164	91.6
Ta	0.685	0.867	1.0	0.987	1.05	1.06	1.09	1.05	1.15	1.19	1.1	1.06
Th	8.29	10.77	14.91	13.39	14.11	15.16	14.86	14.31	14.08	12.98	19.11	21.81
U	2.75	4.0	4.18	4.49	4.64	3.67	3.8	4.66	4.22	5.47	4.12	4.84
V	137	101	57.4	81.9	60.0	61.0	65.4	55.5	56.6	50.4	27.8	6.13
W	3.42	1.11	3.88	1.81	2.91	2.08	3.13	2.61	2.96	2.74	1.6	1.79
Y	19.2	21.3	23.2	21.6	24.2	22.9	21.1	23.6	22.5	22.5	23.1	16.2
Zn	74.5	74.1	45.2	55.4	49.0	46.0	37.3	39.7	39.7	40.2	22.1	14.0
Zr	124	186	150	166	180	178	178	182	162	155	175	171
REE												
La	19.9	10.08	29.51	28.1	29.22	27.8	33.99	27.86	31.57	33.35	23.73	38.8
Ce	42.78	22.95	64.62	59.47	65.1	58.09	69.65	62.0	67.33	68.49	53.24	75.19
Pr	4.56	2.76	7.55	6.37	7.81	6.32	7.68	7.51	7.39	7.35	5.58	7.69
Nd	17.58	12.09	29.16	25.43	30.46	25.07	28.56	30.01	28.09	28.26	20.82	25.93
Sm	3.82	3.09	6.54	5.85	6.46	6.22	6.49	6.45	6.22	6.3	4.24	4.72
Eu	0.85	0.93	0.95	1.06	0.9	0.97	1.01	0.93	0.92	0.91	0.563	0.554
Gd	3.63	3.39	5.53	5.79	4.82	6.12	6.36	5.18	5.44	5.45	3.83	3.55
Tb	0.61	0.51	0.75	0.81	0.8	0.86	0.89	0.76	0.88	0.84	0.65	0.55
Dy	3.51	3.3	4.41	4.29	4.62	4.5	4.69	4.49	4.71	4.53	3.96	2.85
Ho	0.8	0.74	0.92	0.8	0.96	0.88	0.85	0.95	0.92	0.85	0.86	0.6
Er	1.94	2.0	1.96	2.0	2.26	2.02	2.09	2.04	2.12	2.04	2.28	1.47
Tm	0.3	0.31	0.29	0.3	0.31	0.31	0.3	0.31	0.3	0.29	0.36	0.217
Yb	2.05	2.15	1.98	2.06	1.9	2.01	1.99	1.83	1.97	1.97	2.52	1.577
Lu	0.32	0.35	0.26	0.36	0.27	0.34	0.32	0.239	0.3	0.31	0.4	0.26

Tableau II.- Analyses géochimiques (majeurs, traces et terres rares) des principales roches magmatiques néogènes de l'archipel de La Galite.

Dans la région de Nefza, les diagrammes géochimiques des oxydes en fonction de SiO_2 et de Th montrent généralement une répartition aléatoire des points et des corrélations difficiles à rétablir pour la majorité des éléments géochimiques. Ce manque de corrélation entre les différents éléments (majeurs, incompatibles et compatibles) rend impossible l'application du modèle de fractionnement liquide-solide (Hanson, 1977, 1989); ainsi un simple mécanisme de cristallisation fractionnée n'explique pas ces variations géochimiques. Par ailleurs le phénomène de mélange entre les composantes magmatiques à affinités crustale et mantellique résout parfaitement la grande variabilité des roches de Nefza; cependant aucun magma parental ne peut être proposé avec certitude pour ces roches.

Le mélange entre les produits mantelliques (basaltes) et crustaux (roches acides à cordiérite) engendre des rhyodacites hybrides et dégazés d'Oued Bélif et du Jebel Haddada. Ces rhyodacites sont notablement riches en éléments hygromagmatophiles notamment en LILE (Ba, Sr, Rb, K, ...); l'augmentation des teneurs de ces éléments dans ces roches atteste vraisemblablement l'intervention d'une composante mantellique. Cette influence du manteau pourrait être induite soit par le phénomène d'hybridation de la croûte avec le manteau supérieur (Cox *et al.*, 1976; Hawkesworth et Vollmer, 1979), soit par le phénomène de subduction d'un matériel crustal dans le manteau (Kay, 1980; Pearce, 1983). Cette dernière possibilité est loin d'être réalisée dans le Nord de la Tunisie.

En effet, dans la région de Nefza, l'écart entre la première manifestation magmatique de nature acide à affinité crustale et la dernière de nature basique à signature mantellique est relativement long d'environ 4 Ma. Cette durée suscite une alimentation du réservoir magmatique par des venues mantelliques favorisant, à un certain moment de cette durée, un quelconque mélange entre des produits profonds du manteau et des roches acides de la croûte. Les indices de ce mélange sont évidentes dans les rhyodacites d'Oued Bélif et du Jebel Haddada dans lesquelles les rapports entre les éléments incompatibles (Sm/Hf, La/Ta, Th/Ta,...) sont nettement élevés, corroborant l'effet de cette influence mantellique (Rogers et Setterfield, 1994).

Aux Mogods, les éléments 3d diminuent avec l'augmentation de SiO_2 et subissent une décroissance exponentielle nette en fonction de thorium; de même les oxydes montrent des corrélations souvent linéaires en fonction de thorium. Ceci est dû à la cristallisation des minéraux en particulier des ferro-magnésiens comme les olivines et les clinopyroxènes notamment. Ce constat atteste que le processus majeur dans la différenciation magmatique des basaltes des Mogods est la cristallisation fractionnée. En effet, toutes les volcanites de cette localité s'intègrent dans une série évoluant essentiellement par cristallisation fractionnée du même liquide magmatique primaire. Cependant, certaines variations du contexte géologique, comme

l'orientation des failles nourricières par rapport à la contrainte maximale de l'époque et l'emplacement des roches volcaniques de part et d'autre des accidents majeurs, imposent des contrastes assez nets dans la nature des roches. Ceci engendre ces basaltes plus ou moins évolués dus au phénomène d'assimilation partielle d'un matériel crustal notamment aux épontes de certains dykes; ces basaltes sont nettement alcalins riches en sodium.

Par ailleurs, la déduction du liquide magmatique primaire aux Mogods (Shaw, 1970; Minster *et al.*, 1977; Allègre *et al.*, 1977; Maoloe, 1994; Zou et Zindler, 1996) se base principalement sur l'étude du comportement de nickel (élément très compatible) lors de la différenciation magmatique. Le calcul des teneurs du fluide magmatique père est estimé pour le Th entre 3 et 5 ppm; Ni = 375 ± 125 ppm; Cr = 375 ± 125 ppm; Co = 70 ± 10 ppm et MgO = 8 ± 1 %. Le basalte en boule correspond déjà, malgré son caractère primitif (Th \ll 5 ppm; Ni = 220 ppm), à la cristallisation d'environ 20 % du liquide initial.

Terres rares et isotopes de strontium

Une grande attention est accordée à l'étude des terres rares (REE) et des isotopes de strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) en tant qu'indicateur des processus magmatiques et de l'intervention ou non de la contamination des magmas.

Les distributions des REE normalisées par rapport aux chondrites (Nakamura, 1974; Fig. 5) révèlent un net enrichissement et terres rares légères (LREE) et un appauvrissement en terres rares lourdes (HREE). Ces caractéristiques géochimiques confèrent à ces roches des spectres nettement fractionnés, avec des anomalies négatives plus ou moins prononcées en Eu dues au fractionnement des feldspaths (Schnetzler et Philoptts, 1970). Toutefois, cette anomalie de l'Eu n'est pas claire au sein des rhyodacites à cordiérite d'Aïn Déflaia et d'Oued Zouara, du fait vraisemblablement de l'abondance de la cordiérite et de la biotite. D'autre part, les courbes de REE les plus fractionnées apparaissent au niveau des rhyodacites d'Oued Bélif; ces rhyodacites montrent, en effet, les valeurs les plus élevées du total des REE et le plus grand rapport LREE/HREE (La/Yb) de toutes les roches. Ce rapport varie au niveau des roches acides de 7.4 à 40.07 et dans les roches basiques de 2.29 à 18.14. Les plus faibles valeurs existent dans les granodiorites de La Galite et d'Oued Bélif pour les roches acides, et dans certains basaltes à caractère primitif, l'un à Nefza et l'autre aux Mogods dans les roches basiques. Ces basaltes peu évolués sont attestés par des spectres de REE à allure plate (Fig. 5), contrairement aux basaltes plus différenciés dont les courbes de REE ont une pente négative et sont de 10 à 80 fois plus enrichies en REE par comparaison aux chondrites.

Concernant les isotopes de strontium ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), environ onze mesures sur des échantillons

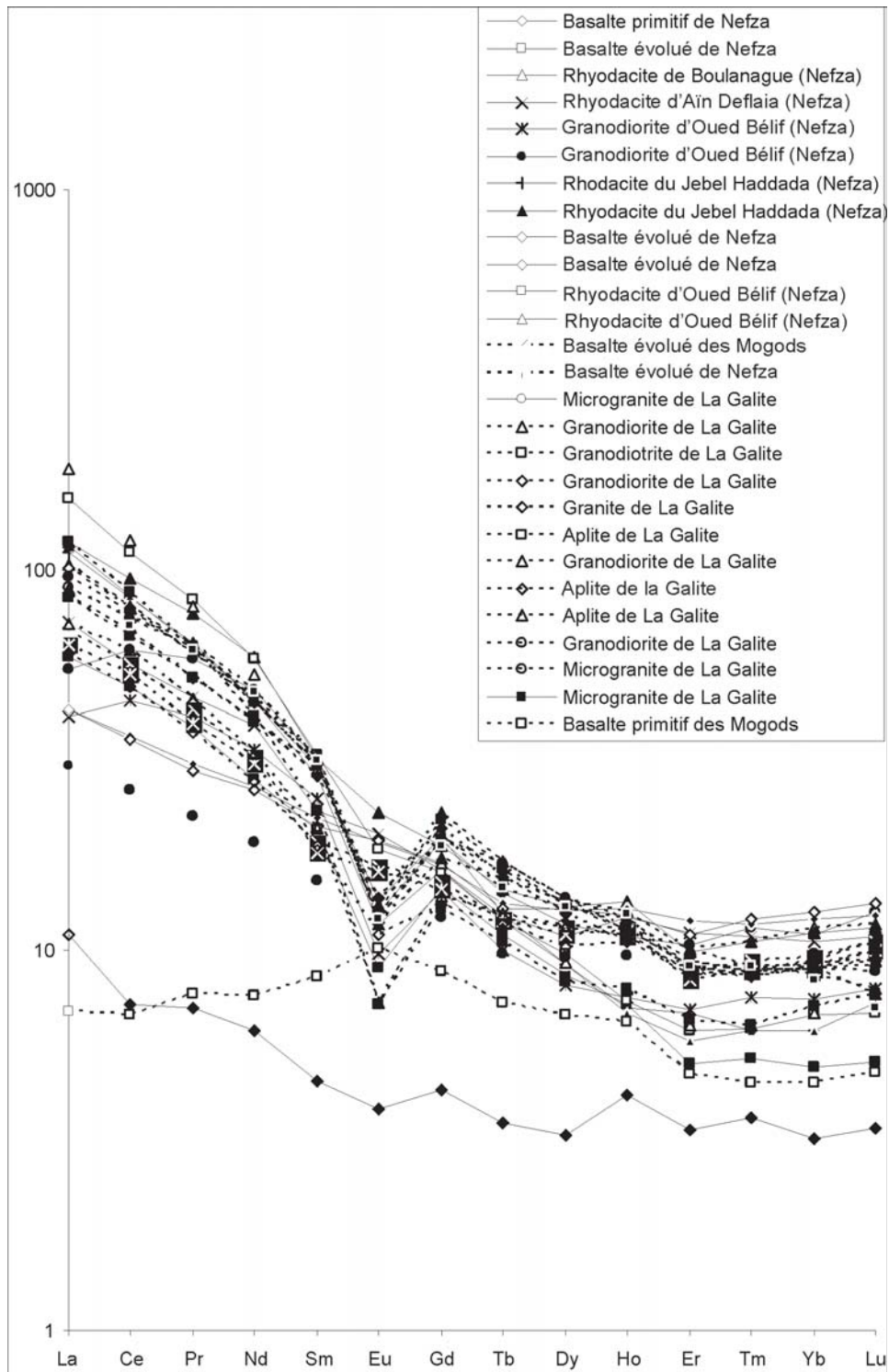


Figure 5.- Courbes des terres rares des roches magmatiques néogènes de la Tunisie septentrionale.

représentatifs ont été effectuées. Ces mesures révèlent trois principaux groupes :

- basaltes des Mogods et de Nefza à $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ faible (0.704–0.705),
- rhyodacites de Nefza (Oued Bêlif et Jebel Haddada) à teneurs modérée en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.708-0.710),
- rhyodacites à cordiérites d'Aïn Déflaia et d'Oued Zouara à rapport élevé en $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (0.718-0.719).

Les rapports isotopiques de strontium des basaltes de Nefza et des Mogods sont nettement inférieurs à

ceux des roches intermédiaires et acides; ceci met la lumière sur l'empreinte marquée du manteau et l'effet dérisoire de la croûte terrestre sur ces basaltes. Par ailleurs, la grande dispersion des rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ des magmas acides est à mettre sur le compte de l'interférence de plusieurs phénomènes dont notamment le mélange des magmas, l'assimilation et la cristallisation fractionnée. Dans le cas de l'assimilation des roches encaissantes couplée à la cristallisation fractionnée (ACF), l'assimilant devrait normalement

avoir un rapport $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ considérablement élevé, supérieur à celui trouvé dans les roches à cordiérites d'Aïn Déflaia et d'Oued Zouara. Certains travaux (Metrich-Travers, 1976; Halloul, 1989; Larhidi-Ouazaa, 1994) attribuent ces forts rapports isotopiques retrouvés dans ces roches à cordiérite à une anatexie presque pure de la croûte. En effet, les roches à cordiérite notamment les rhyodacites d'Aïn Déflaia et d'Oued Zouara montrent des signatures isotopiques et des évidences minéralogiques et géochimiques à caractère crustal (faibles teneurs en Ba, Zr, Th, et REE).

Par contre, les rhyodacites d'Oued Bélif et du Jebel Haddada ont des valeurs de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ intermédiaires entre, d'une part, les granitoïdes et les rhyodacites à cordiérite et à grenat et, d'autre part, les basaltes de Nefza et des Mogods. Ceci pourrait s'expliquer par la genèse de ces rhyodacites d'Oued Bélif et du Jebel Haddada par le phénomène de mélange entre environ 50% de roches à cordiérite et environ 50% de roches basiques. Ce phénomène de "mixing" est aussi soutenu par des données géochimiques (HFSE, LILE, REE, 3d) et pétrographiques. Cependant, le phénomène de mélange des magmas générateur de ces rhyodacites (Oued Bélif et Jebel Haddada) n'exclut pas complètement l'intervention, au sein de ces roches, des autres mécanismes à savoir la contamination magmatique, l'assimilation et la cristallisation fractionnée.

Conclusions

Les investigations pétrographiques et géochimiques, menées dans l'étude des roches magmatiques néogènes dans le Nord de la Tunisie, permettent de dégager les processus génétiques et les événements géodynamiques liés à la mise en place de ces roches.

Origine des magmas

Le mode de genèse des roches de La Galite se fait principalement par le mécanisme d'assimilation - cristallisation fractionnée (ACF). L'assimilation d'un matériau préexistant est soutenue par la présence de nombreuses enclaves métasédimentaires au niveau de ces roches. En revanche, la cristallisation fractionnée se traduit par une évolution pétro-géochimique des magmas, engendrant des roches de plus en plus évoluées depuis des roches intermédiaires (andésites) vers des roches hyper-acides (aplites granitiques) via des granodiorites et des micogranites. Ceci se traduit par des corrélations souvent linéaires dans tous les diagrammes relatant des variations géochimiques progressives et par un parallélisme parfait entre les différents spectres des REE.

A Nefza, par contre, l'ACF semble être secondaire devant le phénomène de mélange des magmas. En effet, l'injection d'un liquide magmatique basique au sein d'un réservoir intra-crustal de nature rhyolitique pourrait avoir deux principales conséquences :

- dans un premier temps, le déséquilibre physico-chimique entre ces deux magmas de nature différente, engendre des éruptions violentes et explosives de type pyroclastique à signature ignimbritique ;
- dans un deuxième temps, après dissipation des gaz, parvient un mélange entre les deux composantes acide et basique du moins à la base du réservoir magmatique; ceci engendre les deux dômes rhyodacitiques hybrides, dégazés et potassiques dans les localités d'Oued Bélif et du Jebel Haddada.

Aux Mogods, le processus majeur responsable de la différenciation magmatique des dykes basaltiques est la cristallisation fractionnée à laquelle s'ajoute parfois une contamination crustale aux bordures de certains dykes générant des basaltes plus évolués riches en alcalins.

Implications géodynamiques

Toute l'activité magmatique des zones étudiées dans le Nord de la Tunisie se déroule durant le Miocène – Pliocène basal avec une transition des roches acides calco-alcalines vers des roches basiques subalcalines à alcalines. L'emplacement des roches acides a lieu principalement du Langhien au Tortonien inférieur (15-8 Ma) dans les régions de La Galite et de Nefza. La mise en place des roches basaltiques, sous forme de dykes, sills ou coulées de lave dans les localités de Nefza et des Mogods s'effectue postérieurement durant le Tortonien supérieur-Messinien (8-5.8 Ma).

La nature pétrographique, les signatures géochimiques et les âges absolues des différentes roches magmatiques témoignent de la succession dans le temps de trois événements tectoniques qui se corrélaient parfaitement avec les épisodes clés de l'histoire géodynamique de la Méditerranée Occidentale.

a) Durant le Miocène inférieur et moyen prédominent une tectonique de cisaillements et de chevauchements-plies alpines dans un contexte compressif, se traduisant par l'emplacement des granitoïdes calco-alcalins à La Galite et à Nefza (15-12 Ma). Ces roches sont en effet caractéristiques, d'après le diagramme de discrimination géochimique de Pearce *et al.* (1984), des granitoïdes collisionnels ; ceci est appuyé aussi par les valeurs des rapports entre les éléments hygromagmatophiles en particulier Th/Ta nettement supérieur à cinq. Par ailleurs, l'activité magmatique change de nature intrusive à une nature extrusive et explosive vers 13-12 Ma. Ce stade est associé avec une intense fracturation et une activité hydrothermale importante à répercussions métallogéniques manifestes.

La tectogenèse de serrage à cette époque, pourrait être la conséquence de la collision de l'avant-pays nord africain (chaînes atlasique et tellienne) avec la marge méridionale de la plaque eurasiatique (Cohen *et al.*, 1980; Dewey *et al.*, 1989; Argniani, 1990). Cette collision engendre, dans la zone étudiée, des

chevauchements multiples à vergence Sud-Est sous forme d'écaillés imbriqués, des plissements et aussi l'édification, par endroits, de grabens parallèles à la direction de serrage. Ces mouvements culminent par la phase de granitisation au Miocène moyen et supérieur à La Galite et à Nefza.

A l'échelle de la Méditerranée Occidentale, cette époque coïncide avec la Phase Alpine (Tlig *et al.*, 1991), s'exprimant par une compression majeure au Langhien – Serravalien inférieur et engendrant des structures compressives associées avec un plutonisme bien développé. Cette phase correspond aussi à l'ouverture du bassin Algéro-provençal au Burdigalien supérieur-Serravalien inférieur en relation avec une migration de la microplaque Corse-Sardaigne-Petite Kabylie vers le SSE par rapport à la marge continentale européenne (Alvarez *et al.*, 1974; Bellon, 1976; Bellon *et al.*, 1977; Cohen *et al.*, 1980).

- Le second événement géodynamique, s'étendant depuis le Miocène moyen à la base de Tortonien, est caractérisé par une tectonique essentiellement distensive. Celle-ci engendre des zones subsidentes dans lesquelles s'accumulent des matériaux pyroclastiques et des formations essentiellement molassiques. Durant cette période, l'activité magmatique est principalement explosive argumentée par les nombreux niveaux de ponces et des pyroclastites ignimbritiques accumulés dans les différents bassins.

Dans le contexte global, cette époque correspond à une fracturation principalement extensive s'accompagnant par l'ouverture, à différente échelle, de grabens et demi-grabens.

b) Le troisième événement, daté du Miocène supérieur au Pliocène basal, caractérise la Phase Atlasique (Cohen *et al.*, 1980; Tlig *et al.*, 1991); elle s'exprime par des chevauchements et des plissements. Vers la fin de cette phase, l'activité magmatique change de l'acide calco-alcalin au basique alcalin; ce changement dans la nature de l'activité magmatique se répercute sur le contexte géodynamique et pourrait être expliqué par l'intermittence de phase de relaxation notamment à la fin de cette époque. Ces mouvements distensifs post-orogéniques sont accompagnés par l'injection de roches basaltiques de tendance alcaline dans les régions de Nefza et des Mogods.

A l'échelle régionale, les basaltes du Nord de la Tunisie sont synchrones avec le magmatisme subalcalin lié aux phases tectoniques distensives lors de l'ouverture du Canal de la Sicile (Cello, 1987; Savelli, 1988; Boccalitti *et al.*, 1990). Aussi, des basaltes alcalins sont connus dans d'autres régions comme le Rif nord oriental, en relation avec un régime tectonique distensif pliocène (El Bakkali, 1995).

Par ailleurs, cette Phase Atlasique, culminant par l'événement compressif tortonien, est synchrone avec la migration vers le SW de la Petite Kabylie et sa collision avec la marge nord africaine. Des stades d'extension post-orogénique engendrent l'effondrement du détroit de Sardaigne au Tortonien

supérieur sous forme de sphénocasme.

En définitive, l'évolution du magmatisme de la Tunisie septentrionale de l'acide calco-alcalin au basique alcalin s'accompagne d'une transition d'un régime compressif vers un contexte extensif. En effet, les valeurs du rapport Th/Ta sont significatives du contexte géodynamique des roches magmatiques (Joron et Treuil, 1977; Cabanis, 1986). Ce rapport est supérieur à cinq dans les zones orogéniques en compression, en l'occurrence les roches acides; il est inférieur à cinq et avoisine l'unité dans des contextes en distension, c'est le cas des roches basiques. Ce changement dans la nature de magmatisme et de régime tectonique coïncide avec une décroissance de l'âge des roches depuis l'Ouest (La Galite, Nefza) vers l'Est (Mogods), dues à une rotation progressive anti-horaire de l'Atlas oriental Tunisien (Cohen *et al.*, 1980).

L'évolution chronologique et magmatique, dans les zones étudiées, est tributaire du contexte géodynamique néogène et des phases de plissement de l'Atlas oriental dans la Tunisie; ces aspects géologiques mettent le relief sur la dualité magmatisme-tectonique néogène.

References

- Allègre, C.J., Treuil, M., Minster, J.F., Minster, B. and Albarede F. (1977). Systematic use of trace elements in igneous processes. Part I : Fractional crystallization processes in volcanic suites. *Contributions Mineralogy Petrology*, 60: 57-75.
- Alvarez, W., Cocozza, T. and Wezel, F. C. (1974): Fragmentation of the Alpine orogenic chain by microplate dispersal. *Nature*, 248: 309-314.
- Auzende, J. M., Olivet, J. L. et Le Pichon, X. (1974): Le détroit Sardino-Tunisien et la zone de fracture nord Tunisienne. *Tectonophysics*, 21: 357-374.
- Argnani, A. (1990): The Strait of Sicily rift zone: foreland basin deformation related to the evolution of a back-arc basin. *Journal of Geology*, 12: 311-331.
- Bagdazarjan, G.P., Bajanik, S.D. et Vass, D. (1972): Age radiométrique du volcanisme néogène dans le Nord de la Tunisie. *Notes du service Géologique de Tunisie*, 40: 79-93.
- Bajanik, S.D. (1975): Le volcanisme en Tunisie. *Annales Mines et Géologie*, 25, 63 p. Tunis.
- Barker, D.S. (1987): Rhyolites contaminated with metapelite and gabbro, Lipari, Aeolian islands, Italy: products of lower crust fusion or of assimilation plus fractional crystallization. *Contributions Mineralogy Petrology*, 93: 460-472.
- Bellon, H. (1976): *Séries magmatiques néogènes et quaternaires du pourtour de la Méditerranée occidentale, comparées dans leur cadre géochronologique; implications géodynamiques*. Thèse Etat, Orsay, 367 p.
- Bellon, H., Coulon, C. et Edel, J.B. (1977): Le déplacement de la Sardaigne: synthèse des données géochronologiques, magnétiques et paléomagnétiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 19: 825-831.
- Boccalitti, M., Cello, G. and Tortorici, L. (1990): First order kinematic elements in Tunisia and the Pelagian Block. *Tectonophysics*, 176: 215-228.
- Cabanis, B. (1986): *Identification des séries magmatiques dans les socles métamorphiques sur la base des critères géologiques, pétrographiques et géochimiques*. Thèse

- d'Etat, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 690 p.
- Cello, G. (1987): Structure and deformation processes in the Strait of Sicily rift zone. *Tectonophysics*, 141: 237-247.
- Chappel, B.W. and White, A.J.R. (1974): Two contrasting granite type. *Pac. Geol.*, 8: 173-174.
- Clocchiatti, R. et Metrich-Travers, N. (1977): Comparaison entre les inclusions vitreuses des cordiérites des rhyodacites de Toscane (San Vicenzo) et celles des rhyodacites de la Tunisie septentrionale. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, 248: 887-890.
- Cohen, C.R., Schamel, S. and Boyd-Kaygi, P. (1980): Neogene deformation in Northern Tunisia: Origin of the Eastern Atlas by microplate-continental margin collision *Geological Society of America Bulletin*, 91: 225-237.
- Condie, K.C., Bowling, G.P. and Vance, R.K. (1985): Geochemistry and origin of early proterozoic supracrustal rocks. Dos Cabezas Mountains, southeastern Arizona. *Geological Society of America Bulletin*, 96: 655-662.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., O'Nion, R.K. and Appleton, J.D. (1976): Isotopic evidence for the derivation of some Roman region volcanics from anomalously enriched mantle. *Contributions Mineralogy Petrology*, 56: 173-180.
- Crampon, N. (1971): *Etude géologique de la bordure des Mogods, du pays de Bizerte et de Nord des Hédil*. Thèse d'Etat, Nancy, 522 p.
- Crampon, N. (1973). L'Extrême Nord-tunisien, Aperçu stratigraphique pétrologique et structural. *Livre Jubilaire Marcel Solignac, Annales Mines et Géologie Tunis*, 26: 49-85.
- Dewey, J.E., Helman, M.L., Turco, E., Hutton, D.H.W. and Knott, D. (1989): Kinematics of the western Mediterranean. En: *Alpine tectonics* (M.P. Coward, D. Dietrich et R.G. Park, Eds.). *Geological Society Special Publication*, 45: 265-284.
- Durand-Delga, M. (1956): L'évolution de l'Archipel de La Galite au Néogène et au Quaternaire. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, 243: 507-509.
- Durand-Delga, M. et Fontboté, J.M. (1980): Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *26th International Geological Congress. Colloque C5: Géologie des chaînes alpines issues de la Téthys. Mémoires Bureau Recherche Géologique et Minière*, 11: 65-85.
- El Bakkali, S. (1995): *Volcanologie et magmatologie du système du Gourougou (Rif Oriental, Maroc)*. Thèse d'Université Blaise Pascal (Clermont-Ferrand II), 83: 283 p.
- Gottis, Ch. et Sainfeld, P. (1952): Les gîtes métallifères tunisiens. En: *Congres 19th International Geology*, Alger, Monographie Région., 2ème Série, 2: 104 p.
- Halloul, N. (1989): *Géologie, pétrologie et géochimie du bimagmatisme néogène de la Tunisie septentrionale (Nefza et Mogods). Implications pétrogénétiques et interprétations géodynamiques*. Thèse Spécialité, Clermont-Ferrand, 270 p.
- Hanson, G.N. (1977): Geochemical evolution of suboceanic mantle. *Journal of the Geological Society London*, 134(2): 235-253.
- Hanson, G. N. (1989): An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. Chapter 4. *Review in Mineralogy*, 12: 79-97.
- Hawkesworth, C.J. et Vollmer, R. (1979): Crustal contamination versus enriched mantle: $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ and $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ evidences from the Italian volcanics. *Contributions Mineralogy Petrology*, 69: 151-165.
- Hernández, J. (1983): *Le volcanisme miocène du Rif oriental (Maroc)*. Thèse Sciences, Paris, 580 p.
- Jaafari, M. (1997): *Géodynamique, magmatisme basique et minéralisations des Mogods : pétrologie, géochimie et inclusions fluides*. Thèse d'Univ. de Tunis II, 343 p.
- Joron, J.L. et Treuil, M. (1977): Utilisation des propriétés des éléments fortement hygromagmaphiles pour l'étude de l'hétérogénéité du manteau. *Bulletin Société Géologique France*, 19 (6): 1197-1205.
- Juteau, M. Michard, A. and Albarède, F. (1986): The Pb-Sr-Nd isotope geochemistry of some recent circum-mediterranean granites. *Contributions Mineralogy Petrology*, 92: 331-340.
- Kay, R.W. (1980): Volcanic arc magmas: implications of a melting-mixing model for element recycling in the crust-upper mantle system. *Journal of Geology*, 88: 497-522.
- Laridhi Ouazzaa, N. (1994): *Etude minéralogique et géologique des épisodes magmatiques mésozoïques et miocènes de la Tunisie*. Thèse d'Etat, Université de Tunis II, 466 p.
- Maaloe, S. (1994): Estimation of the degree of partial melting using concentration ratios. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 58: 2519-2525.
- Metrich-Travers, N. (1976): *Fusion partielle dans les enclaves gneissiques. Applications aux volcanismes de Toscane et de Tunisie*. Thèse 3ème Cycle, Orsay-France, 170 p.
- Minster, C.J., Minster, J.B., Allègre, J.C. and Treuil, M. (1977): Systematic use of trace elements in igneous processes. Part II: inverse problem of the fractional crystallization in volcanic suites. *Contributions Mineralogy Petrology*, 61: 49-77.
- Mitropoulos, P., Tarney, J., Saunders, A.D. and Marsh, N. G. (1987): Petrogenesis of cenozoic rock of Aegean Island Arc. *Journal of Volcanism and Geothermal Research*, 32: 177-193.
- Nakamura, N. (1974): Determination of the REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 38: 575-775.
- Negra, L. (1987): *Pétrologie, minéralogie et géochimie des minéralisations et des roches encaissantes des bassins associés aux structures tectoniques et magmatiques de l'Oued Bélif et du Jebel Haddada (Nord des Nefza, Tunisie septentrionale)*. Thèse 3ème Cycle, Orsay, 320 p.
- Obert, D. (1984): Géologie des Babors (Algérie): importance de la paléotectonique alpine dans l'orogène tellien. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, 25: 99-117.
- Pearce, J.A. (1983): The role of subcontinental lithosphere in magma genetic at destructive plate margins. En: *Continental basalts and mantle xenoliths* (C. J. Hawkesworth et M. J. Norry, Eds.). *?*, 230-249.
- Rékhiess, F. (1984): *Les roches intrusives miocènes de l'île de La Galite (Tunisie) : microgranodiorite à hypersthène et microgranite monzonitique*. Thèse, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 230 p.
- Roger, N.W. and Setterfield, T.N. (1994): Potassium and incompatible-element enrichment in shoshonitic lavas from the Tavua volcano, Fiji. *Chemical Geology*, 118: 43-62.
- Rouvier, H. (1977): *Géologie de l'extrême nord-tunisien: tectonique et paléogéographie superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine*. Thèse d'Etat, Paris VI, 307 p.
- Savelli, C. (1988): Late Oligocene to recent episodes of magmatism in and around the Tyrrhenian Sea : implications for the processes of opening the young inter-arc basin of intra-orogenic (Mediterranean) type. *Tectonophysics*, 146: 163-181.
- Schnetzler, C.C. and Philpotts, J.A. (1970): Partition coefficient of rare earth elements between igneous matrix

- and rock forming mineral phenocrists. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 3: 331-340.
- Sermoud, B. (1981): *Evolution pétrologique de complexe magmatique néogène de la région de Béjaia-Azimour*. Thèse Sciences, Univ. Alger, 267 p.
- Shaw, D.M. (1970): Trace element fractionation during anatexis. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 34: 237-243.
- Talbi, F. (1998): *Pétrologie, géochimie, étude des phases fluides et gîtologie liées au magmatisme néogène de la Tunisie septentrionale*. Thèse, Univ. de Tunis II, 368p.
- Talbi, F., Slim-Shimi, N., Tlig, S. et Zargouni, F. (1999): Nature, origine et évolution des fluides dans le district minier de la caldeira d'Oued Bélif (Nefza, Tunisie septentrionale); *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, Sciences de la terre et des planètes. 328: 153-160.
- Tlig, S., Erraioui, L., Ben Aissa, L., Aluoani, R. et Tagorti, M.A . (1991): Tectogenèses alpine et atlasique : deux événements distincts dans l'histoire géologique de la Tunisie. Corrélation avec les événements clés en Méditerranée. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences Paris*, 312 (Série II): 295-301.
- Van Dijk, J. P. (1994): Late Neogene kinematics of intra-arc oblique shear-zones: the Petilia-Rizuto zone (Calabrian arc, Central Mediterranean). *Tectonics*, 13 (5): 1201-1230.
- Wildi, W. (1983): La chaîne tello-rifaine (Algérie-Maroc-Tunisie): structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de Géologie Dynamique et Géographie Physique*, 24: 201-298.
- Zou, H. and Zindler, A. (1996): Constraints on the degree of dynamic partial melting and source composition using concentration ratios in magma. *Geochimica Cosmochimica Acta*, 60: 711-717.

Manuscrito recibido el 30 de junio de 2004

Aceptado el manuscrito revisado el 30 de septiembre de 2005